

# JAHRBUCH

**2016**

BAND 156/1-4



Geologische Bundesanstalt

[www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)

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

**Inhalt Contents**

HOFMANN, T., ARIC, K., BRÜCKL, E. & EICHBERGER, H.: Univ. Prof. i. R. Dr. Wolfgang Seiberl (23. Jänner 1941 – 1. Juni 2016) .....	5	HOFMANN, T., ARIC, K., BRÜCKL, E. & EICHBERGER, H.: Univ. Prof. i. R. Dr. Wolfgang Seiberl (23. Jänner 1941 – 1. Juni 2016) .....	5
KRENN, M. & SCHEDL, A.: Ein unbekannter Nachruf auf Franz Eduard Suess aus dem Jahr 1941 .....	19	KRENN, M. & SCHEDL, A.: An unknown obituary of Franz Eduard Suess from 1941 .....	19
STINGL, V.: Fritz Kerner von Marilauns „Mineralogisches Ver- wandlungsbilderbuch“ .....	27	STINGL, V.: Fritz Kerner von Marilaun and his “Picture Book of Mineralogical Metamorphism” .....	27
NOLDEN, S., HOFMANN, T. & SCHEDL, A.: Geologen der k. k. Geo- logischen Reichsanstalt: Briefe an Julius von Haast in Neuseeland in den Sammlungen der Alexander Turnbull Library .....	41	NOLDEN, S., HOFMANN, T. & SCHEDL, A.: Geologists of the Imperial Royal Geological Survey of Austria: letters to Sir Julius von Haast in New Zealand from the collections of the Alexander Turnbull Library .....	41
NOLDEN, S., HOFMANN, T. & LEIN, R.: Die Korrespondenz von Eduard Suess mit Julius von Haast in Neuseeland .....	73	NOLDEN, S., HOFMANN, T. & LEIN, R.: The correspondence of Eduard Suess with Julius von Haast in New Zealand .....	73
HEJL, E. & TÜRK, R.: Der Weihnachtsbergsturz am Hundstein (Lungau, Salzburg) im Jahr 1768: Mythos oder historisches Faktum? .....	85	HEJL, E. & TÜRK, R.: The Christmas Landslide at Mt. Hundstein (Lungau, Austria) in 1768: myth or historical fact? .....	85
PATZELT, G.: Das Bunte Moor in der Oberfernau (Stubai Alpen, Tirol) – Eine neu bearbeitete Schlüsselstelle für die Kenntnis der nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen der Ostalpen .....	97	PATZELT, G.: The “Bunte Moor” bog in Oberfernau (Stubai Alps, Tyrol) – a revised key location for the knowledge of the post- glacial glacier fluctuations in the Eastern Alps .....	97
BINDER, H.: Die fossile Gattung <i>Mesodontopsis</i> PILSBRY 1894– 1895 in Mitteleuropa .....	109	BINDER, H.: The Genus <i>Mesodontopsis</i> PILSBRY 1894–1895 in the upper Miocene and Pliocene from Central Europe .....	109
HYŽNÝ, M. & ZORN, I.: Katalog der Typen und Abbildungsorigi- nale von fossilen dekapoden Krebsen in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien .....	127	HYŽNÝ, M. & ZORN, I.: A catalogue of the type and figured fos- sil decapod crustaceans in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna .....	127
MOSER, M.: Neue lithostratigrafische Daten zum Alter der Ober- seebrekzie bei Lunz, Niederösterreich, und bei Greith, Stei- ermark, sowie deren Bedeutung für die „Dürradmer-Deck- scholle“ .....	179	MOSER, M.: New lithostratigraphic data related to the geological age of the “Oberseebrekzie” within the Northern Calcareous Alps nearby Lunz, Lower Austria .....	179
SENOWBARI-DARYAN, B.: Obertriassische Milioliden der „ <i>Cucurbita</i> - Gruppe“: Aspekte der systematischen Klassifikation .....	187	SENOWBARI-DARYAN, B.: Upper triassic miliolids of “ <i>Cucurbita</i> group”: aspects of the systematic classification .....	187

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der  
Republik Österreich 1 : 50.000  
in den Jahren 2001–2003 und 2009–2016**

**Geological Mapping Reports for the 1 : 50.000 Scale Geological Map Series from the  
Years 2001–2003 and 2009–2016**

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

MATZINGER, M. & FINGER, F.: Bericht 2014 über geochemische und petrografische Untersuchungen im Thayabatholith im Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz .....	217
LINNER, M. & ROETZEL, R.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen an Bohrkernen für die Umfahrung Zwettl auf Blatt 19 Zwettl .....	223
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn .....	225
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn .....	229
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn .....	231
VACHEK, M.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn .....	233
VACHEK, M.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn .....	234
SCHANTL, P.: Bericht 2015 zur petrografischen Charakterisierung und dem Vergleich der Moldanubischen Granulite des Dunkelstei- nerwald- und Zöbing-Granulitkörpers auf den Blättern 21 Horn, 37 Mautern an der Donau, 38 Krems an der Donau und 55 Ober- Grafendorf .....	236
ROETZEL, R.: Bericht 2010–2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln .....	240
WESSELY, G.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach .....	248
PAVLIK, W.: Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort .....	250

NIEVOLL, J.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg.....	251
NIEVOLL, J.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg.....	253
DIPPENAAR, E.: 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.....	256
HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger.....	258
HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger.....	262
HEJL, E.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming.....	267
HEJL, E.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming.....	268
KLÖTZLI-CHOWANETZ, E.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams.....	270
PALZER, M.: Bericht 2014 über kristalline geologische Aufnahmen im Bereich Franz-Senn-Hütte and Bassler Joch auf Blatt 147 Axams...	273
BICHLER, M.: Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 154 Rauris und 155 Bad Hofgastein.....	278
REITNER, J.M.: Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 178 Hopfgarten in Deferegggen und 179 Lienz.....	289

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

BÜSEL, K.: 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.....	293
SCHUH, M.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck.....	298
SCHUH, M.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck.....	301
GRUBER, J.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandltal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck.....	304
MAYRINGER, F.: Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters.....	309
SCHINDLMAYR, A., MAYRINGER, F. & HAUNSCHMID, B.: Bericht 2010–2015 über kristalline geologische Aufnahmen im westlichen Tauernfenster auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes.....	309
STINGL, V.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Söll und Going (Kaisergebirge) auf Blatt NL 33-01-13 Kufstein.....	314
HORNUNG, T.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	318
MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D. & ČORIĆ, S.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	326
SIBLÍK, M.: Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	336
BRYDA, G.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gafenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	336
HANSEN, K.: Bericht 2015 über mikrofazielle Analysen ausgewählter Jura-Profile der Frankenfels-Decke auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	338
PAVLÍK, W.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	339
ČORIĆ, S.: Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz.....	340
STINGL, K.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz.....	342
SCHILLER, D.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-13 Haslach an der Mühl.....	343
RUPP, C.: Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz.....	345
GEBHARDT, H.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn.....	349
GEBHARDT, H.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn.....	351
PERESSON, M.: Bericht 2012–2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-12-20 Wien und NM 33-12-26 Schwechat.....	353
ZORN, I. & WALLNER, J.: Bericht über die Neuordnung der paläozoologischen Kreidefossilien Österreichs an der Geologischen Bundesanstalt (Stratigraphische Sammlung).....	354

## Buchbesprechungen / Book Reviews

ARRATIA, G., SCHULTZE, H.P., TISCHLINGER, H. & VIOHL, G. (Hrsg.) (2015): Solnhofen – Ein Fenster in die Jurazeit.....	359
BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (Hrsg.) (2016): Bodenatlas Deutschland – Böden in thematischen Karten.....	360

**Univ. Prof. i. R. Dr. WOLFGANG SEIBERL**  
**(23. Jänner 1941 – 1. Juni 2016)**

Anfang Juni erfuhren wir vom Ableben unseres Kollegen und Freundes Wolfgang Seiberl, der am 1. Juni 2016 im 76. Lebensjahr verstorben war. Seiberl war ein hervorragender Forscher und Lehrer an der Universität Wien, darüber hinaus leitete er mehr als zwei Dekaden die an der Geologischen Bundesanstalt begründete Fachabteilung Geophysik, wo er die aerogeophysikalische Forschung Österreichs etablierte und auf ein hohes internationales Niveau führte.

Geboren wurde Wolfgang Seiberl am 23. Jänner 1941 als erstes Kind des Kunsthistorikers DDr. Heribert Seiberl und seiner Frau Sofie in Hollabrunn (Niederösterreich). Seine Eltern übersiedelten zunächst nach Wien, wo sein Vater die „Zentralstelle für Denkmalschutz im Bundesministerium für Unterricht“, das heutige Bundesdenkmalamt, leitete. Um den Kriegswirren zu entkommen, verlegte Familie Seiberl mit nunmehr vier Kindern den Wohnsitz nach Bad Aussee (Steiermark), wo Wolfgang Seiberl die Volksschule und das Privatrealgymnasium besuchte und am 4. Juli 1960 maturierte. Prägend für ihn, seine Geschwister und seine Mutter war der frühe Tod seines Vaters im Jahr 1952. In aufopfernder Weise gelang es seiner Mutter in den schwierigen Nachkriegsjahren für Fortkommen und Ausbildung der vier Kinder zu sorgen.

Nach Absolvierung des Präsenzdienstes bei den Gebirgsjägern in Salzburg Glasenbach, wo Seiberl als Leutnant der Reserve abrüstete, begann er an der Universität Wien das Studium der Geophysik im Hauptfach, mit Geologie im Nebenfach. Er selbst fasst seine Studienzeit wie folgt zusammen: „*Mathematik hörte ich bei den Herrn Professoren Hlawka, Hofreiter, Mayrhofer und Nöbauer. Physik bei den Herrn Professoren Schmid, Sexl, Stetter und Thirring. Geophysik belegte ich bei Herrn Prof. Toperczer, Meteorologie bei den Herrn Professoren Steinhauser und Reuter. Vorlesungen über Geologie besuchte ich bei Herrn Prof. Clar. Im März 1965 erhielt ich von Herrn Prof. Dr. Max Toperczer das Dissertationsthema: Die Laufzeiten von Nahbebenwellen für Wien ( $\Delta < 1500$  km). Im Herbst 1967 habe ich meine Arbeit über dieses Thema abgeschlossen.*“



Prof. Max Toperczer, der auch Leiter der Abteilung Geophysik der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) war, hatte ab 1964 den ersten Lehrstuhl für Geophysik an der Universität Wien inne. Seiberl gehörte somit zu den ersten Studenten Toperczers. Der formale Abschluss seines Studiums war im Februar 1968. Zu seinen ersten Arbeiten gehörten seismische Eisdickenmessungen im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade in den Jahren 1967 und 1968 am Hallstätter und Schladminger Gletscher im Dachstein-Massiv.

Im September 1968 trat Wolfgang Seiberl eine Stelle als Feldgeophysiker bei einem Bergbauunternehmen (The Messina, TVL, Development Co. Ltd) in Südafrika an. Im nächsten Jahr holte er seine große Liebe, Gabi, zu sich nach Südafrika

und so wurde am 12. Juli 1969 in Messina mit Freunden Hochzeit gefeiert; im Mai 1970 wurde Sohn Bernhard in Johannesburg geboren. Von 1970 bis Anfang 1973 war Seiberl Leiter der geophysikalischen Abteilung dieser Firma mit Sitz in Johannesburg. Hier war er für die Planung und Durchführung zahlreicher Explorationsvorhaben im Bereich der Rohstoffgeologie in Südafrika, Zimbabwe und Namibia zuständig. Der Schwerpunkt der Tätigkeiten lag bei der Aerogeophysik, wofür ein eigenes Flugzeug samt Messapparaturen zur Verfügung stand. Die Zeit in Südafrika sollte für ihn und seine Familie zu den schönsten Lebensabschnitten gehören.

Während eines längeren Heimaturlaubes im Jahr 1971 wurde ihm bei einem Besuch der Universität Wien von Univ. Prof. Dr. Rudolf Gutdeutsch, dem Nachfolger Toperczers, die Möglichkeit zur Mitarbeit am dortigen Institut für Meteorologie und Geophysik angeboten. Nach reiflicher Überlegung entschloss sich Familie Seiberl im März 1973 zurück nach Österreich zu kommen, wo Wolfgang Seiberl als Assistent seine Universitätslaufbahn begann. Im Mai 1973 kam Tochter Katharina zur Welt. Zurück in Österreich waren es zunächst wieder seismische Eisdickenmessungen, diesmal am Obersulzbachkees in der Venediger Gruppe, wo Seiberl aktiv beteiligt war.

Es folgten Arbeiten zur Verteilung des Restfeldes der Totalintensität in Österreich und der Verteilung der Gesteins-suszeptibilität. Damit trug er wesentlich zur Kenntnis und zum Verständnis des erdmagnetischen Feldes in Österreich bei. Zum Pauliberg im Burgenland, dessen magnetische Anomalie bereits von seinem Lehrer Max Toperczer untersucht worden war, lieferte er magnetische Modellrechnungen. In weiterer Folge entwickelte er in Zusammenarbeit mit Rudolf Gutdeutsch und Peter Steinhäuser, seinem damaligen Kollegen am Institut, einen umfassenden Beitrag zur Interpretation von Schwere- und Erdmagnetfeld. Diese Arbeiten mündeten schließlich im September 1978 in seiner Habilitationsschrift zum Thema „Die Transformationen des Schwere- und Magnetfeldes im Bereich der Ostalpen“. Damit verbunden war die Ernennung zum Oberassistenten. Die Ernennung zum a.o. Professor erfolgte am 1. Jänner 1983.

Mit 1. Juli 1979 wurde Seiberl zu 50 % der Geologischen Bundesanstalt dienstzugehört und von der damaligen Bundesministerin für Wissenschaft und Forschung, Hertha Firnberg, zum Leiter der neu eingerichteten „Fachabteilung Geophysik“ ernannt. Von diesem Moment an baute Seiberl konsequent ein vorwiegend aus jungen und äußerst engagierten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern bestehendes, kompetentes Team auf, dem er bis zu seiner Pensionierung am 30. September 2002 als Abteilungsleiter vorstand. Zu diesem Zeitpunkt verfügte die Fachabteilung Geophysik, die aufgrund ihres Personalzuwachses mehrere Male ihren Standort wechseln musste, über einen Akademiker im Stammpersonal sowie 12 Projektmitarbeiter.

Am 7. Mai 2003 wurde dem zu diesem Zeitpunkt bereits im Ruhestand befindlichen Wolfgang Seiberl, in Würdigung seiner außerordentlichen Verdienste, durch BM Elisabeth Gehringer das Österreichische Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst 1. Klasse verliehen.

\*\*\*

Was den fachlichen Aspekt seiner Arbeiten als Geophysiker betrifft, so hatte sich Seiberl durch seine Arbeit in Südafrika eine Expertise und Kompetenz in den Bereichen Rohstoffe und Aerogeophysik erarbeitet und war nach seiner Rückkehr nach Österreich ein gefragter Konsultant bei zahlreichen in- und ausländischen (Pakistan, Türkei, Ungarn, Albanien) Explorationsvorhaben sowohl bei der Planung, wie auch bei der Durchführung.

Seine Karriere an der Universität Wien war geprägt durch den engen Kontakt zur ZAMG und zur GBA. Die Anfänge der aeromagnetischen Vermessung Österreichs lagen Ende der 1970er Jahre in Westösterreich, wo die Befliegung von Vorarlberg und Nordtirol durch die HUNTING Geology and Geophysics Ltd. (GB) mit einem Flächenflugzeug erfolgte. 1980 kam es im Zuge des Forschungsprogramms „Aerogeophysik in den Österreichischen Alpen“, das die GBA gemeinsam mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover leitete, zum ersten geophysikalischen Einsatz eines Messhubschraubers in alpinem Hochgebirge. Konkret erinnert sich Herbert Pirkl (ehemaliger Leiter der Hauptabteilung Angewandte Geowissenschaften an der GBA) an diese Zeit: „*Da schon ab 1978 fachliche Koordinationsaufgaben im Zuge*

*der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs durch die GBA übernommen werden mussten, wurde die Zusammenarbeit zwischen der GBA und dem Institut für Meteorologie und Geodynamik der Universität Wien intensiviert. Der erste große Schritt für die GBA war der Einstieg in hubschraubergeophysikalische Messprogramme mit dem Gemeinschaftsprojekt der hubschraubergeophysikalischen Vermessung der Kitzbühler Alpen 1980 durch ein Team des Bundesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover. Mit der fachlichen Auswertung dieser Messungen und der Umsetzung der messtechnischen und organisatorischen Erfahrungen begann der Aufbau eines eigenen, österreichischen Programmes der Hubschraubergeophysik. Zu dieser Zeit lag der fachliche Teil noch überwiegend beim Institut der Universität.“* Durch diese enge fachliche Kooperation schien es naheliegend, dass Wolfgang Seiberl zur Hälfte der Geologischen Bundesanstalt dienstzugehört wurde.

Seiberls gute Kontakte zum Österreichischen Bundesheer erleichterten den Zugang zu Hubschraubern, die ab 1982 die Messflüge der jährlichen Messprogramme durchführten. Die im Vergleich zu Flächenflugzeugen geringeren Flughöhen und die bessere Manövrierfähigkeit ermöglichten eine höhere Auflösung und die Anpassung an lokale Aufgabestellungen. Seither wurden zahlreiche Gebiete Österreichs aerogeophysikalisch untersucht, wobei die Fragestellungen, die zunächst von rohstoffgeologischen Aspekten ausgingen, sich in weiterer Folge auch mit der Hydrogeologie und der Ingenieurgeologie mit Schwerpunkt Massenbewegungen befassten. Zunehmend wurden auch bodenphysikalische Verfahren eingesetzt, wobei die mögliche Verifizierung von „ground truth“ der aerogeophysikalischen Daten eine Konzentration auf elektrische und elektromagnetische Methoden nahelegte. Über eine Kooperation mit dem Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben kam der kombinierte Einsatz von Geoelektrik und Seismik zur Untersuchung einer Großmassenbewegung in den Karnischen Alpen zum Einsatz. Basierend auf den Erfahrungen aus der Explorationstätigkeit in Südafrika wies Wolfgang Seiberl Ende der 1980er Jahre auf das Potenzial der Induzierten Polarisation hin. Eine methodische Weiterentwicklung der Interpretation elektromagnetischer Daten der Hubschraubergeophysik brachte die Befassung mit neuronalen Netzwerken.

\*\*\*

Wolfgang Seiberl war der Katalysator für die Einführung aerogeophysikalischer Methoden in Österreich. Die aeromagnetische Vermessung von Österreich kann als ein Jahrhundert-Datensatz gewertet werden. Die Datensätze aus der Hubschraubergeophysik haben einen, jedem internationalen Vergleich standhaltenden Standard und im Bereich der Bodengeophysik wurden moderne Methoden eingesetzt und weiterentwickelt. Einmal mehr ist zu betonen, dass es Seiberl gelang, sein Team an der GBA durch zahlreiche Projektmittel, seien es Bundesmittel im Rahmen des Vollzugs des Lagerstättengesetzes (VLG), wissenschaftliche Forschungsprojekte im Rahmen des FWF oder Projekte im Auftrag von Bundesländern oder anderer Körperschaften langfristig zu finanzieren und an die GBA zu binden, um hier die Fachexpertise zu sichern.

Betrachtet man seine beiden Standbeine, die Universität Wien und die GBA, so zeigt sich in beiden Fällen ein beachtliches Lebenswerk. Sind es vom universitären Blickwinkel neben wissenschaftlichen Publikationen vor allem eine große Zahl von Diplomarbeiten und Dissertationen, die er betreute, so fand seine Arbeit an der GBA in zahlreichen Projektberichten aus der Feder seines Teams, das er leitete, seinen Niederschlag. Da wie dort hinterlässt er ein reiches Erbe, das man eher auf zwei full-time-jobs zurückführen würde und nicht auf zwei 50 %-Stellen. Diese Erfolgsbilanz ist zu einem Teil auf Wolfgang Seiberls Kompetenz und Fleiß zurückzuführen. Eine weitere Komponente war auch sein Geschick, ein hochmotiviertes Team aufzubauen und mit hochrangigen Wissenschaftlern und Fachleuten aus dem In- und Ausland zu kooperieren.

Ungeachtet dessen fand Seiberl noch Zeit und Muße sich seinem Hobby, dem Weinbau, zu widmen. Auch dieses betrieb er mit höchster Professionalität in seinem eigenen Weingarten und Weinkeller am Bisamberg (Niederösterreich) und absolvierte dazu in der Zeit seines Ruhestands auch noch ein einschlägiges Studium an der Universität für Bodenkultur.

Uns allen, die mit Wolfgang Seiberl gelebt, gelacht und gearbeitet haben, ist und bleibt er in bester Erinnerung. Mit ihm zu reden und zu diskutieren war immer eine Freude. Egal in welcher Umgebung und zu welchem Anlass. Ob im Arbeitsumfeld oder in geselliger Runde, ob zu Themen der Wissenschaft, der Politik oder des Alltags; er hat als weltoffener Gesprächspartner stets eine klare Meinung vertreten, dabei aber auch immer die Standpunkte anderer respektiert.

Nachfolgende Wissenschaftler-Generationen werden auf seinen Arbeiten aufbauen und sie weiterentwickeln. Uns, die wir seine Freunde sein durften, bleibt das Privileg, nicht nur mit dem begnadeten Wissenschaftler, sondern auch mit dem dahinterstehenden liebenswerten und humorvollen Menschen ein Stück des Weges gemeinsamen gegangen zu sein und uns an viele beeindruckende, oft auch unterhaltsame Stunden mit ihm erinnern zu dürfen.

THOMAS HOFMANN, KAY ARIC, EWALD BRÜCKL &  
HORST EICHBERGER

## Betreute Diplomarbeiten

AHL, A. (1994): Modellrechnung an aeroelektromagnetischen Daten zur Unterstützung hydrogeologischer Untersuchungen. – 198 S., Wien.

BARILITS, P. (1996): Die Rechnitzer Schieferinsel – Ein Vergleich der aerogeophysikalischen Vermessungen mit der geologischen Situation. – 74 S., Wien.

EBERHART, U. (2001): Quantitative Auswertung aeromagnetischer Meßdaten Anwendungsstudie Wiener Becken. – 94 S., Wien.

FITZEK, G. (1987): Die Untersuchung magnetischer Anomalien über Kohlenwasserstofflagerstätten am Beispiel der Erdgasvorkommen im Gebiet Alt-Prerau/Wildendürnbach. – 106 S., Wien.

FREUDENTHALER, A. (1992): Eine Anwendung der Gleichstromsondierung auf hydrogeologische Probleme. – 88 S., Wien.

GIANNANDREA, E. (1986): Praktische Anwendung von geophysikalischen Erzprospektionsverfahren und quantitative Analyse der Meßergebnisse mittels numerischer Modellrechnung. – 90 S., Wien.

GMEINER, B. (1993): Untersuchung über die Störpegelreduktion aeroelektromagnetischer Daten mittels Filterung und Interpolation. – 75 S., Wien.

GÖTZL, G. (2003): Ein Vergleich geophysikalischer Messergebnisse mit radiästhetischen Beobachtungen. – 244 S., Wien.

GRÖSCHL, G. (2001): Rekalibrierung aeroelektromagnetischer Messungen mittels bodengeophysikalisch ermittelter Widerstandsverteilung. – 44 S., Wien.

HEPPERGER, P. (2003): Quantitative Auswertung magnetischer Messungen mit Hilfe neuraler Netze. – 86 S., Wien.

HOLLAUS, E. (1998): Lokalisierung und Erkundung von Hohlräumen mittels geoelektrischen Messungen (Schwerpunkt 3D-Geoelektrik). – 100 S., Wien.

HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse. – 75 S., Wien.

JOCHUM, B. (1997): Geomagnetische Untersuchungen am Ostpazifischen Rücken unter Benutzung simulierter magnetischer Variationen. – ungez. S., Wien.

KAMYAR, H. (1994): Bestimmung der Wärmeproduktion aus geogenen radioaktiven Quellen am Beispiel des südböhmischen Granitplutons. – 121 S., Wien.

KÖHAZY, R. (1986): Direkte Interpretationsmethoden in der Magnetik und die Anwendung des Werner-Verfahrens am Beispiel der aerogeophysikalischen Vermessung des Dunkelsteiner Waldes. – 145 S., Wien.

MAYER-BOJANA, B. (1998): Anwendung neuraler Netze zur Auswertung von Gleichstromsondierungen. – 69 S., Wien.

MOTSCHKA, K. (1995): Anwendung der Faktorenanalyse auf die aeroradiometrischen Daten im Raum Weitra-Freistadt-Nebelstein. – 48 S., Wien.

ÖSTERREICHER, M. (2000): Magnetische Untersuchungen im Bereich der Inseln Vulcano und Lipari. – 82 S., Wien.

PIOCK-ELLENA, U. (1993): Bestimmung der Magnetisierungsrichtung geologischer Störkörper in Nordostösterreich. – 96 S., Wien.

PIRKER, C. (1995): Elektromagnetische Modellierung von Störkörpern mittels eines Integralverfahrens unter spezieller Berücksichtigung einer aeroelektromagnetischen Meßanordnung. – 120 S., Wien.

PUCHNER, C. (1986): Anwendung von geoelektrischen und seismischen Meßmethoden zur Erstellung eines Untergrundmodells der Schloßhoferplatte. – 168 S., Wien.

PUSTISEK, A. (1985): Eine Anwendung und ein Vergleich numerischer Methoden bei IP- und Widerstandsmodellrechnungen. – 148 S., Wien.

RÖMER, A. (1993): Ein direktes Auswerteverfahren in der Aeroelektromagnetik: unter besonderer Berücksichtigung des österreichischen Schleppkörpersystems. – 137 S., Wien.

SALZMANN, H. (1993): Geophysikalische Untersuchungen des Festgesteinsuntergrundes im Schesatobel: Vorarlberg. – 89 S., Wien.

SCHILLER, A. (1994): Zwei schnelle Verfahren zur automatischen Feldfortsetzung am Beispiel des Meßgebietes Neuberg. – 163 S., Wien.

SCHMIDINGER, K. (1995): Praktische Anwendung von wichtigen Methoden der Bohrlochgeophysik und Pumpversuchen zur gemeinsamen Bestimmung hydrogeologisch relevanter Parameter. – 88 S., Wien.

SCHNEIDERBAUER, K. (1993): Anwendung geoelektrischer Oberflächenmeßverfahren zur stratigraphischen Klassifizierung von Lockergestein am Beispiel des Meßgebietes Hausruck. – 125 S., Wien.

SUPPER, R. (1994): Die Anwendung geoelektrischer Gleichstrommessungen zur Simulation von Schadstoffeinträgen in das Grundwasser mittels Infiltrationsversuchen. – 131 S., Wien.

WANKER, G. (1992): Automatisierte Inversion Aeroelektromagnetischer Daten mit einem Zwei-Schicht-Modell am Beispiel des Meßgebietes Hausruck. – 84 S., Wien.

WATZAL, W. (1994): Detection of anthropogenous disturbances in aeroelectromagnetic Data. – 65 S., Wien.

## Betreute Dissertationen

AHL, A. (2000): Klassifikation aeroelektromagnetischer Meßdaten unter Verwendung von künstlichen neuronalen Netzen. – 106 S., Wien.

ARNDT, R. (1993): Drei-Dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern – Fallstudie aus dem Ostalpenraum. – 141 S., Wien.

GMEINER, B. (1996): Korrekturverfahren in der Geothermie an den Beispielen von IR-Oberflächentemperaturen und Bohrlochtemperaturmessungen. – 167 S., Wien.

KAMYAR, H.R. (2000): Verteilung der Untergrundtemperaturen an den Beispielen der Bohrlochtemperatur (BHT) – Messungen in den RAG-Konzessionen, Oberösterreichs und Salzburgs, (Molasse- und Flyschzone). – 146 S., Wien.

PUSTISEK, A. (1988): Nicht-iterative dreidimensionale Inversion magnetischer und gravimetrischer Felddaten. – 195 S., Wien.

RAUTH, M. (1998): Gridding of Geophysical Potential Fields from Noisy Scattered Data. – 122 S., Wien.

STOTTER, C. (2005): The airborne magnetic method in highly magnetized environment: quantitative analysis of data from the Aeolian Islands region. – 223 S., Wien.

WINKLER, E. (1991): Die Auswertung von Frequenzsondierungskurven an Hand digitaler Filter. – 88 S., Wien.

## Wissenschaftliche Veröffentlichungen

### 1968

SEIBERL, W. (1968): Die individuellen Laufzeiten von Nahbebenwellen für Wien ( $\Delta < 1500$  km). – Unveröffentlichte Dissertation, philosophische Fakultät der Universität Wien, 84 S., Wien.

### 1973

SEIBERL, W. (1973): Die individuellen Laufzeiten von Nahbebenwellen für Wien ( $\Delta < 1500$  km). – Mitteilungen der Erdbebenkommission, Neue Folge **71**, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

### 1975

SEIBERL, W. (1975): The F-400 series quadrature component airborne electromagnetic system. – *Geoexploration*, **13**, 99–115, Amsterdam.

SEIBERL, W. (1975): Geomagnetische Karte von Österreich 1970.0 1:1 000 000: Blatt 2 Deklination. – In: PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

SEIBERL, W. (1975): Geomagnetische Karte von Österreich 1970.0 1:1 000 000: Blatt 3 Horizontal. – In: PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

SEIBERL, W. (1975): Geomagnetische Karte von Österreich 1970.0 1:1 000 000: Blatt 4 Vertikal-Intensität. – In: PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

SEIBERL, W. (1975): Geomagnetische Karte von Österreich 1970.0 1:1 000 000: Blatt 5 Inklination. – In: PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

SEIBERL, W. (1975): Geomagnetische Karte von Österreich 1970.0 1:1 000 000: Blatt 6 Total-Intensität. – In: PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F. (1975): Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **14**, 18 S., Wien.

### 1976

SEIBERL, W. (1976): Magnetische Messungen. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25): 3. Bericht 1975. – Publikation **212**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 77 S., Wien.

SEIBERL, W. (1976): Die Werte der Gesteinssuszeptibilität im Bereich des Nockgebietes (Ostalpen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Sitzungsberichte: Abteilung I, **185**, 277–282, Wien.

ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., FRANKE, A. & SEIBERL, W. (1976): Die Nahbebenlaufzeitkurve der Pn- und Sn-Wellen für die Station Wien-Kobenzl (oberflächennahe Beben). – Mitteilungen der Erdbebenkommission, Neue Folge **77**, 22 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

#### 1977

SEIBERL, W. (1977): Die regionale Verteilung der Gesteinssuszeptibilität in der östlichen Zone des periadriatischen Lineaments (Süd-Kärnten). – Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, **26/2**, 295–302, Wien.

SEIBERL, W. (1977): Das Restfeld der erdmagnetischen Totalintensität in Österreich zur Epoche 1970.0. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **21**, 7 S., Wien.

ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1977): Jahresbericht 1976 über geophysikalische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), **5**, 84–91, Wien.

GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1977): Geophysikalische Untersuchungen in den Tauern. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), **5**, 45–46, Wien.

#### 1978

SEIBERL, W. (1978): Magnetische Modellrechnergebnisse an einem Basaltvorkommen Pauliberg im Burgenland. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **123**, 459–462, Wien.

SEIBERL, W. (1978): Die Transformationen des Schwere- und Magnetfeldes im Bereich der Ostalpen. – Habilitationsschrift, Universität Wien, 110 S., Wien.

SEIBERL, W. (1978): Die Transformationen des Schwere- und Magnetfeldes im Bereich der Ostalpen. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung II, **187/1–3**, 69–138, Wien.

SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., FRANKE, A. & GUTDEUTSCH, R. (1978): Zur Korrelation zwischen der Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes und dem Schwerefeld im ostalpinen Raum. – Zeitschrift für Geophysik, **44**, 639–650, Würzburg.

BUCHA, V., SEIBERL, W. & TRAPP, E. (1978): Zusammenfassende Bearbeitung der geomagnetischen Landesaufnahmen von Österreich und der Tschechoslowakei. – Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, **27**, 183–194, Wien.

#### 1979

SEIBERL, W. (1979): Jahresbericht 1977 über magnetische Messungen. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), **7**, 51, Wien.

SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1980): Magnetische Messungen entlang dem östlichen Teil des Periadriatischen Lineaments. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 291–298, Wien.

SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., BIEDERMANN, A. & UHL, E. (1979): Geophysical investigations of a tertiary basalt outcrop in Eastern Austria (Pauliberg-Burgenland). – EOS Transactions of the American Geophysical Union, **60.32**, 574, Washington, D.C.

GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1979): Model calculation over selected aeromagnetic anomalies in Tyrol/Austria. – EOS Transactions of the American Geophysical Union, **60.32**, 572, Washington, D.C.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & GUTDEUTSCH, R. (1979): Interpretation of the aeromagnetic map of western Austria. – EOS Transactions of the American Geophysical Union, **60.32**, 572, Washington, D.C.

#### 1980

BRÜCKL, E., GANGL, G., SEIBERL, W. & GNAM, C. (1980): Seismische Eisdickemessungen auf dem Ober- und Untersulzbachkees in den Sommern der Jahre 1973 und 1974. – Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **45**, 23 S., Wien.

STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., ZYCH, D. & RUESS, D. (1980): Bestimmung des Bouguer-Schwerefeldes der Karawanken u. der Sattnitz. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 299–306, Wien.

#### 1981

GUTDEUTSCH, R., STEINHAUSER, P., ARIC, K., SEIBERL, W., DUMA, G. & DRIMMEL, J. (1981): Geophysical Contribution to the Geodynamics of the Eastern Alps. – In: STEINHAUSER, F. (Vorw.): Results of the Austrian Investigations in the International Geodynamics Project 1972–1979, 7–33, Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Wien.

#### 1982

SEIBERL, W. (1982): Geophysikalische Basisaufnahme des Bundesgebietes. – In: STUMPFL, E. (Red.): Kolloquium über Rohstoffforschung, Rohstoffsicherung in Österreich, 17.–19. November 1982, Montanuniversität Leoben, Kurzauszüge, 2–3, Leoben.

SEIBERL, W., GUTDEUTSCH, R. & STRAUSS, U. (1982): Aeromagnetische Vermessung Österreichs als Grundlage weiterer regionaler und lokaler Vermessungen. – 42. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. in Hannover, 30.3.–2.4.1982, 169, Hannover.

GÖTZE, H., MEURERS, B., ROSENBAACH, O., RUESS, D., SCHMIDT, S., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1982): Ergebnisse der gravimetrischen Ostalpentravese. – 42. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. in Hannover, 30.3.–2.4.1982, 191, Hannover.

MEURERS, B., RUESS, D., SEIBERL, W., ARIC, K., ROSAM, V. & STEINHAUSER, P. (1982): Komplexe geophysikalische Untersuchung eines Evaporitvorkommens in den Ostalpen. – 42. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. in Hannover, 30.3.–2.4.1982, 60, Hannover.

STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B., RUESS, D. & DAUNER, G. (1982): Montangeophysikalische Untersuchung der Untergrundstrukturen im südlichen Wiener Becken. – 42. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. in Hannover, 30.3.–2.4.1982, 84, Hannover.

#### 1983

KURZMANN, E. & SEIBERL, W. (1983): Die Peutenburghöhle (Kat. Nr. 1828/45). – Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereines für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, **39.2**, 30, Wien.

HEINZ, H., GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1983): Tätigkeitsbericht 1979 über die Interpretation der aeromagnetischen Vermessung Westösterreichs. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A 154, Wien.

#### 1984

STEINHAUSER, P. & SEIBERL, W. (1984): Zur Bedeutung von Absolutschweremessungen für Geowissenschaften und Rohstoffforschung. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 167–170, Wien.

WINKLER, E. & SEIBERL, W. (1984): Die Datenauswertung von Wechselstromtiefensondierungen für endliche Dipol-Dipol-Meßanordnungen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 185–188, Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & HERRMANN, P. (1984): Geophysikalische Untersuchungen bei Hagensdorf (Südburgenland). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 41–44, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HEINZ, H., MEYER, J. & SEIBERL, W. (1984): Aufsuchung von Graphitvorkommen mittels aktiver und passiver elektrischer Methoden im Bereich der „Bunten Serie“ (Waldviertel, Niederösterreich). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 35–39, Wien.

HEINZ, H., HERRMANN, P. & SEIBERL, W. (1984): Geophysikalische Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme auf Blatt 83 Sulzberg (Vorarlberg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/4**, 487–496, Wien.

MILITZER, H., SCHEIBE, R. & SEIBERL, W. (1984): Angewandte Magnetik. – In: MILITZER, H. (Hrsg.) & WEBER, F. (Hrsg.): Angewandte Geophysik: Band 1: Gravimetrie und Magnetik, 127–189, Wien.

#### 1985

SEIBERL, W. (1985): Geophysik, Beispiel Rechnitzer Schieferinsel. – 8. Arbeitstagung Bund-Bundesländerkooperation auf dem Gebiet der Rohstoff- und Energieforschung am 9. und 10. Oktober 1985 in Eisenstadt, 99, Amt der Burgenländischen Landesregierung, Eisenstadt.

SEIBERL, W. (1985): Ausgewählte Kapitel der Aerogeophysik. – In: MILITZER, H. (Hrsg.) & WEBER, F. (Hrsg.): Angewandte Geophysik: Band 2: Geoelektrik, Radiometrie, Aerogeophysik, 342–360, Wien.

STEINHAUSER, P., MEURERS, B., ARIC, K. & SEIBERL, W. (1985): Integrierte gravimetrische und seismische Untersuchung eines alpinen Evaporitvorkommens. – In: MEURERS, B. (Hrsg.), STEINHAUSER, P. (Hrsg.) & WALACH, G. (Hrsg.): Tagungsbericht über das 3. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium Leoben 1983, 53–59, ZAMG, Wien.

#### 1986

KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1986): Die Auswertung der aeromagnetischen Daten des Raumes Dunkelsteinerwald – Rossatz mit Hilfe des WERNER-Verfahrens (Projekt NC-6t/85). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **6**, I + 30 S., Wien.

GUTDEUTSCH, R., SACHS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., STRAUSS, U. & ZYCH, D. (1986): Beispiele zur integrierten Deutung magnetischer und gravimetrischer Anomalien. – In: GERSTBACH, G. (Hrsg.): Beiträge zur GeoLIS-Tagung 3.–4. April 1986, TU Wien: Geowissenschaftliche/geotechnische Daten in Landinformationssystemen: Bedarf und Möglichkeiten in Österreich. – Geowissenschaftliche Mitteilungen, **27**, 36, Wien.

BIEDERMANN, A., HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1986): Geophysikalische Untersuchungen im Raum Erlachgraben–Windische Höhe (Kärnten Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-026/81-82). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **5**, I + 36 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BRÜGGEMANN, H. (1986): Geophysikalisch-geologische Untersuchungen am Südrand der Böhmisches Masse in Oberösterreich. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **7**, 79–154, Wien.

#### 1987

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1987): Penninische Ophiolite aus aerogeophysikalischer Sicht. – Uni-aktuell Salzburg, **10**, Tauerntagung 1987, 18, Salzburg.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1987): Aerogeophysikalische Erkundung in der Obersteiermark. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 106–112, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ALBER, J., HEINZ, H. (Mitarb.), KLEIN, P. (Mitarb.), SCHERMANN, O. (Mitarb.) & SEIBERL, W. (Mitarb.) (1987): Rohstoffpotential Südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald: Projektendbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009 a, b/82. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **3**, 186 S., Wien

BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987): Die Herstellung von Flugwegplänen an Hand automatisch aufgezeichneter Flugwegkoordinaten (Vollzug des Lagerstättengesetzes: Projekt BC-8/85). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **9**, 21 S., Wien

#### 1988

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1988): Aerogeophysik in der südlichen Böhmisches Masse. – Jahrestagung Österreichische Geologische Gesellschaft 1988 in Salzburg, 25, Salzburg.

KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1988): Die quantitative Auswertung aeroelektrischer Meßdaten (DIGHEM-II-System) (Vollzug des Lagerstättengesetzes: Projekt KC-17/85). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **13**, 20 S., Wien.

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

#### 1989

SEIBERL, W. (1989): Anwendungsbeispiele aus Österreich von Messungen des Induzierten Polarisierungseffektes im Zeitbereich. – In: NIESNER, E.: Induzierte Polarisation: Meßergebnisse, Entwicklungen und theoretische Untersuchungen, Leobener Hefte zur Angewandten Geophysik, **2**, 26–39, Leoben.

SEIBERL, W. (1989): Anwendungsbeispiele aus Österreich von Messungen des Induzierten Polarisierungseffektes im Zeitbereich. – In: NIESNER, E. (Ed.): Induzierte Polarisation: Meßergebnisse, Entwicklungen und theoretische Untersuchungen, 26–39, Leoben.

SEIBERL, W. (1989): Aufbau aero-geophysikalischer Datenbanken in Österreich. – In: GERSTBACH, G. (Hrsg.): Geowissenschaftliche/geotechnische Daten in Landinformationssystemen: Datenbestände und Datenaustausch in Österreich: Beiträge zur GeoLIS II-Tagung 29.–31. März 1989, TU Wien, Geowissenschaftliche Mitteilungen, **33**, 71–74, Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1989): Klassifikation von Gesteinen der böhmischen Masse unter Berücksichtigung aerogeophysikalisch gewonnener Parameter. – Arbeitstagung Schwerpunktprojekt S47 „Variszisches Orogen und präalpine Kruste in Österreich“ und Arbeitsgruppe der ÖGG „Geologie der Metamorphite“: Vorträge, 1 S., Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1989): An aerogeophysical research program for mineral deposits in Austria <especially in the Bohemian Massif>. – STUMPF, E. (Ed.): 79<sup>th</sup> Annual Meeting of the Geologische Vereinigung: Mineral Deposits: Leoben, Austria 15–18 February 1989, 47, Leoben.

SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich – Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufs des subalpinen kristallinen Untergrundes. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **105**, 501–504, Wien.

#### 1990

SEIBERL, W. (1990): Aeroradiometrische Messungen bei der Erfassung künstlicher und natürlicher Strahlenbelastung. – Leobener Hefte zur Angewandten Geophysik, **3**, 112, Leoben.

SEIBERL, W. (1990): Resümee über die 50. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (Leoben, 23.04. bis 28.04.1990). – Deutsche Geophysikalische Gesellschaft Mitteilungen, **1990/2/3**, 1 S., Hannover.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990): Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmisches Masse. – In: HÖCK, V. (Hrsg.) & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Erster Bericht über das Schwerpunktprojekt S 47-GEO Präalpidische Kruste in Österreich, 43–56, Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990): Erläuterungen zur aeromagnetischen Karte der Republik Österreich 1:1.000.000, ungez. S., Wien.

- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990): Aerogeophysikalische Meßergebnisse im penninischen Fenster von Rechnitz. – In: KOLLER, F. (Red.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein: mit Exkursionen in das Kristallin und das Tertiär am Alpenostrand Österreichs und im ungarischen Grenzgebiet, 70–71, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990) (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **44**, 244 S., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – *Memoires de la Societe Geologique de France: nouvelle serie*, **156**, 123–128, Paris.
- SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., BIEDERMANN, A. & SACHS, B. (1990): The calculation of pseudo-Bouguer anomalies from total-intensity data using two-dimensional filters. – In: SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P.: Geophysik der Erdkruste: Jahresbericht 1989/90, 9 S., Wien.
- CSATHO, B., PRACSER, E., SEIBERL, W. & SZILAGYI, I. (1990): Application of airborne measurements for bauxite prospecting in a sedimentary environment in Hungary (D-32). – 52<sup>nd</sup> Meeting and Technical Exhibition Bella Center Copenhagen, Denmark 28 May–1 June 1990: Technical Programme and Abstracts of Papers (Oral and Poster Presentations), 146–147, European Association of Exploration Geophysicists, Zeist.
- MÜCK, K., SCHMITZER, C., LOVRANICH, E., HENRICH, E., SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (1990): Aufspüren von Bruchstücken von Satelliten mit Kernreaktoren – ein Vergleich verschiedener Methoden. – OEFZS-Berichte, **4541**, 78 S., Seibersdorf.
- 1991**
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1991): Geophysikalische Untersuchungen auf Blatt 21 Horn und im nordöstlichen Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 114–121, Wien.
- KIS, K. & SEIBERL, W. (1991): Application of certain field transformation methods to aeromagnetic data from the western part of the Vienna basin. – *Geofizikai Közlemenyek*, **36/1/2**, 37–48, Budapest.
- SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., BIEDERMANN, A. & SACHS, B. (1991): The calculation of pseudo-Bouguer anomalies from total-intensity data using two-dimensional filters. – *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata*, **33**, 129, 69–74, Trieste.
- 1992**
- MAURITSCH, H. (Ed.) & SEIBERL, W. (Ed.) (1992): Schwerpunktprojekt der Ö.A.W.: Geophysik der Erdkruste 1988–1992: Petrophysik: In-situ- und Labormessungstechnik – Datenverwaltung – Anwendung; Die Bearbeitung von Schwere- und Magnetfelddaten im Bereich der Ostalpen. – Leobener Hefte zur Angewandten Geophysik, **4**, 194 S., Leoben.
- PASTEKA, R. & SEIBERL, W. (1992): Die Auswertung polreduzierter Magnetfelddaten anhand des totalen Feldgradienten. – In: MAURITSCH, H. (Ed.) & SEIBERL, W. (Ed.): Schwerpunktprojekt der Ö.A.W.: Geophysik der Erdkruste 1988–1992: Petrophysik: In-situ- und Labormessungstechnik – Datenverwaltung – Anwendung; Die Bearbeitung von Schwere- und Magnetfelddaten im Bereich der Ostalpen. – Leobener Hefte zur Angewandten Geophysik, **4**, 133–143, Leoben.
- 1993**
- SEIBERL, W. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte-Isoanomalien der Totalintensität (Delta T) bzw. Vertikalintensität (Delta Z) 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1993): Aerogeophysikalische Untersuchungen im Oberen Inntal. – In: HAUSER, C. & NOWOTNY, A.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, 4.–8. Oktober 1993 Mieming, Tirol, 123–127, 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.
- 1994**
- SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (1994): Der Einfluß geologischer Parameter auf die Radonkonzentration in den obersten Bodenschichten. – UG'94: 3. Arbeitstagung: Erdwissenschaftliche Aspekte des Umweltschutzes Wien, 27.–29. April 1994: Kurzfassungen, 37–38, Arsenal, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1994): Physical properties of altered section in South Bohemian Granites. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **139**, 57–58, Wien.
- ARIC, K., ADAM, A., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1994): Results of the geophysical measurements in the Bohemian Massif. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **139**, 21–23, Wien.
- BLAUMOSER, N., FITZEK, G., LIBOWITZKY, E., ZYCH, D. & SEIBERL, W. (1994): Complex Interpretation of Seismic and Non-seismic Data over Gas-bearing Structures in the Molassezone (Alt Prerau Gasfield). – 56<sup>th</sup> Meeting and Technical Exhibition Vienna, Austria, 6–10 June 1994: Extended Abstracts of Papers (Oral and Poster Presentations), 29–30, EAEG, Vienna.
- CSATHO, B., SZILAGYI, I. & SEIBERL, W. (1994): Airborne Geophysical Measurements in the Transdanubian Central Range (Hungary). – In: LOBITZER, H. (Red.), CSASZAR, G. (Red.) & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil 2, 495–505, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- DZUPPA, P., NEMESI, L. & SEIBERL, W. (1994): Geophysical Results of the International DANREG Project. – 56<sup>th</sup> Meeting and Technical Exhibition Vienna, Austria, 6–10 June 1994: Extended Abstracts of Papers (Oral and Poster Presentations), 571–572, EAEG, Vienna.
- DZUPPA, P., NEMESI, L. & SEIBERL, W. (1994): Geophysical Results of the International Danube Region Environmental Geology Program – DANREG. – UG'94: 3. Arbeitstagung: Erdwissenschaftliche Aspekte des Umweltschutzes Wien, 27.–29. April 1994: Kurzfassungen, 151–152, Arsenal, Wien.
- RÖMER, A., ARNDT, R. & SEIBERL, W. (1994): Bearbeitung und Anwendung von aerogeophysikalischen Daten. – *GeoLIS III*: Wien 6.–8. April 1994, Österreichische Zeitschrift für Vermessungswesen und Photogrammetrie, **82**, 175–177, Wien.
- SLAPANSKY, P., SEIBERL, W., HEINZ, H., GÖD, R., KOLLER, F. & FALLICK, A. (1994): Geophysik und Sauerstoffisotopie einiger Granitoide des Südböhmischen Massivs. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **139**, 371–373, Wien.
- HÜBL, G., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1994): Modelling of magnetic anomaly sources in the area of Liebenau and its implications. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **139**, 61–62, Wien.

## 1995

SEIBERL, W., ARNDT, R., RÖMER, A., OBERLERCHER, G. & SUPPER, R. (1995): Hubschrauber-geophysik in Österreich. – *Erzmetall*, **48**, 619–627, Stuttgart.

## 1996

ARNDT, R., RÖMER, A. & SEIBERL, W. (1996): A non-iterative 3-D inversion of a gravity anomaly in the vicinity of Bad Aussee (Styria). – MEURERS, B.: Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Meeting on Alpine Gravimetry Vienna 1996. – Publikation **373**, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 175–185, Wien.

HÜBL, G., RÖMER, A., ARNDT, R. & SEIBERL, W. (1996): Regional complex airborne geophysical surveys to locate prospective clay deposits. – Expanded Abstracts with Biographies: 1996 Technical Program Volume I and II: SEG International Exposition and Sixty-Sixth Annual Meeting November 10–15, 1996, Denver, 947–949, SEG, Tulsa.

## 1997

OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (1997): Cs-137 distribution from airborne gamma ray data. – IAEA-TECDOC, **980**, 181–191, Wien.

SEIBERL, W., KOVACSVÖLGYI, S., SEFARA, J. & SZABO, Z. (1997): Magnetic anomalies in the area of the DANREG project. – Geophysical results on the Danube Region Project, *Geofizikai Közlemenyek*, **41/3–4**, 123–132, Budapest.

ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ADAM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/1**, 9–28, Wien.

ARNDT, R., RÖMER, A. & SEIBERL, W. (1997): Geophysikalische Untersuchungen auf Hangbewegungen - Fallbeispiele aus Österreich. – Mitteilungen des Institutes für Angewandte Geologie: Reihe Angewandte Geowissenschaften, **8**, 23–50, Wien.

BREITENHUBER, L., HAMERNIK, E., HOFMANN, W., KAINEDER, H., KARG, V., KINDL, P., LETTNER, H., MARINGER, F., MOSSBAUER, L., NADSCHLÄGER, E., OBERLERCHER, G., POCK, K., SCHÖNHOFER, F., SEIBERL, W., SPERKER, S., STADTMANN, H., STEGER, F., STEINHÄUSLER, F., TSCHURLOVITS, M. & FRIEDMANN, H. (Koord.) (1997): Das Österreichische Radon Projekt. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **88**, 15–23, Wien.

HÄUSLER, H., KOLLMANN, W. & SEIBERL, W. (1997): Tiefengrundwasserforschung im Mattersburger Becken: Kombinierte hydrogeologische und geophysikalische Erkundungsstrategien. – KOLLMANN, W. (Red.) & PASCHER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 27.–30. Oktober 1997 Burg Schlaining, 50–54, Wien.

HÄUSLER, H., KOLLMANN, W. & SEIBERL, W. (1997): Hydrogeologische Erkundungsstrategie - der Weg zum Erfolg: Kombinierte hydrogeologische und geophysikalische Erkundungsstrategien auf Grundwasser. – KOLLMANN, W. (Red.) & PASCHER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 27.–30. Oktober 1997 Burg Schlaining, 76–77, Wien.

NEMESI, L., HRICKO, J. & SEIBERL, W. (1997): Geophysical results of the multinational DANREG project: Preface. – Geophysical results on the Danube Region Project, *Geofizikai Közlemenyek*, **41/3–4**, 95–100, Budapest.

## 1998

SEIBERL, W., AHL, A. & WINKLER, E. (1998): Interpretation of airborne electromagnetic data with neural networks. – *Exploration Geophysics*, **29/2**, 152–156, Clayton.

## 1999

SEIBERL, W. (1999): Geoelektrische Untersuchungen als Beispiel der ungarisch-österreichischen Kooperation auf dem Sektor der Geowissenschaften. – LOBITZER, H. (Red.) & GRECOLA, P. (Red.): *Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt: Teil I, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**, 415–418, Wien.

SEIBERL, W. & MOTSCHKA, K. (1999): Geophysik. – In: BACHL-HOFMANN, C. (Red.), CERNAJSEK, T. (Red.), HOFMANN, T. (Red.) & SCHEDL, A. (Red.): *Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999)*, 278–283, Wien.

JOCHUM, B., ARIC, K. & SEIBERL, W. (1999): Marinemagnetik am Ostpazifischen Rücken = Marine Magnetic Data from the East Pacific Rise. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **90**, 127–136, Wien.

ROETZEL, R., SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1999): Exkursion A8: Retz – Windmühle. – In: ROETZEL, R. (Red.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn: 3.–7. Mai 1999, Retz: gewidmet Herrn Dir. Univ.-Prof. Dr. Fritz F. Steininger zum 60. Geburtstag*, 274–276, Wien.

## 2000

MAURITSCH, H. & SEIBERL, W. (2000): Mass Movements as a Challenge for Geophysical Research. – In: BAUER, S. (Ed.) & WEBER, F. (Ed.): *Geophysical Aspects of Mass Movements*, 1–7, Austrian Academy of Sciences, Vienna.

BELOCKY, R., SEIBERL, W. & WALACH, G. (2000): Der prätertiäre Untergrund. – In: SCHÖNLAUB, H. (Hrsg.), HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, T., KOLLER, F., KOLLMANN, W., LENHARDT, W., PAHR, A., PILLER, W., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., DRAXLER, I. (Beitr.), FRITZ, I. (Beitr.), HARZHAUSER, M. (Beitr.), MANDIC, O. (Beitr.), PISTOTNIK, J. (Beitr.) & SAUERZOPF, F. (Beitr.): *Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000*, 69–74, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KOVACSVÖLGYI, S., SEFARA, J., SZABO, Z. & SEIBERL, W. (Ed.) (2000): Magnetic anomalies. – In: CSASZAR, G. (Ed.): *Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/4**, 555–560, Wien.

MAURITSCH, H., SEIBERL, W., ARNDT, R., RÖMER, A., SCHNEIDERBAUER, K. & SENDLHOFER, G. (2000): Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. – *Engineering Geology*, **56**, 373–388, Amsterdam.

NEMESI, L., HRICKO, J. & SEIBERL, W. (2000): Geophysical results. – In: CSASZAR, G. (Ed.): *Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/4**, 545, Wien.

SCHÖNLAUB, H. (Hrsg.), HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, T., KOLLER, F., KOLLMANN, W., LENHARDT, W., PAHR, A., PILLER, W., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., DRAXLER, I. (Beitr.), FRITZ, I. (Beitr.), HARZHAUSER, M. (Beitr.), MANDIC, O. (Beitr.), PISTOTNIK, J. (Beitr.) & SAUERZOPF, F. (Beitr.) (2000): *Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000*. – 130 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## 2001

SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (T): Epoche 1977.7 bezogen auf Wien – Cobenzl. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

AHL, A., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SUPPER, R. & WINKLER, E. (2001): Aerogeophysik. – In: HAMMERL, C. (Hrsg.), LENHARDT, W. (Hrsg.), STEINACKER, R. (Hrsg.) & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851–2001: 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich, 680–691, ZAMG, Wien.

HÜBL, G., OBERLERCHER, G., RÖMER, A. & SEIBERL, W. (2001): Geophysikalische Untersuchungen im Raum zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid. – In: MANDL, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Karten 1:50.000 Blatt ÖK 103/Kindberg und Blatt ÖK 104/Mürzzuschlag: Grundlagenforschung, Angewandte Geologie: Neuberg an der Mürz 3.–7. September 2001, 196–197, 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., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SUPPER, R., MOTSCHKA, K., SEIBERL, W. & FEDI, M. (2001): Geophysical investigations in Southern Italian active volcanic regions. – State of the Art and Perspective of Airborne Geophysics – from Mineral Exploration to Environmental Survey. – Bulletin of the Geological Survey of Japan, **52**, 89–99, Ibaraki.

## 2003

WINKLER, E., SEIBERL, W. & AHL, A. (2003): Interpretation of Airborne Electromagnetic Data with Neural Networks. – In: SANDHAM, W.A. & LEGGETT, M. (Eds.): Geophysical Applications of Artificial Neural Networks and Fuzzy Logic. – Modern Approaches in Geophysics, **21**, 253–265, Dordrecht.

## 2006

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

## 2007

AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H. (2007): Regional Distribution of Magnetic Susceptibilities and 3 D Modelling of Aeromagnetic Anomalies in the Central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 138–151, Wien.

## Unveröffentlichte Berichte

### 1962

GANGL, G. & SEIBERL, W. (1962): Geologische Kartierung im Bergbau: Einführung mit Aufnahmsübungen Univ.-Doz. Medwenitsch in Bleiberg vom 21.1.–27.1.1962. – Unveröffentlichter Bericht, 10 S., Wien.

### 1974

ARIC, K., GANGL, G., PETERS, K., RIEHL-HERWISCH, G., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1974): Bericht 74.02.26 zum Teilprojekt: Geologisch-geophysikalische und vermessungstechnische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpen Grenze und ihr Zusammenhang mit jungen Massenbewegungen: Schwerpunkt N 25 „Tiefbau der Ostalpen“. – Unveröffentlichter Bericht, 7 S., Wien.

### 1976

GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1976): Unterlagen zur Arbeitstagung der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs. – 6 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

### 1980

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Raum von Hagensdorf (Südburgenland). – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/79, 7 S., Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1980): Bericht über den Studienaufenthalt an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (21.11.1979 bis 16.12.1979). – Unveröffentlichter Bericht, 12 S., Wien.

HEINZ, H., GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1980): Tätigkeitsbericht 1979 über die Interpretation der aeromagnetischen Vermessung Westösterreichs. – Unveröffentlichter Bericht, 2 S., Wien.

STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B. & RUESS, D. (1980): Montangeophysikalische Untersuchung der Untergrundstrukturen im Raum Zillingdorf-Nord. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-016/80, VI + 42 S., Wien.

### 1981

SEIBERL, W. (1981): Systematische überregionale Untersuchungen im Rahmen der Basisaufnahmen des Bundesgebietes – Aerogeophysik. – Unveröffentlichter Bericht, 1 S., Innsbruck.

SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., MEURERS, B., BIEDERMANN, A. & KLINGER, G. (1981): Geophysikalische Untersuchungen aeromagnetisch vermessener Anomalien im Raum Salzburg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-007/81, III + 1 S., Wien.

GÖSCHKE, M., BIEDERMANN, A., HEINZ, H., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P. & WAGINI, A. (1981): Montangeophysikalische und gesteinsphysikalische Untersuchung aeromagnetischer Anomalien in der westlichen Grauwackenzone. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-011/80, IV + 32 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1981): Bericht über das Auftragsforschungsprojekt: Massenrohstoffe am Südrand der Böhmisches Masse (Oberösterreich). – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-012/80, III + 63 S., Wien.

### 1982

SEIBERL, W. & MAURITSCH, H. (Projektl.) (1982): Kiesvererzungen im Zentralteil der Niederen Tauern <i.d.Walchen>. – Unveröffentlichter Zwischenbericht 1982, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024/82F, 4 S., Leoben.

BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1982): Gesteinsphysikalische Untersuchung einer aeromagnetischen Anomalie im Wechselgebiet. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-022/80, 50 S., Wien.

BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., SCHRAMM, J. & STEINHAUSER, P. (1982): Gesteinsphysikalische Untersuchung in der Salzburger Grauwackenzone. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-008/80, III + 51 S., Wien.

SCHMID, C., SEIBERL, W. & WEBER, F. (Projektl.) (1982): Montangeophysikalische Untersuchungen an Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe (Kaser Wiesel, Knappenstube, Pundkofel, Rannach, Stallhofen und Wöllatratzen). – Unveröffentlichter Abschlußbericht 1981 Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-015/81: („Geophysik der Erdkruste“), 53 S., Leoben.

STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B., ARIC, K., RUESS, D., HÖSCH, K. & LENHARDT, W. (1982): Montangeophysikalische Untersuchung im Raum Aussee. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019/80, 3 + 89 S., Wien.

## 1983

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1983): Seismische Untersuchungen im Oberen Drautal. – Unveröffentlichter Bericht, 13 S., Wien.

MAURITSCH, H. & SEIBERL, W. (1983): Kiesvererzungen im Zentralteil der Niederen Tauern (i.d. Walchen). – Unveröffentlichter Endbericht 1983, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024/82F, 58 S., Leoben.

BRÜGGEMANN, H., HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1983): Geophysikalische Untersuchungen von Massenrohstoffen im oberösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001e/81, 30 S., Wien.

STRAUSS, U., STEINHAUSER, P., SEIBERL, W. & HÖSCH, K. (1983): Erkundung aeromagnetischer Anomalien in der Böhmisches Masse und im östlichen Niederösterreich. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006b/81, V + 80 S., Wien.

## 1984

SEIBERL, W., BIEDERMANN, A. & MAURITSCH, H. (1984): Geophysikalische Untersuchungen von aerogeophysikalisch bestimmten Anomalien im Bereich der westlichen Grauwackenzone zwischen Brixlegg und Wörgl. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-021/84F, 34 S., Leoben.

MAURITSCH, H., SEIBERL, W. & MAURITSCH, H. (Projektl.) (1984): Turam und Multispektral IP-Messungen zur Diskriminierung von sulfidischen Paragenesen und Grafit bzw. Mylonit. – Unveröffentlichter Zwischenbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-016h/84, 3 S., Leoben.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1985): Aerogeophysik Österreich. – Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Wien.

## 1985

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung des Drauzuges. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-008/80 (Aerogeophysik Österreich), 45 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Rossatz. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006f/81, 37 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Dunkelsteinerwald. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006c/81, 38 S., Wien.

SEIBERL, W., HEINZ, H. & BRÜGGEMANN, H. (1985): Geophysikalische Untersuchungen an Massenrohstoffvorkommen am Südrand der Böhmisches Masse in Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001e/82, 18 S., Wien.

SEIBERL, W., HEINZ, H. & THIELE, O. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des südlichen Wiener Beckens: Zillingdorf-Lichtenwörth. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-001d/81, 20 S., Wien.

BIEDERMANN, A., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (Projektl.) (1985): Bodenphysikalische Untersuchung von aerogeophysikalisch lokalisierten Anomalien im Raum Brixlegg – Schwarzenau. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-021/82, 30 S., Wien.

BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., HÖSCH, K. & GIANNANDREA, E. (1985): Bodengeophysikalische Untersuchung von aerogeophysikalisch lokalisierten Anomalien zwischen dem Paß Thurn und der Zeller Furche. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-C-002e/83, III + 33 S., Wien.

MAURITSCH, H., SEIBERL, W. & MAURITSCH, H. (Projektl.) (1985): Turam und Multispektral IP-Messungen zur Diskriminierung von sulfidischen Paragenesen und Grafit bzw. Mylonit. – Unveröffentlichter Endbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-016h, 29 S., Leoben.

## 1986

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Kremser Bucht. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006d/81, I + 42 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weitra. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006q/84, N-C-006m/83, N-C-006n/84, 43 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-002c/83, 42 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weinsberger Wald. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001d/85, 23 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung des Zentralen Drauzugs. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-033d/84 (Aerogeophysik Österreich), 37 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des westlichen Mühlviertels Nord & Süd. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001b/83 (Aerogeophysik Österreich), 41 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kamptal. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006h/82 (Aerogeophysik Österreich), 39 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Ziersdorf. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006i/82 (Aerogeophysik Österreich), 37 S., Wien.

SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des Wechsels. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006k/82 (Aerogeophysik Österreich), 37 S., Wien.

SEIBERL, W., BIEDERMANN, A. & ALBER, J. (1986): Geophysikalische Untersuchung der Blei-Zink-Vererzungen im Bereich Annaberg, N.Ö. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-025/81, 31 S., Wien.

## 1987

SEIBERL, W. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung der Gebiete Hauskirchen – St. Ulrich und Götzensdorf – Spannberg. – Unveröffentlichter Bericht, Aerogeophysik Österreich, I + 25 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kirchbach, Gaital. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-033a/84 (Aerogeophysik Österreich), 39 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales: Gebiet Aigen. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-C-010/86 (Aerogeophysik Österreich), 38 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung des Oberen Ennstales: Gebiet Pruggern. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-C-010/80, 39 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung des Oberen Ennstales: Gebiet Öblarn. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-C-001e/83, 39 S., Wien.

SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum von Kirchberg am Wechsel. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006g/82 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 37 S., Wien.

GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Unveröffentlichter Endbericht, 32 S., Wien.

HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Burgenland. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-002d/84 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 38 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Salzburg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-C-002f/84 (Aeromagnetische Vermessungen des Bundeslandes Salzburg), 14 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Kärnten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-016/85 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 16 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001c/84 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 15 S., Wien.

#### 1988

SEIBERL, W. (1988): Bericht über aeroelektromagnetische Testmessungen zwischen dem Balaton und Budapest. – Unveröffentlichter Bericht, 12 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Pregarten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/87-1 (Aerogeophysik Österreich), 27 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001i/86 (Aerogeophysik Österreich), 29 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Perg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/87-2 (Aerogeophysik Österreich), 27 S., Wien.

SEIBERL, W. & REDEN, G. (1988): Auswertung geoelektrischer Messungen im Raum Heiligenblut. – Unveröffentlichter Bericht, FFWF Projekt 4845, 46 S., Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Vorarlberg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt V-C-007/85 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 9 S., Wien.

HEINZ, H., PESTAL, G., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Tirol. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-011/85 (Aeromagnetische Vermessung Österreichs), 16 S., Wien.

#### 1989

SEIBERL, W. (1989): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Aeromagnetische Karte (Isoanomalien der Totalintensität Delta T) 1:200.000: Epoche 1977.7 bezogen auf Wien-Cobenzl. – Unveröffentlichter Bericht, 1 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

#### 1990

SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1990): Geophysik der Erdkruste: Jahresbericht 1989/90. – Unveröffentlichter Bericht, 15 + 9 + 14 S., Wien.

URBANEK, P. & SEIBERL, W. (1990): Erarbeitung von Entscheidungsgrundlagen für die Weiterführung und den Ausbau des österreichischen aerogeophysikalischen Meßverfahrens. – Unveröffentlichter Bericht, 64 S., Wien.

#### 1991

SEIBERL, W. (1991): Beispielhafte Auswertung an niederösterreichischen hubschrauber-geophysikalischen Meßergebnissen in Bezug auf Lockersedimente: Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006v/86, 21 S., Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Herzogenburg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/88: Aero-Geophysik Österreich, 40 S., Wien.

SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Hausruck. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/90 (Aero-Geophysik Österreich), 42 S., Wien.

SEIBERL, W. & GUTDEUTSCH, R. (Projektl.) (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isoanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7). – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEIBERL, W. (Projektl.), OBERLERCHER, G. & HEINZ, H. (1991): Eichung des österreichischen aeroradiometrischen Meßsystems. – Unveröffentlichter Bericht, Österreichische Akademie der Wissenschaften, 13 S., Wien.

KOLLMANN, W., FERKL, R., MEYER, J., SHADLAU, S., DUMFARTH, S., SUPPER, R., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1991): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern: Teilprojekt 10. – Hydrologie Österreichs: Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Teil II: Jahresendbericht April 90–März 91, 45 S., Wien.

KOLLMANN, W., FERKL, R., MEYER, J., SHADLAU, S., DUMFARTH, S., SUPPER, R., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1991): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Jahresendbericht für den Zeitraum Sept. 1990–März 1991. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/90, 45 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), FERKL, R., MEYER, J., SHADLAU, S., DUMFARTH, S. & SUPPER, R. (1991): Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Jahresbericht April 90–März 91: Teilprojekt 10: Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/90: Hydrologie Österreichs, 45 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), ANTES, G., GAMERITH, W. & HÄUSLER, H. (1991): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Hydrologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1990–Feb. 1991. – Unveröffentlichter Bericht, 24 S., Wien.

#### 1992

SEIBERL, W. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/91-2 (Aero-Geophysik Österreich), 27 S., Wien.

SEIBERL, W. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/91-1 (Aero-Geophysik Österreich), 32 S., Wien.

SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Pöllauer Bucht. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/92-3 (Aero-Geophysik Österreich), 31 S., Wien.

SEIBERL, W. & LOBITZER, H. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Bad Gleichenberg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/92-1, 45 S., Wien.

SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Amstetten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/89, 32 S., Wien.

KOLLMANN, W., MEYER, J., SUPPER, R., KOCIU, A., SHADLAU, S., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern: Teilprojekt 10. – In: NACHTNEBEL, H. (Projektl.): Hydrologie Österreichs: Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Teil III: Jahresbericht April 91–März 92. – Unveröffentlichter Bericht, 67 S. Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), MEYER, J., SUPPER, R., KOCIU, A. & SHADLAU, S. (1992): Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Jahresbericht April 91–März 92: Teilprojekt 10: Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/91 (Hydrologie Österreichs), 67 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Jahresbericht für den Zeitraum Apr. 1991–Febr. 1992. – Unveröffentlichter Bericht, 67 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten: Jahresbericht für den Zeitraum März 1991–Feb. 1992. – Unveröffentlichter Bericht, 66 S., Wien.

KOLLMANN, W., SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1992–Oktober 1992. – Unveröffentlichter Bericht, 9 S., Wien.

### 1993

SEIBERL, W. (1993): Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren: Zwischenbericht 1993 der Projektgruppe Wien. – Unveröffentlichter Bericht (ÖAW-Projekt „Geophysik der Erdkruste“), 16 S., Wien.

SEIBERL, W. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg (Teilprojekt II). – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/92-4 (Aero-Geophysik Österreich), 27 + 13 S., Wien.

SEIBERL, W. & ANTES, G. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld II. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/92-2 (Aero-Geophysik Österreich), 43 S., Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1993): Aerogeophysikalische Untersuchungen im Oberen Inntal. – Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Wien.

SEIBERL, W., SCHEDL, A. & HEINZ, H. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Kitzbühel. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/88-2, 90-2 (Aero-Geophysik Österreich), 29 S., Wien.

KOLLMANN, W., MEYER, J., SUPPER, R., KOCIU, A., SHADLAU, S., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1993): Teilprojekt 10: Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – In: NACHTNEBEL, H. (Projektl.): Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Zwischenbericht 3. Projektjahr. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/92 (Hydrologie Österreichs), 22 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), ANTES, G. & KOCIU, A. (1993): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Jahresendbericht für den Zeitraum Mai 1992–April 1993. – Unveröffentlichter Bericht, Hydrologie Österreich, 91 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.) & SUPPER, R. (1993): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer: Zwischenbericht für den Zeitraum März 1993–Mai 1993. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/93 (Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer), 22 S., Wien.

KOLLMANN, W., BIEBER, G., SUPPER, R., SCHNEIDERBAUER, K., SCHATTAUER, I., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1993): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1993–Okt. 1993. – Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Wien.

### 1994

SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1994): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Saalbach (Einzugsgebiet Löhnersbach). – Unveröffentlichter Bericht (Aero-Geophysik Österreich), 54 S., Wien.

SEIBERL, W. & PISTOTNIK, J. (Beitr.) (1994): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Semriach. – Unveröffentlichter Bericht Aero-Geophysik Österreich, 41 S., Wien.

SEIBERL, W., NOWOTNY, A. & MANDL, G. (1994): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg (Teilprojekt III). – Unveröffentlichter Bericht Aero-Geophysik Österreich, 44 S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Endbericht für den Zeitraum Oktober 1993–Juli 1994. – Unveröffentlichter Bericht, ungez. S., Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer: Endbericht für den Zeitraum April 1993–April 1994. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/94, ungez. S., Wien.

KOLLMANN, W., SEIBERL, W., MEYER, J., SUPPER, R., SCHATTAUER, I. & SCHNEIDERBAUER, K. (1994): Endbericht Teilprojekt 10: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/93: Hydrologie Österreichs, 52 S., Wien.

- SCHATTAUER, I., SCHNEIDERBAUER, K., SUPPER, R. & SEIBERL, W. (1994): Aerogeophysikalische und bodengeophysikalische Vermessung. – In: KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Endbericht für den Zeitraum Oktober 1993–Juli 1994. – Unveröffentlichter Bericht, 66–151, Wien.
- 1995**
- SEIBERL, W. (1995): Application of Geoscientific Methods for the Exploration of Karst Water Resources. – ungez. S., Wien.
- SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Bürserberg/Schesatobel/Vlbg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/94-3, 54 S. Wien.
- SEIBERL, W. & WEBER, L. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum von Übelbach, Stmk. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/94-2 (Aerogeophysik Österreich), 48 S., Wien.
- SEIBERL, W., BRÜGGEMANN, H. & PIRKL, H. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Peuerbach–Ried: Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/88-2, 3 + 49 S., Wien.
- ARNDT, R., RÖMER, A., SCHNEIDERBAUER, K., SENDLHOFER, G., MAURITSCH, H. (Projektl.), SCHMÖLLER, R. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.) & ARIC, K. (Projektl.) (1995): Geophysik der Erdkruste: Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren. – Unveröffentlichter Bericht, 59 S., Wien.
- BELOCKY, R., HEINZ, H., KOLLER, F., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1995): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/94, 64 S., Wien.
- HÜBL, G., SEIBERL, W. & KRENMAYR, H. (1995): Bodengeophysik und erweiterte, verbesserte Auswertung von geophysikalischen Daten anhand von Beispielen aus dem voralpinen Bereich. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-035/94, 15 S., Wien.
- 1996**
- SEIBERL, W. (1996): Exkursionsführer Montangeophysik in Deutschland: Lehrveranstaltung WS 1996/97, Nr. 805 187, 3 SWS. – ungez. S., Wien.
- SEIBERL, W. & BELOCKY, R. (1996): MIRO – Mineral Industry Research Organisation. – Projektantragsunterlagen. – ungez. S., Wien.
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R. (1997): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau-Nord/NÖ. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/95-2, 53 S., Wien.
- SEIBERL, W., PIRKL, H. & PASCHER, G. (1996): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Wiesen/Bgld. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/95-1., 59 S. Wien.
- SEIBERL, W., ROETZEL, R. & PIRKL, H. (1996): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau/NÖ. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/94-1, 52 S., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1996): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/95, 97 S., Wien.
- HÜBL, G., SEIBERL, W., MOSER, G. & REITNER, J. (1996): Bodenphysik und erweiterte, verbesserte Auswertung von geophysikalischen Daten anhand von Beispielen aus dem voralpinen Bereich. – Unveröffentlichter Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-035/95, 29 S., Wien.
- PIRKL, H., SEIBERL, W. & UMFER, T. (1996): Aerogeophysikalische Vermessung in Bereich Gallneukirchen, O.Ö. – Unveröffentlichter Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/91-3, Ü-LG-020/93-1, 47 S., Wien.
- 1997**
- SEIBERL, W. (Projektl.) & KUSNETSOVA, V. (Beitr.) (1997): Erfassung rezenter Krustenbewegungen im alpin/karpatischen Vorland unter Verwendung tektonomagnetischer Methoden: Projekt Zwischenbericht 1995/1996/1997. – Unveröffentlichter Bericht, 14 S., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1997): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/96, 84 S., Wien.
- 1998**
- SEIBERL, W. (1998): Aerogeophysik in Österreich. – In: SEIBERL, W., PIRKL, H., WINKLER, E., OBERLERCHER, G., SUPPER, R., RÖMER, A., ARNDT, R. & MOTSCHKA, K.: Workshop Aerogeophysik: 10. September 1998. – Unveröffentlichter Bericht, 2–11, Wien.
- SEIBERL, W. & BELOCKY, R. (1998): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Parndorfer Platte, Burgenland. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/97-2, 40 S., Wien.
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R. (1998): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Geras, Niederösterreich. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/96-97, Aero-Geophysik Österreich, 48 S., Wien.
- SEIBERL, W. & SUPPER, R. (1998): Geophysikalische Untersuchungen im Bereich der Bezirke Horn und Hollabrunn. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94-97, 59 S., 5 Beil., Wien.
- SEIBERL, W., OBERLERCHER, G., KOVACSVÖLGYI, S., SCHÖNVISZKY, L., PANCSICS, Z., FILO, M., KUBES, P. & SEIBERL, W. (Editor-in-Chief) (1998): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest: Magnetic T Anomaly Map 1:500.000. – MAFI, Budapest.
- SEIBERL, W., PIRKL, H., WINKLER, E., OBERLERCHER, G., SUPPER, R., RÖMER, A., ARNDT, R. & MOTSCHKA, K. (1998): Workshop Aerogeophysik: 10. September 1998. – Unveröffentlichter Bericht, 57 S., Wien.
- ARNDT, R., RÖMER, A., SENDLHOFER, G., MAURITSCH, H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1998): Beiträge geophysikalischer Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von Hanginstabilitäten: Jahresbericht 1997 der Projektgruppen Leoben und Wien. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt „Geophysik der Erdkruste“, 105 S., Wien–Leoben.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & LOBITZER, H. (Beitr.) (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/97, 99 S., Wien.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SUPPER, R. (1998): Auswertung aerogeophysikalischer Messungen: Ergänzende Arbeiten 1998. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/98, 34 S., Wien.

## 1999

SEIBERL, W. & BELOCKY, R. (1999): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich St. Jakob, Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/96-97, 38 S., Wien.

SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1999): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Donnerskirchen, Burgenland. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/98, 39 S., Wien.

SEIBERL, W. & SUPPER, R. (1999): Application for funding of the research project: Improved Modelling and Interpretation of Complex Geophysical Data Applied to the Eolian Volcanic Province (COMVOLC), ungez. S., Wien.

BELOCKY, R., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., ARNDT, R. & FABER, R. (1999): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/98, 79 S., Wien.

RÖMER, A., ARNDT, R., SENDLHOFER, G., SEIBERL, W. (Projektl.) & MAURITSCH, H. (Projektl.) (1999): Beiträge geophysikalischer Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von Hanginstabilitäten: Jahresbericht 1998. – Unveröffentlichter Bericht, „Geophysik der Erdkruste“, 62 S., Wien.

## 2000

SEIBERL, W., KOLLMANN, W., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SUPPER, R. & WINKLER, E. (2000): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lafnitztal, Burgenland. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/99-c, 38 S., Wien.

ARNDT, R., RÖMER, A., SENDLHOFER, G., GURTNER, R., RESTNER, U., MAURITSCH, H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (2000): Beiträge geophysikalischer Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von Hanginstabilitäten: Endbericht 1999/2000 der Projektgruppen Leoben und Wien. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt „Geophysik der Erdkruste“, 155 S., Wien–Leoben.

BELOCKY, R., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., FABER, R. (Mitarb.) & GRÖSEL, K. (Mitarb.) (2000): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/99, 92 S., Wien.

## 2001

EICHER, H., MARSCH, F., HÜBL, G., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., RÖMER, A., SEIBERL, W., SHADLAU, S., KLEIN, P., HOBIGER, G., BIEBER, G., GAMERITH, W. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2001): Konzept zur Beurteilung von Grundwasser-Ressourcen im zentralen Lafnitztal (Südburgenland) unter Anwendung integrierter aerogeophysikalischer und terrestrischer hydrogeologischer Methoden. Endbericht für den Zeitraum Nov. 2000 bis Nov. 2001. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-014/99-01, 38 S., Wien.

## 2002

SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & AHL, A. (Mitarb.) (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten: Teil 2. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/00-01, 68 S., Wien.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., SUPPER, R., OBERLERCHER, G., JOCHUM, B. & PIRKL, H. (2002): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eisenerz/Stmk. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-L-G-020/00-2, 44 S., Wien.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A. & PIRKL, H. (2002): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Sibratsgfall/Vlbg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-L-G-020/00-1, 46 S., Wien.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., SUPPER, R., OBERLERCHER, G., JOCHUM, B. & PIRKL, H. (2002): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eisenerz/Stmk. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/00-2, 44 S., Wien.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A. & PIRKL, H. (2002): Aerogeophysikalische Vermessung der Meßgebiete Langen-Doren und Schesatobel/Vlbg. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/01, 68 S. Wien.

AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten: Teil 1: 3-D-Modellierung ausgewählter aeromagnetischer Anomalien und ihre geologische Interpretation. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-028/00-01, 106 S., Wien.

ARNDT, R., BORTENSCHLAGER, S., BRANDNER, R., DECKER, K., DRAXLER, I., DRESCHER-SCHNEIDER, R., VAN HUSEN, D., KLEIN, P., KUTSCHERA, W., MEURERS, B., POSCHER, G., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., SCHMID, C., SCHOLGER, R., SCHÖN, J., SCHÖNLAUB, H. & SEIBERL, W. (2002): Deep Alpine Valleys (D-ALVA): FWF-Joint Research Program Proposal. The Project. – Unveröffentlichter Bericht, 50 S., Wien.

## 2003

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A., GÖTZL, G. & KRENMAYR, H. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Meßgebietes Obergrafendorf. – Unveröffentlichter Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/00-3, 45 S., Wien.

RÖMER, A., BIEBER, G., MOTSCHKA, K. & SEIBERL, W. (2003): Hub-schrauber-geophysik im Dienste der Rohstoffe. – Rohstoffe im Dienste der Gesellschaft: Internationales Symposium der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung, 7. November 2003. – Unveröffentlichter Bericht, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung, 1 S., Wien.

## Ein unbekannter Nachruf auf Franz Eduard Suess aus dem Jahr 1941

MARTIN KRENN<sup>1</sup> & ALBERT SCHEDL<sup>2</sup>

3 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
107 Mattersburg / NL 33-03-08 Mattersburg

*Geschichte der Erdwissenschaften*  
*Franz Eduard Suess*  
*Nationalsozialistische Presse*  
*Nürnberger Gesetze*  
*Marz*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	19
Abstract .....	19
Einleitung: Zur Vita von Franz Eduard Suess .....	20
Franz Eduard Suess und der 11. März 1938 .....	20
Auszulöschende Erinnerung .....	21
Der Nachruf auf Franz Eduard Suess in der „Grenzmark-Zeitung“ .....	21
Der Nachruf im Kontext der nationalsozialistischen Publizistik im Burgenland .....	23
Dank .....	24
Literatur .....	25

### Zusammenfassung

Zum Zeitpunkt des Todes von Franz Eduard Suess (1867–1941) Ende Jänner 1941 befand sich Adolf Hitler (1889–1945) auf dem Höhepunkt seiner Machtentfaltung. Suess galt, trotz seines evangelischen Bekenntnisses, gemäß der Nürnberger Gesetze als „jüdischer Mischling zweiten Grades“ – offizielle Nachrufe konnten daher in Österreich erst nach dem Untergang des NS-Regimes erscheinen. Eine bemerkenswerte Ausnahme bildet in diesem Zusammenhang allerdings ein bislang unentdeckt gebliebener Nachruf aus der „Grenzmark-Zeitung“, dem Parteiorgan der burgenländischen Nationalsozialisten.

### An unknown obituary of Franz Eduard Suess from 1941

#### Abstract

At the time Franz Eduard Suess' death (1867–1945) in January 1941, Adolf Hitler (1889–1945) was at the height of his political power. Even though he was a Protestant, Suess was regarded as a Jewish 'Mischling' of second degree ("Mischling zweiten Grades") according to the Nuremberg Laws. Therefore, official obituaries could not be published in Austria before the fall of the Nazi regime in 1945. A remarkable exception is represented by a newly discovered obituary in the 'Grenzmark-Zeitung' – which was the official organ of National Socialists in Burgenland.

<sup>1</sup> MARTIN KRENN: Universität Wien, Universitätsring 1, 1010 Wien. martin.krenn@univie.ac.at  
<sup>2</sup> ALBERT SCHEDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. albert.schedl@geologie.ac.at

## Einleitung: Zur Vita von Franz Eduard Suess



Abb. 1.  
Franz Eduard Suess (1867–  
1941) im August 1940  
(© Sammlung Stephen Suess).

Eine nähere Erörterung des familiären Hintergrundes von Franz Eduard Suess (1867–1941) und das Resümee seiner Vita können angesichts einschlägiger Arbeiten an dieser Stelle unterbleiben; zuletzt haben Bernhard Hubmann und Johannes Seidl in zwei größeren Aufsätzen den Lebensweg dieses großen Wissenschaftlers thematisiert (HUBMANN & SEIDL, 2011a, b).

Einige Wegmarken der Biografie seien zum näheren Verständnis der folgenden Ausführungen dennoch in Erinnerung gerufen: Als fünftes von sieben Kindern des Wiener Ordinarius für Geologie, Eduard Suess (1831–1914), war es Franz Eduard Suess vorbehalten, in die fachliche Nachfolge seines Vaters zu treten und an der Universität Wien Geologie zu studieren (HUBMANN & SEIDL, 2011b: 63). 1891 erfolgte die Promotion, danach war er einige Zeit als Assistent an der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag bei Victor Uhlig (1857–1911) tätig, in das Jahr 1893 datiert schließlich der Eintritt in die k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien als Volontär. An der Reichsanstalt wurde Suess 1896 zum Praktikanten, 1899 zum Assistenten und 1900 schließlich zum Adjunkten befördert. Als herausragendes Produkt dieser Jahre darf Suess' wissenschaftliche Bearbeitung des großen Laibacher Erdbebens von 1895 angesehen werden (HAMMERL et al., 2015). Mit dieser Arbeit habilitierte er sich erfolgreich an der Universität Wien und erhielt 1898 die *Venia Legendi* für Geologie verliehen. Im Jahr 1905 wurde er zum außerordentlichen Professor, 1908 zum besoldeten Extraordinarius ernannt; 1911 erfolgte schließlich der Ruf auf den Lehrstuhl für Geologie (alle Daten: HUBMANN & SEIDL, 2012). Mit Ende September 1936 emeritierte Franz Eduard Suess<sup>1</sup> (Abb. 1).

<sup>1</sup> Universitätsarchiv Wien, Personalakt Nr. 3226: Franz Eduard Suess, fol. 41.

## Franz Eduard Suess und der 11. März 1938

Nach der Okkupation Österreichs durch das Deutsche Reich im März 1938 änderte sich der rechtlich-staatsbürgerliche Status von Franz Eduard Suess entscheidend. Suess galt aufgrund der nun auch in Österreich geltenden Nürnberger Gesetze (genauer: der „Ersten Verordnung zum Reichsbürgergesetz“ vom 14. November 1935) als so genannter „jüdischer Mischling zweiten Grades“ (später bürgerte sich auch im Amtsverkehr der Begriff „Vierteljude“ ein), da seine Großmutter väterlicherseits Eleonore Friederike Suess, geborene Zdekauer (1806–1884) (SEIDL, 2015: 218), bis zu ihrem 22. Lebensjahr dem mosaischen Glaubensbekenntnis angehörte (GASCHE, 2014: 18). Eleonore Suess entstammte einer jüdischen Bankiersfamilie in Prag; ihr Vater Moritz Zdekauer (?–1845) war Gründer einer eigenen Privatbank und Mitbegründer der böhmischen Sparkasse (GASCHE, 2014: 18). Anlässlich ihrer Heirat mit Adolph Heinrich Suess (1797–1862), dem Vater von Eduard und Großvater von Franz Eduard Suess, konvertierte sie 1828 zum evangelischen Glauben (GASCHE, 2014: 18).

Als „jüdischer Mischling zweiten Grades“ war der im Jahr 1938 71jährige Franz Eduard Suess von der unmittelbaren Verfolgung durch die österreichischen Nationalsozialisten ausgenommen. Da er bereits im Ruhestand war, fand die „Verordnung zur Neuordnung des österreichischen Berufsbeamtentums“ vom 31. Mai 1938, mit der das österreichische Beamtendienstrecht an die reichsdeutschen Normative – das „Gesetz zur Wiederherstellung des Berufsbeamtentums“ vom 7. April 1933 bzw. das „Deutsche Beamtengesetz“ vom 26. Januar 1937 – angeglichen wurde, keine Anwendung mehr. Demgemäß wurden alle Beamten in den Dienst der nationalsozialistischen Bewegung gestellt, alle jüdischen Beamten (auch Mischlinge) waren ausnahmslos zu entlassen und in die Pension zu versetzen (§ 3 Abs. 1: „*Jüdische Beamte, Beamte, die jüdische Mischlinge sind, und Beamte, die mit einer Jüdin (einem Juden) oder einem Mischling ersten Grades verheiratet sind, sind in den Ruhestand zu versetzen.*“).

Die von Seiten des NS-Parteiapparates und der Schutzstaffel (SS) immer wieder geforderte Ausdehnung der Repressalien auf jüdische Mischlinge wurde in der Folge erst nach dem Tod von Franz Eduard Suess sukzessive verwirklicht. Ob Franz Eduard Suess von der Reduktion seiner Ruhestandsbezüge, wie in der „Siebenten Verordnung zum Reichsbürgergesetz“ von 1938 vorgesehen, betroffen war, ließ sich gegenwärtig noch nicht eruieren.

Eine Zäsur bedeutete der „Anschluss“ Österreichs an das Deutsche Reich jedoch für die Mitgliedschaft von Franz Eduard Suess in der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, der er seit 1911 als korrespondierendes, ab dem Jahr 1915 als wirkliches Mitglied angehörte. Die Akademie wurde Ende 1938 vom Bundesministerium für Unterricht zur Suspendierung aller ihrer nichtarischen Mitglieder aufgefordert (ZEILINGER: Zum Geleit). Das Präsidium der Akademie der Wissenschaften beschloss daraufhin, „*durch persönliche Fühlungnahme die jüdischen Mitglieder zum freiwilligen Austritt zu veranlassen*“ (zitiert nach ZEILINGER: Zum Geleit; MATIS, 2013); jene, die sich diesem Vorgehen verweigerten, wurden ab 1939 ausgeschlossen. Lediglich im Falle von Franz Eduard Suess wählte die Aka-

demie ein anderes Vorgehen<sup>2</sup>, setzte sie sich doch dezidiert für den Verbleib von Suess und die Aufrechterhaltung von dessen Mitgliedschaft in der Akademie ein. Ihr entsprechendes Ansuchen an den zuständigen Reichsminister für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung, Bernhard Rust (1883–1945), wurde am 2. Dezember 1939 definitiv abschlägig beschieden. Vor diesem Hintergrund wurde der Ausschluss von Suess aus der Akademie der Wissenschaften in der Gesamtsitzung vom 9. Februar 1940 den Mitgliedern zur Kenntnis gebracht.

### Auszulöschende Erinnerung

Mit dem Ausschluss aus der Akademie wurde gleichsam auch der Grundstein für die nach dem Tod von Franz Eduard Suess am 25. Jänner 1941 einsetzende „*Damnatio memoriae*“ im offiziellen Wissenschaftsbetrieb Österreichs bzw. des Deutschen Reiches gelegt.

Abseits des in der Folge zu besprechenden Artikels in der burgenländischen „Grenzmark-Zeitung“ erschien ein erster österreichischer Nachruf aus dezidiert wissenschaftlichem Umfeld erst nach Ende des Zweiten Weltkrieges (im Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften: LEUCHS, 1947). Sein Verfasser Kurt Leuchs (1881–1949), Ordinarius für Geologie an der Universität Wien, war jedoch durch seine NSDAP-Mitgliedschaft selbst politisch schwer belastet und zum Zeitpunkt der Drucklegung seines Nachrufes bereits seines Amtes an der Universität enthoben (HUBMANN & SEIDL, 2011b: 73). Für den Nachruf im Rahmen der Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien zeichnete der ehemalige Rektor der Universität München und Suess-Schüler Leopold Kölbl (1895–1970) verantwortlich (KÖLBL, 1949); 1953 wurde Franz Eduard Suess auch eine Würdigung durch seine ehemalige Wirkungsstätte, die Geologische Bundesanstalt in Wien, zuteil. Hier war es Leo Waldmann (1899–1973), der 1953 im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt das Lebenswerk von Franz Eduard Suess resümierte (WALDMANN, 1953). Allen diesen Nachrufen und Würdigungen ist gemein, dass sie mit keinem Wort auf die rassenspezifische Typologisierung von Franz Eduard Suess durch das NS-Regime eingehen. Vielmehr sehen sie allein den globalpolitischen Ereignissen der Zeit den Umstand geschuldet, dass, wie Waldmann es nennt, „*die traurige Kunde*“ von Suess’ Tod ungehört „*verhallte*“ (WALDMANN, 1953: 13). Für Kölbl stand fest: „*Der häßliche Lärm einer in den Fugen erschütterten Welt übertönte dieses für die Wissenschaft, für die Schüler und Freunde des Dahingegangenen so schmerzliche Ereignis.*“ (KÖLBL, 1949: 267). Auf diese nachträgliche Akzentverschiebung in der Schreibung von Suess’ Biografie haben auch bereits Hubmann und Seidl – unter Bezugnahme auf den Nachruf von Leuchs – aufmerksam gemacht (HUBMANN & SEIDL, 2011b: 73). Bezeichnenderweise erschien der erste wissenschaftliche Nachruf auf Suess im Ausland, nämlich in der September-Ausgabe 1942 der britischen Zeitschrift „*Nature*“ durch den an der Universität Oxford lehrenden schottischen Geologen John Vernon Harrison (1892–1972) (HUBMANN & SEIDL, 2011b: 72). Die Verbindung zu Harrison be-

stand wohl seit der Verleihung der Ehrendoktorwürde der Universität Glasgow an Suess im Jahr 1929. Jedenfalls stand Harrisons Arbeit lange Zeit für sich allein (SARJEANT, 1980: 2215). Abgesehen von dem Nachruf in der hinsichtlich ihrer Reichweite begrenzten „Grenzmark-Zeitung“ wurde die breitere österreichische Öffentlichkeit einzig und allein im „Neuen Wiener Tagblatt“ vom Tod Franz Eduard Suess’ unterrichtet. Hier erschien in der Ausgabe vom 5. Februar 1941 die offizielle, von der Familie aufgebene Traueranzeige für Franz Eduard Suess<sup>3</sup> (Abb. 2):

„In tiefer Trauer geben wir bekannt, daß

**Universitätsprofessor  
Dr. Franz Eduard Suess**

am Samstag, den 25. Jänner,  
nach langem schweren Leiden  
verschieden ist. Er wurde in aller Stille am Sonntag, den  
2. Februar in Marz im Burgenland im Familiengrab  
beigesetzt.

Olga Suess, geb. Frenzl                      Dipl.-Ing. Otto Suess  
*als Gattin*    *als Bruder*

Dr. Hans Suess, Edith Gasche, geb. Suess, *als Kinder*  
Dr. Ernst Gasche *als Schwiegersohn*

Jürg Ulrich Gasche *als Enkel*

Wien, Basel, Hamburg, Mähr.-Ostrau im Februar 1941.  
Statt jeder besonderen Anzeige.“

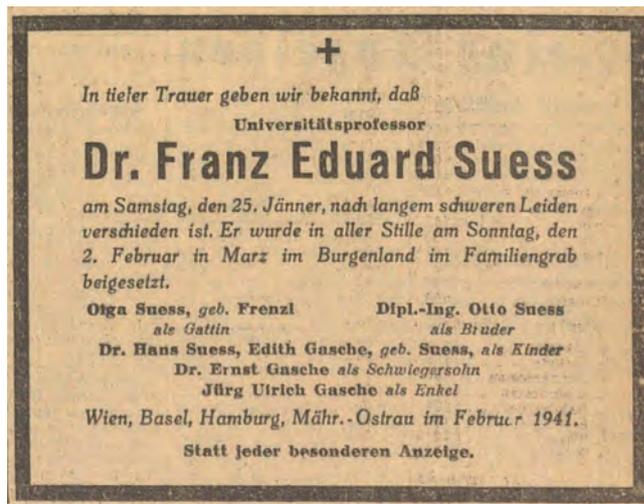


Abb. 2. Traueranzeige für Franz Eduard Suess im „Neuen Wiener Tagblatt“ vom 5. Februar 1941.

### Der Nachruf auf Franz Eduard Suess in der „Grenzmark-Zeitung“

Das Erscheinen eines offiziellen Nachrufes in der „Grenzmark-Zeitung“, dem Parteiorgan der NSDAP im (Raum) Burgenland und eine der wenigen Zeitungen, die im Jänner 1941 vor dem Hintergrund der Kriegereignisse und der nationalsozialistischen „Gleichschaltung“ des Pressewesens überhaupt noch erscheinen konnte (siehe unten), mutet vor diesem Hintergrund überraschend an. Zunächst sei der Text im Wortlaut wiedergegeben:

2 Hier und im Folgenden: ÖAW – ÖSTERREICHISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN, Gedenkbuch für die Opfer des Nationalsozialismus an der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Online-Datenbank): Eintrag Franz Eduard Suess.

3 „Neues Wiener Tagblatt“ vom 05.02.1941, S. 11.

**„Universitätsprofessor Dr. Sueß gestorben  
Ein großer Sohn der Heimat. – Das Begräbnis in Marz.**

Am 2. d. hat die Bevölkerung von Marz ihrem größten Sohne das letzte Geleite gegeben. Professor Dr. Franz Eduard Sueß ist in seinem zeitlebens geliebten Heimatdörflein Marz im Hause seiner Väter nach kurzem Leiden dahingeshieden. Eine stattliche Trauergemeinde war vor der offenen Familiengruft versammelt: die zahlreichen Familienangehörigen des Verstorbenen, viele seiner Fachgenossen, unter ihnen Leuchten der Wissenschaft, deren Namen in der ganzen Welt klingen, sie alle in Gemeinschaft mit den Bauern, Handwerkern und Arbeitern von Marz.

Nach der ergreifenden Grabrede des gleichfalls familienangehörigen Predigers würdigte im Namen des Reichsbundes deutscher Geologen der Kustos am Naturhistorischen Staatsmuseum in Wien Prof. Dr. Pia den Verstorbenen als Forscher und Gelehrten von Weltruf, als idealen Lehrer, als guten Kameraden und edlen und herzensguten Menschen. Als Sohn eines großen Vaters, des bekannten Politikers und Geologen, des Schöpfers der Wiener Hochquellenwasserleitung Eduard Sueß hatte es der Verstorbene im Anfang seiner wissenschaftlichen Laufbahn nicht leicht. Dennoch ging er bei aller Pietät vor den Werken seines Vaters stets durchaus selbstständige eigene Wege.

Aus der Fülle seines Schaffens sei nur einiges kurz hervorgehoben: Die damals noch junge Wissenschaft der Geologie stützte sich hauptsächlich auf die in den Absatzgesteinen aufgefundenen Versteinerungen von Tieren und Pflanzen, die sogenannten Leitfossilien, während sie mit den infolge ihres hohen Alters stark veränderten, fossilienfreien, kristallinen Urgesteinen nicht viel anfangen konnte. Da war es Professor Sueß, der durch mikroskopische Untersuchungen vieler Gesteine neue Wege zur Erforschung dieser ältesten Zeiten des Erdgeschehens auffand. In unzähligen Kartierungen, petrographischen und tektonischen Untersuchungen bearbeitete er zunächst unsere heimatischen Uralpen, wobei er auch mit seinen Schülern immer wieder von seiner Heimat Marz ausging, dann führte ihn die Arbeit zur Erforschung des Böhmisches Massivs. Hier

fesselten ihn besonders auch die Moldavite, jene rätselhaften Steingebilde, deren außerirdischen Ursprung er als erster nachwies. Die in rastloser Arbeit gewonnenen Erfahrungen und sein tiefer Einblick in das Walten der Natur drängten ihn zur Lösung immer gewaltigerer, zuletzt weltweiter Probleme seiner Wissenschaft: zur Erforschung aller Urgebirge der Erde, zur Entstehung der Kontinente. Weite Reisen führten ihn in alle Erdteile, besonders nach Südafrika, Südamerika und in die Vereinigten Staaten. Und doch: wenn er Erholung und neue Kraft brauchte, so suchte und fand er sie immer wieder nur in der Heimat, in Marz! Generationen von Geologen sind heute seine Schüler, teils wieder Lehrer und Gelehrte, teils im praktischen Leben als Erzgeologen, Oelgeologen, Kohlengeologen. Sie alle wissen wie wir, was wir an ihm verloren haben.“<sup>4</sup>

Die Tatsache, dass obiger Nachruf auf Franz Eduard Suess in dem offiziellen Parteiorgan der NSDAP im Gebiet des ehemaligen, mit Oktober 1938 auf Niederösterreich (Niederdonau) und die Steiermark aufgeteilten Burgenlandes erscheinen konnte, ist nur denkbar aufgrund der engen und jahrzehntelangen Bindung, welche die Familie Suess zur Gemeinde Marz unterhielt. Seit der 1855 erfolgten Verheiratung von Eduard Suess mit Hermine Strauss (1835–1899) bildete Marz (in der zeitgenössischen ungarischen Bezeichnung: Márczfalva) einen festen Bezugspunkt im Leben der Familie Suess: Hier hatte Hermine Strauss ihre familiären Wurzeln; auf dem Land ihres Großvaters Mathias Strauss (?–?), eines wohlhabenden Müllermeisters und Fleischhauers, errichtete Eduard Suess zunächst ein ebenerdiges Sommerhaus (SCHMIDT, 1959: 134), das in den 1920er Jahren aufgestockt und zur heute noch im Ortsbewusstsein verankerten „Suess-Villa“ erweitert wurde (GASCHÉ, 2014: 16–17<sup>5</sup>) (Abb. 3).

4 „Grenzmark-Zeitung“ vom 08.02.1941, S. 8.

5 GASCHÉ (2014) gibt dezidiert 1926 als Jahr der Aufstockung des Gebäudes an. Allerdings zeigt eine Postkarte aus dem Jahr 1925 bereits das Haus in aufgestocktem Zustand (Privatsammlung Albert Schedl, Edith Henriette Gasche an Grete Hofer (Postkarte), Poststempel Marz, 12.09.1925).



Abb. 3.  
Die Suess-Villa in Marz (Postkarte aus 1925, Privatsammlung Albert Schedl).

Leopold Schmidt resümiert diese Tatsache in den lakonischen Worten wie folgt: „So ist aus seiner familiären Bindung zum Burgenland auch eine besitzmäßige geworden.“ (SCHMIDT, 1959: 134; siehe auch SCHMIDT, 1950).

Traditionellerweise verbrachte Eduard Suess mit seiner Familie die gesamten Sommermonate in Marz, wo wohl auch bedeutende Teile seiner Werke entstanden (GASCHE, 2014: 16). Folgerichtig zeichnete er Marz in seinen „Erinnerungen“ auch in malerischen Farben voller Empathie:

„Das Dorf [...] liegt in Ungarn, unweit der österreichischen Grenze, zwischen Neustadt und Ödenburg. [...] Gegen Süden ist das Dorf von Waldgebirge umgrenzt, den Ausläufern des Rosaliengebirges; gegen Norden erheben sich niedrigere Rücken, umsäumt wie die ersteren von Reben und von kleineren Waldungen gekrönt. Von ihrer Höhe gewahrt man im wunderbarsten landschaftlichen Gegensatz zur Linken die schneeigen Kalkalpen, zur Rechten den weiten Spiegel des Neusiedler Sees und über diesen hinaus die grenzenlose, grüne pannonische Ebene. Die kleinen Waldungen auf diesen Höhen sind aber seit lange bekannt wegen der Mengung der subalpinen und der pannonischen Flora, die, vom Ackerbau und Weinbau aus dem Tale vertrieben, hier ein gemeinschaftliches Asyl gefunden haben. Im Tale gedeiht auf mächtigen, schönen Bäumen die eßbare Kastanie, und im Frühjahr unterbricht die Blütenpracht der Pfirsichbäume das einfarbige Gehänge der Weinberge.“ (SUESS, 1916: 93)<sup>6</sup>.

Daneben vermittelt Suess in seinen „Erinnerungen“ auch eine durchaus interessante Beobachtung des beginnenden Strukturwandels in dieser Region:

„Manches hat sich in Marz in den letzten Jahrzehnten geändert, weniger durch die versuchte Magyarisierung, als durch die Eisenbahn, durch die allgemeine Wehrpflicht und durch die Anziehungskraft der großen Fabriken in dem benachbarten Teile Niederösterreich. An jedem Montagmorgen führt jetzt die Bahn Hunderte von Arbeitern über die Grenze, und Samstagabend kehren sie zurück. Viele kleine Häuser entstehen mit einem sehr geringen Grundbesitz, den die Frau pflegt, und bei diesem gemischtem System von Industrie und kleinem Feld- und Gartenbau gedeiht der Ort.“ (SUESS, 1916: 95)<sup>7</sup>.

Auch Franz Eduard Suess wurde zwar in Wien geboren, verbrachte aber einen Gutteil seiner Kindheit auf dem Familienanwesen in Marz (HUBMANN & SEIDL, 2011b: 63). Die traditionellen Aufenthalte im (späteren) Burgenland behielt er auch nach dem Tod seines Vaters sichtlich bei, worauf auch die „Grenzmark-Zeitung“ einging: „Und doch: wenn er Erholung und neue Kraft brauchte, so suchte und fand er sie immer wieder nur in der Heimat, in Marz!“<sup>8</sup>.

In seinen letzten Lebensjahren schien Franz Eduard Suess seinen Lebensmittelpunkt gänzlich nach Marz verlegt zu haben. Entsprechend umfangreich war offensichtlich auch die Trauergemeinde, die sich an seinem Grab in Marz, wo er ebenso wie sein Vater begraben werden wollte, versammelte. Es handelte sich in jedem Fall um ein kirchliches protestantisches Begräbnis, wie der Zeitungsartikel verrät. Auch schien die Zeremonie keineswegs in Abwesenheit

wissenschaftlicher Prominenz vollzogen worden zu sein, wobei Julius (von) Pia (1887–1943), Kustos am Naturhistorischen Museum und seit 1937 Honorar-Professor für systematische Paläontologie an der Universität Wien (ZAPFE, 1979), die zentrale Grabrede hielt.

Zu Pia unterhielt die Familie von Franz Eduard Suess sichtlich ein besonderes Vertrauensverhältnis, manifestiert nicht zuletzt dadurch, dass ihm von den Nachkommen die Herausgabe des zweiten Teils von Franz Eduard Suess' letzter Arbeit über den „Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik“ anvertraut wurde (SUESS, 1949). Von der namentlichen Nennung weiterer Wissenschaftler sieht der Artikel der „Grenzmark-Zeitung“ ab, sodass darüber keine gesicherten Informationen vorliegen. Beachtlich scheint allemal, dass Pia offenbar im Namen der Deutschen Geologischen Gesellschaft (im Artikel fälschlicherweise als ein nicht existierender „Reichsbund deutscher Geologen“ bezeichnet) auftrat und kondolierte – zu einem Zeitpunkt, an dem Franz Eduard Suess von der Akademie der Wissenschaften aufgrund seiner jüdischen Vorfahren längst ausgeschlossen war und sich daher auch nicht mehr als Teil des offiziellen, nunmehr ganz dem völkischen Paradigma unterworfenen Wissenschaftsbetriebes und dessen Institutionen fühlen durfte.

Diese Informationen schienen jedoch in Marz zu Beginn des Jahres 1941 den lokalen NS-Verantwortlichen noch nicht bekannt gewesen zu sein. Folgerichtig wurde auch Eduard Suess, nach den Nürnberger Gesetzen immerhin „Halbjude“ (so genannter „Mischling ersten Grades“), im Nachruf auf seinen Sohn ausgesprochen positiv dargestellt.

## Der Nachruf im Kontext der nationalsozialistischen Publizistik im Burgenland

Allgemein ist zu bemerken, dass das Pressewesen einen hohen Stellenwert im nationalsozialistischen Staat einnahm, waren doch die verschiedenen Medien der Tages-, Wochen- und Monatspresse bis weit ins 20. Jahrhundert die wichtigste politische Informationsquelle von überregionaler Bedeutung. Von Hitler selbst als „Schule für die Erwachsenen“ bezeichnet und von höchster Bedeutung für die politische Erziehung angesehen (HITLER, 1937: 93), wurde die österreichische Presselandschaft nach dem am 11. März 1938 vollzogenen „Anschluss“ Österreichs an das Deutsche Reich vollständig gleichgeschaltet. Zu betonen ist, dass bereits vor der Verabschiedung einschlägiger legislativer Maßnahmen (etwa der Einführung des Schriftleitergesetzes in Österreich), Schritte im Sinne der „Konsolidierung“ der österreichischen Presse gesetzt wurden – die gesamte Produktion wurde unter Aufsicht gestellt, Redaktionen von politisch und „rassisch“ unliebsamen Personen gesäubert, die Inhalte der NS-Ideologie und Parteidoktrin untergeordnet (HAUSJELL, 1988).

Für das Burgenland ist mit Tobias Mindler zu konstatieren, dass hier im Gegensatz zum restlichen Österreich bereits zu einem relativ frühen Zeitpunkt „fast die gesamte Presse eingestellt“ wurde (MINDLER, 2008: 44). Andersorts bemühten sich die nationalsozialistischen Machthaber in Person von Gauleiter Josef Bürckel (1895–1944) im Vorfeld

6 Zitiert auch bei SCHMIDT (1959: 132).

7 Zitiert auch bei SCHMIDT (1959: 132).

8 „Grenzmark-Zeitung“ vom 08.02.1941, S. 8

der Volksabstimmung vom 10. April 1938, möglichst viele Zeitungen weiterhin erscheinen zu lassen, um zumindest den Anschein einer vielfältigen und lebendigen Presse-landschaft zu wahren. Zum Zeitpunkt des Todes von Franz Eduard Suess war von den vor dem 11. März 1938 bestehenden Blättern einzig die „Oberwarther Sonntags-Zeitung“ noch nicht eingestellt; sie konnte auch bis zum Ende des Dritten Reiches kontinuierlich erscheinen. Das zentrale überregionale Medium war die im März 1938 neu gegründete „Grenzmark Burgenland“ (ab August 1938: „Grenzmark-Zeitung“), in der auch der Nachruf von Franz Eduard Suess erschien. Alle anderen Zeitungen und Periodika wurden eingestellt, so etwa die mit 24. April 1938 „Neue Eisenstädter Zeitung“, mit 31. Oktober 1938 die „Güssinger Zeitung“ oder Ende 1939 der „Evangelische Kirchenbote“ (MINDLER, 2008: 44–45).

Das Burgenland präsentierte sich insgesamt als „Musterfall“ der gleichgeschalteten Presse im Nationalsozialismus. Dass neben der „Grenzmark-Zeitung“ die „Oberwarther Sonntags-Zeitung“ bestehen blieb, ist keineswegs damit erklärbar, dass es sich beim NS-Landeshauptmann des Burgenlandes Tobias Portschy (1905–1996) um einen gebürtigen Oberschütznener handelte, der im unmittelbaren Einzugsbereich von Oberwart aufgewachsen war (MINDLER, 2006). Vielmehr hatte sich die „Oberwarther Sonntags-Zeitung“ mit der neuen Ideologie völlig identifiziert, was beispielsweise in Gedichten der Hauptschriftleiterin Käthe Pankowsky (?–?) seinen perfiden Ausdruck findet. Im Jahr 1943 veröffentlichte sie beispielsweise an prominenter Stelle folgende Zeilen:

*„Wo schaltet der Jude  
lebt das Verderben,  
wo waltet der Jude  
kreiset das Sterben,  
an all seinem Gelde,  
an all seiner Habe  
klebt Blut.“*

*Abschaum der Menschheit,  
der Hölle entspieen,  
Unrat der Gosse,  
dem Teufel entliehen,  
nicht Mensch und nicht Tier,  
sind die Juden allhier.“<sup>9</sup>*

Auch die „Grenzmark-Zeitung“ zeichnete sich in diesem Zusammenhang keineswegs durch einen „moderateren“ Ton aus. So wurde im März 1941 im Zusammenhang mit

dem jüdischen Ghetto von Krakau (dessen spätere, untrennbar mit dem Wiener SS-Hauptsturmführer Amon Göth verbundene Liquidierung zu trauriger cineastischer Berühmtheit im Film „Schindlers Liste“ kommen sollte) von Jagdszenen der SS auf „*lichtscheues Gesindel*“ und im Allgemeinen von „*lauter Judengesindel*“ und vom „*Auswurf der Menschheit*“ geschrieben<sup>10</sup>. Gegenüber der nochmaligen Verschärfung, welche die nationalsozialistische Propaganda nach dem deutschen Überfall auf die Sowjetunion am 22. Juni 1941 an den Tag legte, muteten die zuvor getätigten Spekulationen über die jüdische Abstammung des US-Präsidenten Franklin D. Roosevelt (1882–1945) geradezu harmlos an<sup>11</sup>. Fortan war, gemäß der NS-Doktrin von der weitgehenden Identifizierung von Bolschewismus und Judentum, mantraartig von „*Tiere[n] in Menschengestalt*“<sup>12</sup> zu lesen, die in der Etappe für Verbrechen an der Zivilbevölkerung und Attentate auf Soldaten verantwortlich zeichnen würden. „*Immer wieder die Juden*“, titelte die „Grenzmark-Zeitung“ etwa im August 1941<sup>13</sup>, und führte aus:

*„Bolschewismus und Judentum, – das sind zwei Begriffe, die zusammengehören und zusammenhängen wie Pech und Schwefel. Das hat nichts mit irgendeiner Theorie zu tun, sondern der Bolschewismus ist jüdisch schlechthin, ist einfach eine Ausdrucksform des jüdischen Geistes und Wesens, ist ein Erzeugnis des Judentums, das mit allen seinen Haß- und Mordinstinkten, mit seinen zerstörerischen und nihilistischen Trieben im Bolschewismus den organisierten Versuch der Vernichtung aller Werte im blutigen Chaos macht!“<sup>14</sup>*

Angesichts derartiger diffamierender Zuschreibungen erscheint die Veröffentlichung des Nachrufes auf den „Vierteljuden“ Franz Eduard Suess als historischer Einzel-, nach den Maßstäben der NS-Propaganda wohl einmaliger Unglücksfall, der nur durch das Zusammenwirken mehrerer, nicht zuletzt lokal beschränkbarer Faktoren erklärbar wird.

## Dank

Spezieller Dank ergeht an dieser Stelle an Mag. MICHAEL HESS (Burgenländische Landesbibliothek) für unbürokratische Hilfestellungen bei der Literaturrecherche und an STEPHEN SUESS für die Überlassung eines Fotos aus dem Familienarchiv.

<sup>9</sup> „Oberwarther Sonntags-Zeitung“ vom 05.05.1943, S. 1.

<sup>10</sup> „Grenzmark-Zeitung“ vom 08.03.1941, S. 3–4.

<sup>11</sup> „Grenzmark-Zeitung“ vom 31.05.1941, S. 1.

<sup>12</sup> „Grenzmark-Zeitung“ vom 12.07.1941, S. 1.

<sup>13</sup> „Grenzmark-Zeitung“ vom 23.08.1941, S. 3.

<sup>14</sup> „Grenzmark-Zeitung“ vom 23.08.1941, S. 3.

## Literatur

- GASCHE, W.R. (2014): Eduard Suess und seine Familie. – In: ANGETER, D., GASCHE, W.R. & SEIDL, J. (Hrsg.): Eduard Suess (1831–1914). Zum 100. Todestag. Wiener Großbürger – Wissenschaftler – Politiker. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 13–20, Wien.
- HAMMERL, C., HOFMANN, T. & KRENN, M. (2015): Das Erdbeben von Laibach (Slowenien) am 14. April 1895: Chronologie eines Krisenmanagements. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 281–296, Wien.
- HAUSJELL, F. (1988): „Die undeutschen und zersetzenden Elemente in Österreichs Presse werden in kürzester Zeit restlos ausgemerzt sein.“ Die Maßnahmen des NS-Regimes zur Erreichung einer politisch opportunen und „rassisch reinen“ Berufsgruppe der Zeitungs- und Zeitschriftenjournalisten in Österreich 1938–1945. – In: RATHKOLB, O., DUCHKOWITSCH, W. & HAUSJELL, F. (Hrsg.): Die veruntreute Wahrheit. Hitlers Propagandisten in Österreichs Medien, 183–197, Salzburg.
- HITLER, A. (1937): Mein Kampf. – Zwei Bände in einem Band, 781 S., München.
- HUBMANN, B. & SEIDL, J. (2011a): Im Schatten seines Vaters? Zur Biographie von Franz Eduard Suess (1867–1941). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **89**, 25–33, Wien.
- HUBMANN, B. & SEIDL, J. (2011b): Hommage an Franz Eduard Suess (1867–1941) zur 70. Wiederkehr seines Todestages. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 61–86, Wien.
- HUBMANN, B. & SEIDL, J. (2012): Suess; Franz Eduard. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **14**, 33–34, Wien.
- KÖLBL, L. (1949): Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38**, 267–284, Wien.
- LEUCHS, K. (1947): w. M. Franz Eduard Sueß. – Akademie der Wissenschaften in Wien, Almanach für das Jahr 1945, **95**, 319–323, Wien.
- MATIS, H. (2013): Ausschluss von Mitgliedern. – In: FEICHTINGER, J., MATIS, H., SIENELL, S. & UHL, H. (Hrsg.): Die Akademie der Wissenschaften in Wien 1938 bis 1945. Katalog zur Ausstellung, 55–62, Wien.
- MINDLER, U. (2006): Dr. Tobias Portschy. Biographie eines Nationalsozialisten. Die Jahre bis 1945. – Burgenländische Forschungen, **92**, 288 S., Eisenstadt.
- MINDLER, T. (2008): „Organ für das gesamte Volksinteresse“. Die Presse und ihre Journalisten im Gebiet des heutigen Burgenlandes von 1938 bis 1945. – Burgenländische Heimatblätter, **70**, 45–55, Eisenstadt.
- ÖAW – ÖSTERREICHISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (o.J.): Gedenkbuch für die Opfer des Nationalsozialismus an der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Online-Datenbank): Eintrag Franz Eduard Suess. – <http://www.oeaw.ac.at/online-gedenkbuch/gedenkbuch/personen/q-z/franz-suess/> (abgerufen am 28.09.2016).
- SARJEANT, W. (1996): Geologists and the History of Geology: an International Bibliography from the Origins to 1978. Volume 3: The Individual Geologists L–Z, Prospectors, Diviners and Mining Engineers, New York.
- SCHMIDT, L. (1950): Eduard Sueß erzählt von Marz. – Volk und Heimat, **3/23** (1950), 2–3, Eisenstadt.
- SCHMIDT, L. (1959): Die Entdeckung des Burgenlandes im Biedermeier. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **21**, 170 S., Eisenstadt.
- SEIDL, J. (2015): Eduard (Carl Adolph) Suess. Geologe, Techniker, Kommunal-, Regional- und Staatspolitiker, Akademiepräsident. – In: ASH, M. & EHMER, J. (Hrsg.): Universität – Politik – Gesellschaft, 217–224, Göttingen.
- SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig.
- SUESS, F.E. (1949): Bausteine zu einem System der Tektogenese. III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik. B. Die Kaledoniden in Skandinavien. C. Die Kaledoniden in Grönland. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38**, 29–230, Wien.
- WALDMANN, L. (1953): Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **96**, 193–216, Wien.
- ZAPFE, H. (1979): Pia, Julius von. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **8**, 46, Wien.
- ZEILINGER, A. (o.J.): Zum Geleit. – Gedenkbuch für die Opfer des Nationalsozialismus an der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – online unter: <http://www.oeaw.ac.at/gedenkbuch/> (abgerufen am 28.09.2016).



**Fritz Kerner von Marilauns  
„Mineralogisches Verwandlungsbilderbuch“**

VOLKMAR STINGL\*

5 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000  
 BMN / UTM  
 101 Eisenerz / NL 33-02-15 Eisenerz  
 147 Axams / NL 32-03-28 Neustift im Stubaital  
 148 Brenner / NL 32-03-29 Fulpmes

*Fritz Kerner von Marilaun  
 Trins  
 Aquarelle  
 Lehrbehelf  
 Privatmuseum*

**Inhalt**

Zusammenfassung .....	27
Abstract .....	27
Leben und Wirken von Fritz Kerner von Marilaun .....	28
Das geologische Privatmuseum in Trins .....	28
Das „Mineralogische Verwandlungsbilderbuch“ .....	29
Literatur .....	29
Tafeln .....	30

**Zusammenfassung**

In diesem Artikel wird des 150. Geburtstages von Fritz Kerner von Marilaun (1866–1944) gedacht. Neben seinem Leben und seiner Tätigkeit, die weit über die Grenzen des heutigen Österreichs hinausgegangen ist, werden hier vor allem Beispiele bisher verschollener Exponate seines geologischen wie auch künstlerischen Wirkens vorgestellt, die offenbar als Vorlage für einige Ausstellungsexemplare in seinem ehemaligen privaten Geologischen Museum gedient haben. Des Weiteren waren diese Aquarelle, wie auch sein „Mineralogisches Verwandlungsbilderbuch“ als einfache, aber geniale Lehrbehelfe zu verstehen.

**Fritz Kerner von Marilaun and his “Picture Book of Mineralogical Metamorphism”**

**Abstract**

This article is written to commemorate the 150<sup>th</sup> birthday of Fritz Kerner von Marilaun (1866–1944). Besides his life and his activities, that were done far in excess of the borders of recent Austria, especially examples of previously forgotten exhibits of his geologic and artistic work are presented. These artworks obviously served as drafts for some pieces for the exhibition in his former private museum of geology. Furthermore, these watercolour paintings as well as his „Picture Book of Mineralogical Metamorphism“ can be understood as simple, but ingenious teaching aid.

\* VOLKMAR STINGL: Andreas-Hofer-Straße 51, 6020 Innsbruck. volkmar.stingl@uibk.ac.at

## Leben und Wirken von Fritz Kerner von Marilaun

Vor nunmehr 150 Jahren, am 30. Juni 1866, erblickte Fritz Kerner von Marilaun als Sohn des bekannten Botanikers Anton Kerner von Marilaun und dessen Frau Maria Ebner von Rofenstein in Innsbruck das Licht der Welt (ÖSTERREICHISCHES BIOGRAPHISCHES LEXIKON, 1965). Seine ersten Lebensjahre am Familiensitz Marilaun in Trins im Gschnitztal inmitten der Stubai Alpen prägten sein späteres breit gefächertes naturwissenschaftliches Interesse. Nach der Übersiedlung seiner Eltern nach Wien kam er in den Genuss einer vielschichtigen Ausbildung in verschiedenen Zweigen der Naturwissenschaften, speziell der Meteorologie, lernte Sprachen und Malerei. Er ergriff aber, entgegen seiner Neigung, auf Wunsch des Vaters das Medizinstudium, das er 1891 mit dem Dr. med. abschloss. Schon in dieser Zeit publizierte er erste Arbeiten über seine meteorologischen Beobachtungen über Schneegrenzen und den Föhn.

Nach nur zwei Jahren Arbeit am Wiener Hygienischen Institut trat er schon 1893 aus Interesse an der Geologie als Volontär in den Dienst der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Unter deren damaligem Direktor Guido Stache (1833–1921) begann seine langjährige Tätigkeit als Aufnahmegeologe in Dalmatien, wo er seine guten geologischen Kenntnisse nicht nur zum Einsatz bringen konnte, sondern durch viele Detailuntersuchungen noch vertiefte. So beschäftigte er sich neben der Landesaufnahme auch mit praktischen, speziell lagerstättenkundlichen Fragestellungen. Als profunder Kenner insbesondere von verschiedenen Bauxit- und Kohlevorkommen verstand es Fritz Kerner von Marilaun in ausgezeichneter Weise, die gewonnenen Erkenntnisse hinsichtlich ihrer Genese mit seinem umfangreichen Wissen über Paläobotanik und Meteorologie zu einem paläoklimatischen und paläogeografischen Gesamtbild zu vereinen. Seine Beobachtungen auf den zahlreichen Auslandsreisen, die ihn nach Südamerika, Indien, in die Arktis und nach Afrika führten, trugen wesentlich zu seinem Verständnis über die Klimaentwicklung der Erde bei. Zudem ging er auch der Frage des Zusammenhanges von Polverschiebungen und ihren klimatischen Folgen nach. In den zwei wichtigen Werken „Paläoklimatologie“ (KERNER, 1930) und „Paläogeographie“ (KERNER, 1934) fanden diese gesamtheitlichen Betrachtungen ihren Niederschlag.

In dieser Zeit führte er während seiner Aufenthalte im heimatlichen Tirol von seinem Landhaus Marilaun im Gschnitztal aus immer wieder Arbeiten zu lokalgeologischen Fragen durch, die ebenfalls in vielen Publikationen zu Papier gebracht wurden.

Mit dem Zerfall der österreichisch-ungarischen Monarchie am Ende des Ersten Weltkrieges ging auch sein langjähriges Arbeitsgebiet in Dalmatien verloren. Dafür lieferte er nun wesentliche Beiträge zu den Kartenblättern „Lofner-St. Johann“ und „Ötztal“, die von der nunmehrigen Geologischen Bundesanstalt herausgegeben wurden. Daneben war ihm die Geologie seiner unmittelbaren Heimat immer noch ein Anliegen, was in mehreren Veröffentlichungen zum Ausdruck kommt.

Eine Erkrankung zwang ihn schließlich, die anstrengende Feldgeologie einzuschränken. Dafür wandte er sich nun vermehrt seinem zweiten großen Arbeitsgebiet – der Meteorologie – zu, wobei er sich einer Vielzahl von Fragestellungen widmete. Bemerkenswert ist aber sein ungebrochenes Interesse, fossile Klimazeugnisse mit seinen aktuellen Beobachtungen und Überlegungen in Einklang zu bringen und zu diskutieren. So ging er in seinen letzten Lebensjahren der Frage der paläogenen Klimate von Deutschland oder auch der Frage der Entstehung von Eiszeiten nach. Bis zu seinem Ableben im Jahr 1944 war Fritz Kerner von Marilaun trotz seiner zunehmend schwerer werdenden Krankheit von ungebrochenem Fleiß und geistiger Energie geprägt, was sich in seinem Lebenswerk von insgesamt 251 Publikationen in Fachzeitschriften niederschlägt (KERNER, 1919; AMPFERER, 1945).

## Das geologische Privatmuseum in Trins

Um das Jahr 1925/1926 richtete Fritz Kerner von Marilaun in einem Zubau des Landsitzes in Trins im Gschnitztal ein geologisches Privatmuseum ein. Über die dort ausgestellten Exponate berichtete er mehrfach in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (KERNER, 1932, 1938) bzw. in den Berichten der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien (KERNER, 1941). Neben Gesteinen und Fossilien gehörten verschiedene Karten und Profile zum Inventar. Als Besonderheit waren dort auch im Gelände gemalte Ölbilder zu geologisch interessanten Themen ausgestellt sowie „erdgeschichtliche Schaugebilde“ aus natürlichen Gesteinen, alle von Fritz Kerner von Marilaun persönlich produziert. Heute ist über den Verbleib dieser Schaustücke nicht mehr viel bekannt.

Zu diesen Exponaten dürften auch jene Gemälde gehören, in deren Besitz der Verfasser durch Zufall gekommen ist. Es handelt sich einerseits um diverse „doppelte“ Aquarelle, die aufgeklappt werden können, um so eine geologische Situation vor und nach einem Ereignis darzustellen (z.B. Bergstürze, Vulkanismus etc.; Taf. 1, Figs. 1a, b, 2a, b; Taf. 2, Figs. 1a, b). Andere wiederum veranschaulichen nach dem Aufklappen „hinter“ der Darstellung der Oberfläche in einem Profilschnitt verschiedene hydrogeologische Situationen (Quellentypen) oder die geologisch-tektonischen Verhältnisse des Gebirges (Taf. 1, Figs. 3a, b; Taf. 2, Figs. 2a, b; Taf. 3, Figs. 1a, b).

Die einzelnen Darstellungen zeigen einerseits das Können des ausgebildeten Künstlers Fritz Kerner, andererseits die sehr gute Kenntnis der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse seiner Heimat wie des ihm bekannten Auslandes. Am meisten ist die Art der Darstellung zu bewundern, in der das Vorher und das Nachher in einem Bild zusammengefasst wurden. Wenn man sich die Darstellungsmöglichkeiten der heutigen Zeit vor Augen hält, wo mit Computergrafiken und -simulationen alles Mögliche nachvollzogen werden kann, ist es umso erstaunlicher, mit welchem Ideenreichtum und gleichzeitig Fach- und Kunstverständnis Fritz Kerner mit einfachsten Hilfsmitteln Ähnliches um Jahrzehnte vorweggenommen hat. In der Folge sind einige Beispiele seiner „Lehrbehelfe“ mit jeweils beiden Situationen dargestellt.

## Das „Mineralogische Verwandlungsbilderbuch“

Ein ganz besonderer Part des im Besitz des Verfassers befindlichen Nachlasses ist ein handgeschriebenes Manuskript mit dazugehörigen „Schiebetafeln“ zu geologisch-petrografischen Veränderungen. Fritz Kerner nannte es „Mineralogisches Verwandlungsbilderbuch zur Belehrung für Jung und Alt“ (Taf. 4, Fig. 1). In diesem „Lehrbheft“ stellt er in Versform und mit einem ausgeprägten Humor verschiedene geologische Prozesse dar, wie z.B. die Verwitterung, Lagerstättenbildung oder die Metamorphose. In sechs kurzen Gedichten beschreibt er die Vorgänge z.B. der Talk- und Serpentinbildung, der Schwefelfällung in Vulkanen, der Bildung von Limonit aus Siderit (Taf. 4, Figs. 2, 3a, b), der Pyritverwitterung (Taf. 5, Figs. 1, 2a, b) etc. Begleitet wird jedes dieser Gedichte von Aquarellen, bei denen man durch „Fenster“ nach Verschieben einer „Zwischendarstellung“ die jeweilige Veränderung sowie die dazu gehörige Chemie ablesen kann. Neben dem Witz, den man aus den Versen herauslesen kann, sind diese Tafeln wiederum ein beredtes Zeugnis für die Genialität, mit der Fritz Kerner einer breiten Bevölkerung die Geologie nahebringen wollte und offensichtlich auch konnte.

## Literatur

- AMPFERER, O. (1945): Fritz Kerner v. Marilaun – Nachruf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **90**/1+2, 45–52, Wien.
- KERNER, F. (1919): Verzeichnis meiner ersten hundertundfünfzig erdkundlichen Arbeiten. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1919**/10, 292–302, Wien.
- KERNER, F. (1930): Paläoklimatologie. – VIII + 512 S., Berlin (Bornträger).
- KERNER, F. (1932): Mein geologisches Lokalmuseum bei Trins im Gschnitztal. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1932**/5+6, 109–111, Wien.
- KERNER, F. (1934): Paläogeographie mit besonderer Rücksicht auf die Fehlerquellen. – VIII + 410 S., Berlin (Bornträger).
- KERNER, F. (1938): Neues von meinem geologischen Museum bei Trins im Gschnitztal. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1938**/6, 141–142, Wien.
- KERNER, F. (1941): Schlußbericht über mein geologisches Museum bei Trins im Gschnitztal. – Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, **1941**/1+2, 1–3, Wien.
- ÖSTERREICHISCHES BIOGRAPHISCHES LEXIKON (1965): 1815–1950. – Band 3, 304, Graz (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

---

## Tafel 1

Fig. 1a, b: Bergsturz.

Fig. 2a, b: Schuttquelle an der Felsoberkante als Stauhorizont.

Fig. 3a, b: Geologie des Gschnitztales in Tirol.



1a



1b



2a



2b



*Gschmitztal.  
Zentralalpen.  
Tal im Hohegebirge zwischen  
aufgesetzten Kalkdolomitbergen.*

3a



*Glimmerschiefer   Wettersteindolomit   Carditenschichten  
Blaustolomit.*

*Gschmitztal.  
Zentralalpen.  
Tal im Hohegebirge zwischen  
aufgesetzten Kalkdolomitbergen.*

3b

---

## Tafel 2

Fig. 1a, b: Stirnmoränenwall beim Gletscherrückzug.

Fig. 1a, b: Geologischer Schnitt durch die Kohlelagerstätte im Karbon des Nösslachjoches in Tirol mit einem Lebensbild aus dem Karbon.



1a



1b



2a



2b

---

## Tafel 3

Fig. 1a, b: Vier mögliche Varianten des Internbaues einer Flussterrasse, dargestellt in einem mit einem Schiebebalken aufklappbaren Schnitt.



1a



Terrasse durch Seitenerosion  
und spätere Tiefenerosion eines  
Flusses in unthronem Tal

Terrasse durch Akkumulation  
und spätere Tiefenerosion eines  
Flusses

Terrasse durch Ablagerung einer  
Seitenmoräne und spätere Aufhebung  
der Randstufe durch Schongebirge

Terrasse durch Aufschüttung  
eines flachen Mischkales durch  
einen erodierten Fluß

1b

---

## Tafel 4

Fig. 1: Titelblatt des Mineralogischen Verwandlungsbilderbuches.

Fig. 2: Gedicht über die Verwitterung von Siderit zu Limonit am Beispiel des Steirischen Erzberges.

Fig. 3a, b: Schiebetafel zur Verwitterung von Siderit zu Limonit am Beispiel des Steirischen Erzberges.

Mineralogisches  
Verwandlungsbilderbuch  
zur Belehrung für Jung und Alt  
mit Reimen und Bildern  
von Fritz Kemmer.

Bei Eisenerz in Steiermark  
Zeigt sich bis hundert Meter stark  
Der Siderit in derben Massen,  
Die sich durch Tagebau fördern lassen.  
Da pflegt es häufig zu geschehen,  
Dass sich dies Erz wie man kann schon  
Wenn die Tagwässer dringen ein,  
Verwandelt in Brauneisenstein.  
Zu viermal Eisenkarbonat  
Zwei Oxygen man nötig hat,  
Dann braucht man noch drei H<sub>2</sub>O  
Dann wird wie leicht erkennbar so  
Die Limonitformel erreicht  
Und viermal C O<sub>2</sub> entweicht.  
Der Sauerstoff kommt aus der Luft  
Und dringt mit Wasser in die Kluft  
Wo sich die Umwandlung vollzieht,  
Des Erzes gelbe Farbe flieht  
Und einer dunkelbraunen weicht,  
Die in das Innere weiterschleicht.  
Das leichte Karbonat ist jetzt  
Durch dunkles Hydroxyd ersetzt.

1

2



3a



3b

---

## Tafel 5

Fig. 1: Gedicht zur Melanteritbildung aus Pyrit.

Fig. 2a, b: Schiebetafel zur Verwitterung von Pyrit in Tonschiefern.

In manchen nordalpinen Gauen  
 Die Dolomite Mauern blauen  
 Mit Einschaltung von Zwischenzonen  
 Aus glänzend schwarzen Schiefertonen,  
 In denen reichlich eingesprengt,  
 Oft schon durch Limonit verdrängt,  
 Pyrit in Würfelchen sich findet,  
 Bei denen bald der Glanz verschwindet,  
 Wenn Luft und Wasser wirken ein  
 Auf seinen Klüftchen im Gestein  
 Bei der Verwitterung raschen Schrittes  
 Der halbe Schwefel des Pyrites  
 Bleibt mit dem Eisen in Verbande  
 Und beide sind sodann im Stande  
 Viel Sauerstoff an sich zu ziehen  
 Bis der Prozess soweit gediehen,  
 Dass Eisenvitriol entsteht.  
 Die andre Schwefelhälfte geht  
 Mit  $H_2O$  und  $O$  in Bindung  
 Und darin findet es Begründung,  
 Dass das Gestein ganz breiig ist,  
 Weil Schwefel sauer es zerfrisst.  
 Die schwefelsaure Eisenmasse  
 Wird alsbald eine wässrige Masse  
 Und zieht sieben  $H_2O$  an sich,  
 Von denen eines sicherlich  
 Sie schwächer als die andern bindet  
 Und wo sie Schutz vor Lösung findet,  
 Sicht man die Masse eines milden,  
 Lichtgrünen Überzugs oft bilden,  
 Aus Eisenvitriol bekannt,  
 Sonst auch Melanterit genannt.

1



2a



2b



## **Geologen der k. k. Geologischen Reichsanstalt: Briefe an Julius von Haast in Neuseeland in den Sammlungen der Alexander Turnbull Library**

SASCHA NOLDEN<sup>1</sup>, THOMAS HOFMANN<sup>2</sup> & ALBERT SCHEDL<sup>2</sup>

11 Abbildungen

*„Welche Welt von Hoffnung liegt nicht offen für den  
Fortschritt dieser gewaltigen Inseln.“*

(Haidinger an Haast, 1863)

*Geschichte der Erdwissenschaften  
k. k. Geologische Reichsanstalt  
Korrespondenz  
Neuseeland  
Porträts*

### **Inhalt**

Zusammenfassung .....	41
Abstract .....	42
Einleitung .....	42
Constantin von Ettingshausen (1826–1897) .....	44
Franz Foetterle (1823–1876) .....	51
Wilhelm Karl von Haidinger (1795–1871) .....	53
Franz von Hauer (1822–1899) .....	59
Exkurs: Veröffentlichte Briefe von Haast an Hauer .....	61
Guido Stache (1833–1921) .....	64
Ferdinand Stoliczka (1838–1874) .....	66
Karl von Zittel (1839–1904) .....	68
Dank .....	70
Literatur .....	71

### **Zusammenfassung**

Briefe und Fotoporträts, welche von Mitgliedern und ehemaligen Mitgliedern der k. k. Geologischen Reichsanstalt in den Jahren 1862 bis 1887 an Sir Julius von Haast geschickt wurden und sich heute in der Handschriften- und Fotosammlung der Alexander Turnbull Library in Wellington befinden, werden als Edition im Volltext vorgestellt und im Kontext der von Wissenschaftlern gepflegten Netzwerke zur Ermöglichung von Gedanken-, Schriften- und Sammlungs-austausch erläutert. Beleuchtet werden Aspekte der gegenseitigen Abhängigkeit zwischen denjenigen, die in den europäischen Metropolen unmittelbaren Zugang zum wissenschaftlichen Schrifttum und zu Sammlungen hatten, und den anderen, die im Gelände in unerforschten Gegenden am anderen Ende der Welt Gelegenheit hatten, neues zu Beobachten und zu Entdecken und reichhaltige Sammlungen zu machen. Wobei auch besonders der Einfluss der österreichischen Geowissenschaftler auf die Entwicklung und Erforschung Neuseelands in Augenschein genommen wird.

<sup>1</sup> SASCHA NOLDEN: Research Librarian, Alexander Turnbull Library, National Library of New Zealand, Wellington, New Zealand. [sascha.nolden@dia.govt.nz](mailto:sascha.nolden@dia.govt.nz)  
<sup>2</sup> THOMAS HOFMANN, ALBERT SCHEDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. [thomas.hofmann@geologie.ac.at](mailto:thomas.hofmann@geologie.ac.at), [albert.schedl@geologie.ac.at](mailto:albert.schedl@geologie.ac.at)

# Geologists of the Imperial Royal Geological Survey of Austria: letters to Sir Julius von Haast in New Zealand from the collections of the Alexander Turnbull Library

## Abstract

Letters and photographic portraits sent to Sir Julius von Haast by members and former members of the Imperial Royal Geological Survey of Austria between 1862 and 1887, from the manuscript and photographic collections of the Alexander Turnbull Library, are presented as an annotated edition and placed in the context of the network scientists maintained to facilitate the sharing of ideas, thoughts, observations, specimens, and publications. Aspects of interdependence between those situated in European metropolitan centres with ready access to publications and reference collections, and those with the advantage of proximity to unexplored places at the opposite end of the world offering opportunities to discover and observe things new to science and accumulate collections, are explored – while the influence of Austrian geoscientists on the development and exploration of New Zealand are highlighted.

## Einleitung

Im Nachlass des aus Bonn stammenden neuseeländischen Geologen, Sir Julius von Haast (1822–1887), befinden sich zahlreiche Briefe österreichischer Geowissenschaftler, die – zumindest für einige Zeit – im Dienststand der k. k. Geologischen Reichsanstalt und aus diversen Anlässen mit Haast in Kontakt waren. Eine Schlüsselposition nimmt die Korrespondenz von Haast mit Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) ein; die insgesamt 133 bekannten Briefe von Hochstetter und seiner Frau Georgiana

von Hochstetter (1842–1905) an Haast wurden von NOLDEN (2007) im Rahmen einer Dissertation bearbeitet (siehe auch: NOLDEN, 2013). Die gemeinsamen Reisen von Hochstetter und Haast in Neuseeland wurden von JOHNSTON & NOLDEN (2011) thematisiert. Ebenso sind auch Tagebücher von Hochstetters Neuseelandaufenthalt veröffentlicht (JOHNSTON & NOLDEN, 2014; JOHNSTON et al., 2012).

Darüber hinaus werden in dieser Arbeit 33 Briefe aus einem Zeitraum von 25 Jahren, konkret aus der Zeit von 1862, wo sich Haast zunächst als Regierungsgeologe in Christchurch etabliert hatte, bis zu seinem Tod im Jahr 1887, wobei einer der Briefe ihn wohl erst posthum erreicht haben dürfte, vorgestellt.

1. Constantin von Ettingshausen (1826–1897) [k. k. GRA 1850–1854] 15 Briefe, 1884–1887.
2. Franz Foetterle (1823–1876) [k. k. GRA 1849–1876] 2 Briefe, 1862, 1875.
3. Wilhelm Karl von Haidinger (1795–1871) [k. k. GRA 1849–1866] 4 Briefe, 1863–1866.
4. Franz Ritter von Hauer (1822–1899) [k. k. GRA 1849–1885] 5 Briefe, 1869–1887.
5. Guido Stache (1833–1921) [k. k. GRA 1857–1902] 2 Briefe, 1862, 1881.
6. Ferdinand Stoliczka (1838–1874) [k. k. GRA 1860–1862] 2 Briefe, 1870, 1871.
7. Karl von Zittel (1839–1904) [k. k. GRA 1862–1863] 3 Briefe, 1 Quittung, 1869, 1872, 1873, 1885.

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts war es üblich, im Zuge der Korrespondenz auch kleinformatige Fotoporträts als Visitenkarten (Cartes-de-visite) auszutauschen. Im Haast'schen Nachlass befinden sich auch, mit einer Ausnahme (Foetterle), Cartes-de-visite als Ergänzung zu den Briefen, welche hier abgebildet werden. Auch ein Autograf von Haidinger an Haast in englischer Sprache (Abb. 6) sowie die von Haidinger am 20. März 1862 unterschriebene Urkunde (Abb. 2), mit der Haast zum korrespondierenden Mitglied der k. k. Geologischen Reichsanstalt ernannt wurde, werden gezeigt.

Die Briefe dokumentieren einerseits die Vielfalt und Breite des Interesses unter Wissenschaftlern in dieser Zeit sowie auch den Einfluss der österreichischen Geologen und der k. k. Geologischen Reichsanstalt auf die Entwicklung der Erdwissenschaften in Neuseeland. Der Austausch von Gedankengut, Beobachtungen, Schrifttum und Sammlungen war für Haast und seine Korrespondenten ein wichtiger Teil ihrer Arbeit und hatte einen dementsprechenden Stellenwert.



Abb. 1. Julius von Haast mit seiner zweiten Ehefrau Mary (Alexander Turnbull Library, PA2-2164).

Haast als Gründer und erstem Direktor des Canterbury Museums ging es jedoch nicht nur darum, mit begrenzten finanziellen Mitteln und mit einem in aller Welt sehr begehrten Tauschwarengut in der Form von Naturalien, die Sammlungen aufzubauen, sondern auch Drucksachen und Bücher wurden nach bestem Vermögen akquiriert, und letztendlich ging es um Anerkennung, welche er mit der Zeit auch reichlich erlangte.

Ohne Zweifel spielten Wissenschaftler aus Wien seit der Ankunft der k. k. Fregatte Novara im Hafen von Auckland am 22. Dezember 1858 eine große Rolle in der wissenschaftlichen Entwicklung von Neuseeland (NOLDEN, 2006/2007, 2012, 2013). Nach den grundlegenden For-

sungen und Erkundungen durch Ferdinand von Hochstetter, der auf der Novara genau einen Tag nach Haast in Auckland angekommen war und mit diesem über viele Monate gemeinsam Exkursionen unternommen hatte, konnte Hochstetter nach seiner Rückkehr Haast in wissenschaftlichen Kreisen und Gesellschaft bekannt machen und dazu beitragen, dass Haast in das Netzwerk aufgenommen wurde, welches die Grundlage für eine wissenschaftliche Beziehung zwischen Österreich und Neuseeland war. Diese Beziehung war eine freundschaftlich-kollegiale wie aus der hier vorgestellten Korrespondenz ersichtlich wird, wobei diese Briefe auch unmittelbar den Beitrag und Einfluss aus Wien bezeugen.



Abb. 2. Haasts Ernennung zum „Correspondenten“ der k. k. Geologischen Reichsanstalt vom 20. März 1862, mit Unterschrift Haidingers (Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-20-3).

Nachdem Hochstetter am 2. Oktober 1859 Neuseeland verlassen hatte, wurde Haast auf Hochstetters Empfehlung engagiert, die geologische Landesaufnahme in der Nelson Provinz weiterzuführen. Nach Abschluss dieser Aufgabe schrieb er den ersten großen Bericht seiner neuen Karriere als Wissenschaftler (HAAST, 1861). Danach begab sich Haast nach Christchurch in der Canterbury Provinz, wo er als erster neuseeländischer Regierungsgeologe mit dem Titel „Provincial Geologist“ angestellt wurde (BICKERTON, 1884: 114). Seine Arbeitgeber hofften sich aus dieser Investition die mögliche Erschließung und Entdeckung von reichhaltigen Bodenschätzen, wie sie in anderen Provinzen vorkamen. Leider konnte Haast trotz aller Bemühungen nicht mit Kohle, Gold und anderem Reichtum aufwarten, stattdessen wurde eine faszinierende alpine Landschaft wissenschaftlich erobert. Haast kartierte und zeichnete, benannte alles was ihm in diesen unerforschten Regionen begegnete und sammelte nicht nur Gesteinsproben, sondern auch mit großem Interesse botanische Belege. Von den Pflanzen wurden auch Sammlungen unter anderem an den Botaniker Eduard Fenzl (1808–1879) nach Wien geschickt.

Nachdem er sich in Christchurch etabliert, seine zweite Ehefrau, Mary, geborene Dobson, geheiratet hatte (Abb. 1) und in sein eigenes Haus, „Glückauf“ genannt, gezogen war, gründete er im September 1862 das „Philosophical Institute of Canterbury“. Dies war die erstgegründete unter den regionalen Gelehrtenvereinigungen,

welche sich später dem im Jahr 1867 gegründeten „New Zealand Institute“ (seit 1933 „Royal Society of New Zealand“) angegliedert hat.

Lange musste Haast seine wachsenden Sammlungen in seinen Arbeitsräumen im Canterbury Provincial Council Gebäude aufbewahren, ehe es ihm gelang, ein eigenes zweckmäßiges Gebäude bauen zu lassen. Dieses wurde offiziell 1867 als Canterbury Museum gegründet und 1870 eröffnet, er sollte es als Direktor bis an sein Lebensende leiten. Als Museumsdirektor führte er einen aktiven Tauschhandel mit Kollegen in aller Welt und erhielt für neuseeländische Naturalien, besonders für die begehrten Vogelbälge seltener Vögel und die Skelette der ausgestorbenen Riesenvögel („Moa“) einen umfangreichen Fundus, der seine Sammlung bereichern sollte. Das Interesse Österreichs an den Moa begann schon früh (HOCHSTETTER, 1861, 1867, 1868; HAAST, 1867), einige Skelette wurden auch bei der Wiener Weltausstellung des Jahres 1873 gezeigt, ehe sie anschließend dem k. k. Naturhistorischen Museum Wien überlassen wurden (FLÜGEL, 1959). Österreich zeigte sich dankbar für die vielen großzügigen Gaben, schließlich nobilitierte Kaiser Franz Joseph I. (1830–1916) Haast mit der Aufnahme in den österreichischen Ritterstand und verlieh ihm den Orden der „Eisernen Krone dritter Classe“.

Wobei hier wohl auch die Namengebung des Franz-Josef-Gletschers eine Rolle spielte. Haast hatte sich für die zahlreichen Sammlungsgegenstände und Publikationen, die er erhalten hatte, dankbar erwiesen, indem er in den südlichen Alpen von Neuseeland die Namen seiner Wiener Kollegen verewigte.

„Wie sehr bin ich Ihnen nicht,  
hochverehrter Freund zu danke verpflichtet  
für den glorreichen Mt. Haidinger!“

(Haidinger an Haast, 1863)

### Constantin von Ettingshausen (1826–1897)

In dem Nachlass befinden sich 15 Briefe von Professor Dr. Constantin Freiherr von Ettingshausen (Abb. 3), aus der Zeit von März 1884 bis August 1887. Ettingshausen hatte schon vorher große Arbeiten in der wissenschaftlichen Beschreibung der australischen Phytopaläontologie (= Paläobotanik) gemacht (ETTINGSHAUSEN, 1874, 1883a–c, 1887a) und sich dann als Ausweitung seines Interessengebietes Neuseeland zugewandt. Freilich gehörte damals Ettingshausen nicht mehr dem Personalstand der k. k. Geologischen Reichsanstalt an, er war 1854 als Custos-Adjunct (HOERNES, 1897: 84) ausgeschieden und folgte einer Berufung an das Josephinum in Wien. Das Resultat dieser Beziehung war, dass ein großer Teil der neuseeländischen Funde fossiler Pflanzen zuerst in der Österreichischen Akademie der Wissenschaften publiziert worden ist (ETTINGSHAUSEN, 1883d, 1886, 1887b–d) und der Name Ettingshausen auf diesem Gebiet hohe Anerkennung hat. Für das Jahr 1888, nach dem Abschluss seiner Arbeit, wurde Ettingshausen zum Ehrenmitglied des *New Zealand Institute* gewählt.



Abb. 3.  
Constantin von Ettingshausen. Fotograf: Ferdinand Mayer (1843–1916), Graz  
(Alexander Turnbull Library, PA2-1131).

#### 28. März 1884, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-30)

Laimburggasse 8  
Graz, Austria  
28. März 1884.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Indem ich Ihnen für das geschätzte Schreiben vom 19. Dec. v. J. bestens Danke, zeige ich Ihnen an, daß ich schon mit Sehnsucht der Ankunft Ihrer Sendung entgegen sehe und in meinem Universitäts-Museum bereits alle Anstalten getroffen habe, um die mir anvertraute Sammlung sorgfältig aufzubewahren.

Nach einer nun bald 40-jährigen Praxis im Fache der Phytopaläontologie glaube ich mir die Eignung wohl erworben zu haben zur Untersuchung und Bearbeitung der Tertiärfloren der südlichen Hemisphäre und würde sich die Arbeit über die neuseeländische Tertiärflora an meine Arbeit über die australische gut anschließen. [2]<sup>3</sup>

3 Die in eckige Klammern gesetzten Zahlen bezeichnen die Seitenzahl der autografen Vorlage.

Ich werde Sie nicht nur von dem Anlangen Ihrer Sendung sogleich in Kenntnis setzen, sondern auch während der Bearbeitung der Sammlung Ihnen berichten, sowie auch die erfolgte Rücksendung anzeigen.

Für die Bewilligung des kostenfreien Transportes sage ich Ihnen hiemit meinen verbindlichsten Dank.

Es wird mir ein Vergnügen sein, verwandte Objecte aus unserer Tertiärflora, welche zur Vergleichung hochinteressant sind, der Sendung beizugeben, wogegen ich bezüglich Ihrer gütigen Erlaubnis, Doubletten, deren Rücksendung sich nicht lohnen würde, für unsere Sammlung zu behalten, einen bescheidenen Gebrauch machen werde.

Für ausführlichere Mittheilungen über das Vorkommen der in der Sendung enthaltenen fossilen Pflanzen würden Sie mich sehr zu Dank verpflichten.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr ergebener  
Prof. Dr. Const. Freih. v. Ettingshausen

**15. September 1884, Graz, Ettingshausen an Haast**  
(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-31)

Graz, Austria,  
15. September 1884.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Ihre Sammlung ist in gutem Zustand hier angekommen. Dieselbe ist hochinteressant. Insbesondere enthalten Ila (Haast Gully) IVb (Pakarau [Pakawau], Nelson) IVc (Shag Point) und IVd (Malvern Hills) neue und wichtige Fossilreste. Ich erlaube mir sogleich die Frage an Sie zu richten, ob Sie mir gestatten wollen, ein neues Genus und eine neue Species nach Ihnen zu benennen, um der Anerkennung der Verdienste, welche Sie sich um die Erforschung der Geologie und Palaeontologie Neu-Seelands erworben haben, Ausdruck zu geben.<sup>4</sup>

Meine Arbeit soll nicht nur in der Bestimmung der Exemplare Ihrer Sammlung, sondern auch in der Beschreibung und Abbildung der Arten bestehen. Selbstverständlich werden Sie mir die nöthige Zeit hiezu bewilligen. Ich werde bemüht sein, die Arbeit so gut und rasch [2] als möglich zu Ende zu führen. So viel ich das Material derselben jetzt schon zu überblicken vermag, so schätze ich den Umfang der Arbeit auf circa 5 Druckbogen Text und 6-7 Tafeln in Quart-Format, mindestens.

Was die Veröffentlichung der Abhandlung (bet. „Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora von Neu-Seeland“) betrifft, so wäre ich als Mitglied der Akademie d. Wissenschaften in Wien ermächtigt, dieselbe durch die genannte Akademie zu veranlassen. Das müsste in deutscher Sprache geschehen. Ich glaube aber, dass es besser und passender wäre, wenn die Publication in englischer Sprache und durch eine gelehrte Gesellschaft in Neu-Seeland erfolgen würde. Sollten Sie dies wünschen, so würde ich bereit sein, Manuscript und Zeichnungen Ihnen zu diesem Zweck zu überlassen. Ich bin der englischen Sprache mächtig und

<sup>4</sup> Ettingshausen hat mehrere Taxa nach Haast benannt: *Haastia speciosa*, Ett., *Araucaria haastii*, Ett., *Cinnamomum haastia*, Ett., von welchen die Typen für *Araucaria* von Shag Point und die zwei anderen von Pakawau stammen (ETTINGSHAUSEN, 1890).

könnte sobald ich in Kenntnis bin, dass Sie auf das Letztere Gewicht legen, die Abfassung des Textes demgemäss einrichten. [3]

Bei der Durchsicht der Sammlung konnte ich wohl entnehmen, dass die Bearbeitung derselben durchaus keine leichte Aufgabe ist, dass die wissenschaftlichen Behelfe, welche mir in Wien zu Gebote stehen, kaum hiezu ausreichen werden und dass ich genöthigt sein werde, nach London zu reisen, um die dortigen reicheren Mittel zu benutzen. Es werden mich sonach bedeutende Auslagen treffen, da ich in Wien und in London längeren Aufenthalt nehmen muss, um die nothwendigen Vergleichen der Fossilien mit den ähnlichen Objecten aus der Jetzt- und aus der Vorwelt bestens durchzuführen. Eine verhältnissmässig geringe Auslage hatte ich schon beim Bezug der Sammlung; es war die Sendung von London nach Graz nicht frankirt und musste ich hiefür 57 fl. Porto bezahlen.

Sie werden es demzufolge gewiss nicht unbillig finden, wenn ich an Sie, resp. an Ihr Museum, die ergebene Bitte stelle, mir die Auslagen wenigstens etwas zu erleichtern und nenne ich als den kleinsten Beitrag, mit dem ich zufrieden wäre, die Summe von £30. Dagegen würde ich mich verpflichten, Ihrem Museum nicht nur das Manuscript und die Tafeln der [4] Abhandlung ins Eigenthum zu übergeben, sondern auch eine sehr werthvolle und instructive Sammlung (circa 200 Specimens) aus unserer fossilen Flora (insbesondere der Tertiär-F., dann der Carbon- und der Trias-F.) gratis zu übersenden.

Ihre Sammlung werden Sie vollständig und wohlbestimmt zurückerhalten. Nur einige sehr schlechte Doubletten und einige Stücke, die gar keine erkennbaren Pflanzenreste enthalten, werde ich mit Ihrer Erlaubnis nicht zurücksenden, da es sich bei diesen eher lohnen würde, die Transportkosten zu verringern.

Sollte ich Ihnen, hochgeehrter Herr Doctor, mit meiner Bitte lästig fallen, so bedaure ich dies aufrichtig. Die Bitte geschieht aber lediglich zur Förderung der Sache, da ich leider nicht in der Lage bin, viel aus eigenem zu spendieren.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr ergebenster  
Reg. Rath Prof. C. Baron Ettingshausen

Herrn  
Dr. Julius von Haast, F.R.S. etc.  
in Christchurch auf N.S.

**28. Juni 1885, Graz, Ettingshausen an Haast**  
(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-32)

Laimburggasse 8,  
Graz, Austria,  
d. 28. Juni 1885.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Ihr geschätztes Schreiben vom 15. April d. J., sowie eine Abschrift desselben, welche Sie in gütiger fürsorge mir zukommen liessen, habe ich erhalten. Ich danke Ihnen verbindlichst für die Sendung des Wechsels \*) Das Duplicat des Wechsels habe ich vertilgt, damit dasselbe nicht etwa

in unrechte Hände gerathe.<sup>5</sup> (auf 35 £ 16 Sh lautend), für welchen die Valuta heute an mich einlangte, was ich Ihnen zur Kenntnis zu bringen wünschte, weßhalb mit der Absendung meines Dankschreibens mehrere Tage verstreichen mußten. [2]

Ich war in einem früheren Schreiben so frei, Sie zu ersuchen Ihrem Philos. Institut<sup>6</sup> meinen ergebensten Dank auszusprechen. Indem ich dieses Ansuchen wiederhole, füge ich hinzu, daß ich eifrigst bemüht sein werde, dem mir geschenkten ehrenvollen Vertrauen zu entsprechen.

Meine Arbeit erlitt keine Unterbrechung und wird durch die bald eintretende Ferienzeit wesentlich gefördert werden. Einen Theil dieser Zeit werde ich auf Reisen verbringen, zum Zwecke der Benützung reicherer Hilfsmittel für meine Arbeit.

Durch die Parker'sche Sammlung, deren Benützung für meine Arbeit ich Ihre so gütigen [3] Vermittlung verdanke, wurde mein Untersuchungsmaterial nicht wenig erweitert und bin ich eben damit beschäftigt, die Ergänzungen an den betreffenden Stellen einzuschalten. Dadurch werden auch die Tafeln vermehrt werden müssen. Wie viele Tafeln hinzukommen werden, kann ich heute noch nicht bestimmt angeben. Aus diesem Grunde kann ich auch nicht die Kosten für 50 Separatabdrücke Ihnen genau bezeichnen. Nach einer beiläufigen Abschätzung dürfte der Betrag hiefür £20 nicht übersteigen, wahrscheinlich ein geringerer sein.

Zum Schluß wollen Sie zur Kenntnis nehmen, daß ich bemüht sein will, Ihnen wohlverhalten und [4] instructive Exemplare von Pflanzenfossilien aus allen wichtigeren Fundorten und Formationen Österreichs ohne jedes Entgelt zu verschaffen.

Bezüglich der Vollendung und Vorlage der Arbeit werde ich Ihre Güte und Geduld wohl noch in Anspruch nehmen müssen. Ich bin gewöhnt, meine Arbeiten wiederholt durchzuprüfen, bevor ich selbe der Öffentlichkeit übergebe. Überzeugt davon, daß Sie mir hierin Recht geben und die erforderliche Zeit bewilligen werden, verbleibe ich mit aufrichtigster Hochachtung

Ihr dankbar ergebener  
Prof. Dr. Constantin Freih. v. Ettingshausen

Herrn Dr. Julius von Haast  
Canterbury College  
Christchurch, New Zealand

## 6. April 1885, Wien, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-33)

Wien,  
6. April 1885.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Entschuldigen Sie die verspätete Beantwortung Ihres geschätzten Schreibens; ich wollte mit derselben zugleich den Empfang der Geldanweisung, die Sie mir in nächster Zeit zukommen zu lassen beabsichtigten, Ihnen anzei-

<sup>5</sup> Dieser Satz ist im Original ein Zusatz in der Form einer Fußnote.

<sup>6</sup> Gemeint ist das von Haast am 24. Juli 1862 mitgegründete Philosophical Institute of Canterbury.

gen. Da ich aber dieselbe noch nicht erhalten habe und bereits eine geraume Zeit verstrichen ist, so will ich nicht länger zögern, Ihnen für die so freundliche Zusage meines Ansuchens und für den Antrag, welchen Sie bei Ihrem Philos. Institut gestellt haben, verbindlichst [2] zu danken. Zugleich bitte ich, diesem Institute für die Bewilligung der £30 meinen ergebensten Dank auszusprechen.

Vor Kurzem habe ich die Anzeige des Abgangs einer Sendung foss. Pflanzen aus dem University Museum von Dunedin durch ein Schreiben des Hrn. Prof. Parker<sup>7</sup> erhalten. Ich bin Ihnen für Ihre gütige Vermittlung in dieser Angelegenheit sehr dankbar. An Prof. Parker habe ich geschrieben, dass ich auf die Sammlung, welche er mir zur Untersuchung und Bearbeitung anvertraut hat, schon sehr gespannt bin.

Über meine Arbeit beobachte ich so lange [3] vollkommenes Stillschweigen, bis dieselbe vollendet und durch die Kais. Akademie der Wissenschaften veröffentlicht ist. Was den Fortgang der Arbeit betrifft, so darf ich denselben als günstig bezeichnen. Was ich mit meinen hiesigen Mitteln zu leisten vermochte, habe ich bereits beendet. Nun bleibt aber noch ein gutes Stück Arbeit übrig, nämlich das Zweifelhafte oder Unbestimmte durch die Benützung auswärtiger grösserer Hilfsmittel zu bewältigen. Ich bin eben deshalb jetzt in Wien, um die reichen Sammlungen des Kais. naturhist. Hof-Museums zu meiner Arbeit zu benützen.

Ohne Sie, hochverehrter Herr Doctor, drängen [4] zu wollen, erlaube ich mir die Bemerkung dass ich das Geld (£30 + £5.14sh.) spätestens vor meiner Reise nach England, die ich zum Zweck der Benützung der dortigen grossen Sammlungen im Herbst d. J. zu unternehmen beabsichtige, zu erhalten wünsche. Den Empfang des Cheque werde ich ungesäumt Ihnen anzeigen.

Ich bitte, Ihre werthen Schreiben an mich stets unter der folgenden Adresse abzusenden, und verbleibe

Ihr hochachtungsvollst ergebener  
Prof. Dr. C. Baron Ettingshausen  
Laimburggasse 8  
Graz, Austria.

## 12. Dezember 1885, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-34)

Laimburggasse 8.  
Graz, Austria  
d. 12. December 1885.

Hochverehrter Herr Doctor!

Auf Ihr geschätztes Schreiben, in welchem Sie mir gefälligst Nachricht gegeben haben, daß Sie zur Ausstellung nach London sehr interessante Objecte von Neu-Seeland bringen werden, habe ich Ihnen schon vor längerer Zeit geantwortet und fürchte, daß Ihnen mein Schreiben nicht zugekommen ist, da ich dringend wichtige Fragen in demselben an Sie gerichtet habe, auf welche eine Antwort mir schon zugekommen sein müßte. [2]

<sup>7</sup> Thomas Jeffery Parker (1850–1897), Biologe an der Otago University und Direktor des Otago Museums in Dunedin, Neuseeland.

Vorerst bin ich in der angenehmen Lage, Ihnen mitzutheilen, daß ich die Bestimmungen der Pflanzenfossilien Ihrer und der Parker'schen Sammlung, sowie die darüber zu publicirende Arbeit nun vollendet habe. Es handelt sich nur noch um die Ausführung der Tafeln, wozu ich die Original-Exemplare noch einige Zeit benöthige.

Die Fragen, um deren baldige Beantwortung ich ersucht habe, sind:

1. Hat es bei der Bestellung von 50 Separatabdrücken meiner Arbeit für Sie sein verbleiben? Die Kosten dürften sich auf beiläufig 10 £ belaufen. [3]
2. Sollte es Ihnen nicht bequemer und passender erscheinen, wenn ich die Original-Exemplare meiner Arbeit in Ihrer Sammlung direct zur Ausstellung nach London unter Ihrer dortigen Adresse sende?
3. Wann wünschen Sie Ihre Sammlung zu erhalten?
4. Wann ist der Zeitpunkt Ihres Eintreffens in London und wie lange Ihr Aufenthalt daselbst?

Ich gedenke gegen Ende Juli kommenden Jahres wieder nach London zu kommen. Es würde mich sehr freuen, dort Ihre persönliche Bekanntschaft machen zu können.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr stets ergebenster  
Prof. Dr. C. Frh. v. Ettingshausen

## 2. März 1886, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-35)

8 Laimburggasse  
Graz, Austria.  
2. März 1886.

Hochverehrter Herr Doctor!

Das geschätzte Schreiben, welches Sie vor Ihrer Abreise an mich zu senden die Güte hatten, habe ich erhalten. Nun werden Sie wohl die lange und beschwerliche Weltreise schon überstanden haben – ich hoffe ohne Unfall und gesund.

Was meine Arbeit über die fossilen Floren Neuseelands betrifft, so bin ich mit den Zeichnungen zu den Tafeln in kurzer Zeit fertig, [2] und es kann dann das Ganze Ihnen nach London geschickt werden, da der Text vollständig ausgearbeitet ist. Leider habe ich einige Monate Zeit für meine Arbeit verloren, da ich eine Aufforderung erhielt, die phytopaläontologischen Sammlungen des neuen naturhistorischen Museums zu ordnen und aufzustellen, zu welchem Zweck ich längere Zeit in Wien verweilen mußte, eine Angelegenheit, die ich nicht von mir weisen konnte. Dies ist aber der Grund warum ich Ihnen die Sammlung noch nicht senden kann, denn die Zeichnungen werden [3] von mir selbst mit aller möglichen Sorgfalt und Genauigkeit gemacht. Sollten Sie in der Lage sein, mich wieder mit einigen Zeilen zu beehren, so bitte ich, mir gefälligst bekannt zu geben, wie viel Zeit mir etwa noch zur Vollendung besagter Zeichnungen gewährt sein könnte.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr ergebenster  
Prof. Dr. C. Freih. v. Ettingshausen

## 19. April 1886, Wien, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-36)

Wien, am 19. April 1886.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Entschuldigen Sie, wenn ich Ihnen nur mit wenigen Zeilen anzeige, daß ich eben im Begriffe war, meine Arbeit unter dem Titel Beiträge zur fossilen Flora von Neuseeland der kais. Akademie hier zu überreichen, als ich vernahm, daß die Akademie gegenwärtig sich in etwas knappen Geldverhältnissen befinde und daß Arbeiten, die mit einer größeren Zahl von [2] Tafeln ausgestattet werden sollen, vorläufig gar nicht angenommen werden können. Jedenfalls muß ich, um die Publication der Arbeit zu ermöglichen, eine Reduction der Tafeln vornehmen. Da sich nun hiedurch die Vorlage sowohl, wie die Drucklegung der Abhandlung etwas verzögert (ich thue gut, den jetztigen ungünstigen Zeitpunkt verstreichen zu lassen) so kann natürlicherweise von [3] einer Bestellung von Separatabdrücken jetzt keine Rede sein und bitte ich, den hiefür berechneten Betrag mir nicht zu senden.

Das Einfachste wird sein, wenn ich die Kosten, welche durch den Wegfall mehrerer Tafeln ohnehin geringer sein werden, vorläufig aus Eigenem Bestreite und die Empfangsquittung der Akademie oder Staatsdruckerei Ihnen seinerzeit zusende.

Sobald ich wieder nach Graz zurückgekehrt sein werde, empfangen Sie in kurzer Zeit den versprochenen Bericht über meine Arbeit, [4] den ich aber bis zum Zeitpunkt der Vorlage geheim zu halten bitte, da laut Geschäftsordnung der Akademie, Arbeiten, die schon irgendwo öffentlich besprochen worden sind, zurückgewiesen werden, ein Paragraph, der gegenwärtig mit besonderer Strenge eingehalten werden muß.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr ergebenster  
Prof. Dr. C. Frh. v. Ettingshausen

## 18. Mai 1886, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-37)

Graz, am 18. Mai 1886.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Ich erlaube mir, Ihnen mit wenigen Zeilen anzuzeigen, dass ich soeben mit dem Verpacken Ihrer Sammlung beschäftigt bin. Die zur Ausstellung bestimmten Objecte werden eine ziemlich grosse Kiste füllen und etwa zwei Quadratmeter Flächenraum beanspruchen, wenn Sie alle ausstellen wollen.

Ich möchte dies sehr anempfehlen, da das Ganze ungemain nett aussehen dürfte. Ich habe nicht versäumt, die Analogien zu Ihrer fossilen Flora in der Tertiärflora Europa's durch instructive Exemplare zu illustriren, sowie auch zahlreiche lebende Pflanzentheile zum besseren [2] Verständnis der Bestimmungen u. zur Vergleichung beigegeben. Da sämtliche Objecte genau bezeichnet und die Etiquetten zweckentsprechend angeklebt sind, so wird es Ihnen keine Mühe kosten, sich zurecht zu finden. Auch werde ich in meinem Anzeigeschreiben über den erfolgten Abgang der

Sendung noch eine genaue Anweisung über die Art der Aufstellung sowie eine Übersicht des hiezu gehörigen Materials Ihnen mittheilen. Die Kiste mit dem Ausstellungsmaterial hat Nr. 1. Die übrigen Kisten könnten uneröffnet nach Neu-Seeland weiter befördert werden.

Ihr hochachtungsvoll ergebener  
Prof. Dr. C. Freih. v. Ettingshausen

[3] P.S. Da die sorgfältige Verpackung insbesondere die Etiquetten und Praeparate noch eine Woche Zeit in Anspruch nehmen werden, so könnte ich noch vor Absendung der Sammlung Ihren Wunsch berücksichtigen, ob Sie vielleicht die Kiste mit dem Ausstellungsmaterial früher erhalten wollen. Dies wäre möglich, wenn ich besagte Kiste als Eilgut nach London befördern lasse, während die übrigen Kisten per gewöhnliche Fracht gehen würden, was billiger käme, aber viel mehr Zeit braucht – ich glaube wenigstens 3 Wochen mehr.

Ich denke, die Kosten für eine Kiste Eilgutsendung dürfte keine zu grosse Mehrauslage machen und erlaube mir, diesen Plan zu befürworten.

Noch eine Bitte. Haben Sie die Güte, mir Ihre Adresse in London, sowie auch die [4] Adresse des Spediteurs in London, an welchen ich die Sammlung zu senden habe, noch einmal sehr deutlich geschrieben mitzuthemen, da ich diese Adressen nicht ganz sicher lesen konnte.

#### **10. Juni 1886, Graz, Ettingshausen an Haast**

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-38)

Graz, am 10. Juni 1886.

Hochverehrter Herr Doctor!

Indem ich Ihnen für das geschätzte Schreiben vom 22. Mai bestens danke, zeige ich an, daß Ihre Sammlung, in sechs Kisten verpackt, als Fracht an das von Ihnen bezeichnete Expeditionshaus in London bereits vorige Woche abgegangen ist und bitte ob der Verspätung um gütige Nachsicht. Die Sendung dürfte in 14 Tagen, vom Tage des Empfangs dieser Zeilen an gerechnet, Ihnen zukommen.

Die zur Ausstellung bestimmten Objecte habe ich der Sicherheit wegen in zwei kleinere (neue) Kisten anstatt in eine größere verpackt; dieselben sind mit Nr. 1 und 2 bezeichnet. Die übrigen Kisten Nr. 3 – 6 können uneröffnet nach Neuseeland geschickt werden, da selbe sehr gut verpackt sind.

Was die Art der Aufstellung der Objecte betrifft, so wird es wohl am einfachsten und zweckmäßigsten sein, wenn dieselben nach den Formationen und Localitäten zusammengestellt werden. [2]

Ich habe die zum Vergleich beizugebenden fossilen Pflanzen aus der europäischen Tertiärflora, sowie auch die Präparate lebender Pflanzen so bezeichnet, daß Sie das Zusammengehörige leicht finden werden. Die lebenden Pflanzen habe ich in ein Kistchen verpackt und am Boden in die Kiste Nr. 2 gelegt. In derselben Kiste befindet sich noch ein zweites kleineres Kistchen, enthaltend ein besonders interessantes Stück von Shag Point.

Beim Öffnen der besagten Kisten Nr. 1 und 2 sind, um dieselben noch zum weiteren Transport benützen zu können, zuerst die Eisenbändchen zu lüften und die Schrauben zu entfernen. Die wenigen Nägel können dann leicht herausgezogen werden. Ich bitte, die Art der Verpackung zu besichtigen, welche nach meiner Erfahrung die beste für die Versendung von Pflanzenfossilien ist. Sie besteht einfach darin, daß die Stücke mit Papierhüllen wohl versehen, nicht gelegt, sondern auf eine Kante gestellt neben einander gereiht und alle Zwischenräume gut mit Papierknäulchen ausgefüllt werden.

Den Ausstellungsobjecten habe ich einige wenige Stücke aus der Parker'schen Sammlung beigelegt, was mir zur Ergänzung der Repräsentation der reichhaltigen Flora von Shag Point wünschenswerth erschien. Die Stücke [3] sind an den Etiquetten von denen Ihrer Sammlung leicht zu unterscheiden. Die Parker'sche Sammlung retournire ich sofort.

Es freut mich sehr, daß Sie die Resultate meiner Arbeit benützen können und danke ich Ihnen nochmals bestens dafür, daß Sie mich in die Lage versetzt haben, in eine so wichtige fossile Flora der Erde einen Einblick thun zu können, was mir umso erwünschter ist, als es mir vergönnt war, auch die Tertiärflora Australiens einigermaßen kennen zu lernen und die Vergleichung dieser Floren mich unheimlich fesselte.

Selbstverständlich habe ich nun nichts dagegen einzuwenden, wenn Sie die Notizen, welche ich Ihnen mitgetheilt habe, in Neuseeland publiciren, da bis zu dem Zeitpunkt des Gelangens der Mittheilung nach England meine Arbeit der Akademie schon überreicht sein wird.

Noch habe ich Ihnen zur Kenntniß zu bringen, daß ich von der gütigen mir ertheilten Erlaubniß, einige Doubletten der neuseeländischen Pflanzenfossilien zurückzubehalten, einen bescheidenen Gebrauch gemacht habe, indem ich meist nur [4] Stücke behielt, deren Rücksendung sich nicht gelohnt haben möchte. Mehrere derselben habe ich gespalten, um nach Fossilien zu suchen.

Außer den erwähnten den Kisten 1 und 2 beigegebenen zur Ausstellung bestimmten Pflanzenfossilien unserer fossilen Floren habe ich noch viele solche Fossilien in der Kiste III verpackt und war bei der Auswahl derselben bedacht, so viel wie möglich auf die gemeinsamen Gattungen der europäischen und der neuseeländischen fossilen Flora Rücksicht zu nehmen.

Gestatten Sie noch, hochverehrter Herr Doctor, daß ich mein Schreiben mit der Bitte schließe, mich von dem Empfang der Sendung gefälligst in Kenntniß setzen zu wollen.

Ihr hochachtungsvoll ergebener  
Prof. Dr. C. Frh. v. Ettingshausen

Anmerkung:

Betreffend „*in Neuseeland publiciren*“. Haasts Beitrag, in dem auch die Notizen von Ettingshausen enthalten sind, wurde am 2. September 1886 in einer Sitzung des Philosophical Institute of Canterbury vorgetragen und anschließend publiziert (HAAST, 1886).

### 13. Juli 1886, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-39)

Graz, den 13. Juli 1886.

Hochgeehrter Herr Doctor!

Wegen vieler Universitätsgeschäfte, die sich gegen Ende des Semesters häufen, komme ich erst heute dazu, Ihr geschätztes Schreiben vom 23. v. M. zu beantworten. Vor allem habe ich Ihnen für die mehreren Belehrungen die dasselbe enthielt, sowie über die Zusendung des Kataloges meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Des Herrn Hector's Ansichten über die Mischung von Pflanzen total verschiedenen Alters in einer und derselben Schichte [2] hat nicht wenig meine Heiterkeit erregt. Diese Mischung dürfte wohl erst in seinem Museum entstanden sein oder schon beim Sammeln. Was die Benennung der Pflanzenfossilien darin betrifft, so ist dieselbe durchaus nicht wissenschaftlich begründet, kann daher meine Arbeit nicht beeinflussen, umso weniger als die Illustrationen nicht genau oder sehr roh ausgeführt sind, so dass man der nach die Arten nicht erkennen kann. Ich glaube mich daher keiner Vernachlässigung schuldig zu machen, wenn ich die Sache ignorire.

Sie werden, hoffe ich, schon meine Sendung erhalten haben, da ich schon vor längerer Zeit [3] durch meinen Spediteur erfuhr, dass die Kisten in Hamburg angelangt sind.

Indem ich ob der Verspätung dieser Zeilen, sowie der Kürze meines Schreibens um Entschuldigung bitte, verbleibe ich

Ihr hochachtungsvoll ergebener  
Ettingshausen

P.S. Da ich nicht sicher darüber bin, ob Ihre frühere Adresse noch Gültigkeit hat, da selbe in Ihrem Schreiben nicht mehr enthalten ist, so nehme ich mir die Freiheit den Brief nach Westminster Ch[ambers] zu adressiren.

### 15. September 1886, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-40)

Graz, den 15. September 1886.

Mein hochverehrter Herr Doctor von Haast!

Es drängt mich, Ihnen nach längerer Pause wieder ein Lebenszeichen zu geben, umsomehr, als ich Ihnen zur Kenntniß bringen möchte, daß es meine Verhältnisse gegenwärtig leider nicht erlauben, mein Vorhaben, Sie in London zu sehen, zur Ausführung zu bringen. Das Haupthinderniß liegt in der Vollendung meiner Arbeiten über die fossilen Floren der österreichischen Lagerstätten der Tertiärformation, Arbeiten, welche durch meine Untersuchungen über die fossilen Floren Australiens und Neuseelands eine längere Unterbrechung erfahren haben. Schon sind bei uns kleinliche Leute, die selbst nicht arbeiten, aber die Arbeiten Anderer mit Neid und Mißgunst betrachten, aufgetreten, um zu sagen, daß ich nur die auswärtigen fossilen Floren fördere, mich aber um die einheimischen wenig kümmerge, [2] ein Vorwurf welcher gewiß ungerecht ist, da ich kurz vor der Übernahme genannter Untersuchungen die große Arbeit über die fossile Flora von Sagor vollendet und früher eine Reihe von Arbeiten über die Localität

ten Moskenberg, Parschlug, Sotzka, Radoboj u. A. veröffentlichte. Ohne mir im Mindesten vorschreiben zu lassen, wie und in welcher Reihenfolge ich meine Arbeitsthemata zu wählen habe, setzte ich mir nun selbst die Aufgabe, das Ganze noch nicht bekannt geworden Material über österreichische fossile Localfloren, das mir zu Gebote steht, aufzuarbeiten und publiciren. Glücklicherweise habe ich gelegentlich der Bearbeitung der australischen Tertiärflora vorbereitende Studien in den Museen Londons, namentlich in Kew Gardens und im britischen Museum gemacht, welche auch für die Bearbeitung der neuseeländischen Pflanzenfossilien ausreichen, so daß ich jetzt nicht genöthigt bin, die genannten reichen Hilfsquellen für meine Arbeiten wieder aufzusuchen. So werthvoll es mir wäre und so sehr ich wünschte, in London Ihre persönliche Bekanntschaft zu machen, so sehr bedauere ich, daß mir dies [3] nun nicht gegönnt sein kann.

Gestatten Sie mir, daß ich zur Correctur des Manuscripts meiner Arbeit einige Fragen an Sie richte.

Sind die Localitäten = Namen: Rufton [Reefton] (Nelson); Anuri(?) [Amuri] bezeichnet IVf; Wekapass [Weka Pass] (IVg) richtig geschrieben?

Wie verhält sich die mit IIb bezeichnete Localität Malvern Hills zu der mit IVd bezeichneten gleichnamigen (Malvern Hills)?

In II b kommen Triaspflanzen vor, in IV d aber Tertiärpflanzen. Sind diese Localitäten vielleicht Schichten verschiedenen Alters am selben Orte Malvern Hills?

Wäre es vielleicht möglich, daß Dr. Hector meinte, dort Trias- und Tertiärpflanzen beisammen getroffen zu haben?

Ich dachte mir auch, daß Hector die Triasgattungen Macro-Talniopterix und Camptopterix, die in manchen ihrer Formen ein Dicotyledonen-Aussehen haben, für Dicotyledonen hielt. Jedenfalls beruht seine Angabe auf Irrthum oder Verwechslung.

Noch habe ich folgende Bitte vorzubringen. Ich mußte behufs einer sehr sorgfältigen Prüfung und Untersuchung einige Stücke Ihrer und mehrere Stücke der Parker'schen Sammlung noch [4] zurückbehalten. Da ich die Untersuchung dieser Stücke beendet habe, so wünsche ich, dieselben zurückzustellen. Darf ich diese Stücke (in einer kleinen Kiste verpackt) Ihnen nach London senden oder soll ich dieselben direct nach Neuseeland befördern lassen? Ich denke mir, es wäre das Erstere einfacher und weniger kostspielig, da Sie ohnehin Gegenstände nach Neuseeland senden werden, was dann unter Einem ginge.

Indem ich schließlich Ihnen meine Photographie<sup>8</sup> zu senden mir erlaube, stelle ich die Bitte an Sie, mir die Ihrige gefälligst senden zu wollen.

Mit vorzüglicher Hochachtung  
Ihr ergebenster  
C. Freih. v. Ettingshausen

Anmerkung:

Betreffend „über die fossile Flora von Sagor“: Ettingshausen hatte nach einem Bericht (ETTINGSHAUSEN, 1870a) die Arbeit in drei Theilen monografisch bearbeitet (ETTINGSHAUSEN, 1872, 1877, 1885).

<sup>8</sup> Siehe Abbildung 3.

Betreffend „*Parschlug, Sotzka, Radoboj*“ sei für Parschlug auf ETTINGSHAUSEN (1878), für Sotzka auf ETTINGSHAUSEN (1858) und für Radoboj auf ETTINGSHAUSEN (1870b) verwiesen.

#### **24. September 1886, Graz, Ettingshausen an Haast**

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-41)

8 Laimburggasse  
Graz, Austria,  
24. September 1886.

Hochverehrter Herr Doctor!  
Verehrtester Freund!

Für Ihre geschätzten Zeilen vom 18 D. sowie für die so freundliche Gewährung meiner Bitte, im Besitze Ihrer Photographie zu sein – danke ich Ihnen auf das herzlichste.

Vor Allem aber kann ich nicht umhin, Ihnen meine Freude darüber auszudrücken, daß Sie die Absicht haben, nach Graz [2] zu kommen. Ich war durch die dies bezügliche Bemerkung in Ihrem Schreiben auf das Angenehmste überrascht.

Ich hoffe, daß Sie, hochverehrter Freund, die Zeit Ihres Aufenthaltes in Graz nicht allzukurz bemessen werden und füge die Bitte bei, mir vorher den Tag, wenn möglich den Train mit welchem Sie ankommen werden, bekannt geben zu wollen, damit ich das große Vergnügen haben könne, Sie am Bahnhofe zu begrüßen. [3]

Es freut mich sehr, daß die Illustrationen zu den Ausstellungsobjecten Ihrer Sammlung Ihre Zufriedenheit gefunden haben.

Das Kistchen mit den Petrefakten wird morgen verpackt sein und sodann an die angegebene Adresse verschickt werden (mit gewöhnlicher Fracht).

Mich auf Ihre persönliche Bekanntschaft ungemein freudend, verbleibe ich

Ihr hochachtungsvollst ergebener  
C. Frh. v. Ettingshausen

#### **25. Dezember 1886, Graz, Ettingshausen an Haast**

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-42)

Graz, Austria,  
am 25. December 1886.

Hochverehrter Herr Doctor!

Für Ihre freundlichen Zeilen Dato London d. 18 d. M. danke ich Ihnen verbindlichst. Ich habe aus demselben entnommen, daß ich die Hoffnung Ihre persönliche Bekanntschaft bei Ihrer Durchreise hier machen zu können, noch nicht aufzugeben habe. Im November oder spätestens December Sie (nach Ihrem früheren Schreiben) erwartend, glaube ich schon, daß zu meinem lebhaften Bedauern es Ihnen nicht möglich gewesen sei, Graz zu besuchen. Es wird [2] mich unendlich freuen, Sie hier begrüßen zu können und wiederhole ich dießfalls ergebener Bitte, den Zeitpunkt Ihrer Ankunft mir ein paar Tage vorher gefälligst bekannt geben zu wollen.

Ihre Wünsche, betreffend die Separatabdrücke meiner Arbeit über die fossile Flora Neuseelands, werde ich pünct-

lich erfüllen. Nur kann die Drucklegung der Tafeln wegen nicht so rasch vor sich gehen, als wir es wünschen. Doch hoffe ich, daß mit Beginn des Frühjahres die Abhandlung versendet werden kann. Zwei Exemplare sollen direct an Professor F. W. Hutton nach Christchurch, die übrigen [3] 18 Exemplare aber an Sie geschickt werden.

Sollte diesbezüglich keine andere Weisung an mich gelangen, so sende ich Letztere an die mir eben mitgetheilte Adresse nach London.

Ihnen recht angenehme Tage zu Ihrer schönen Reise nach Italien wünschend, verbleibe ich

Ihr hochachtungsvollst ergebener  
Prof. C. Frh. v. Ettingshausen

#### **9. August 1887, Graz, Ettingshausen an Haast**

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-44)

8 Laimburggasse  
Graz, Austria,  
den 9<sup>ten</sup> August 1887.

Hochverehrter Freund!

Seeben habe ich eine kleine Kiste unter dem Zeichen J.H. 7, im Gewicht von 11 Kilogramm, enthaltend 27 Separatabdrücke meiner Abhandlung über die fossile Flora Neuseelands und 1 Separatabdruck meiner zweiten Abhandlung über die Tertiärflora Australiens an die Adresse des Herrn Agent-General for New Zealand, 7 Westminster Chambers London, S. W. zur Beförderung an Sie [2] abgesendet. Die Exemplare mit Widmung habe ich obenauf gepackt, nämlich über Neuseeland und Australien je 1 für Sie, und über Neuseeland 1 für Parker.

Die übrigen 25 Exemplare habe ich, wie selbe von der Druckerei kamen, beigelegt. Die Kosten für dieselben betragen nur £4.

Es ist mir eben von Seite des Naturhistorischen Hof-Museums die Einladung zu Theil geworden, die Aufstellung der fossilen Pflanzen daselbst zu übernehmen, da nun alle Kästen fertig geworden sind. [3]

Ich gedenke dieser Einladung sofort Folge zu geben, und übernehme damit eine zwar interessante aber mühevoll und zeitraubende Arbeit. Sehr froh bin ich daher, daß meine Arbeiten über Australien und Neuseeland nun vollendet sind.

Ich hoffe, daß Sie, hochverehrter Freund, eine günstige Seereise gehabt haben und sich wohl befinden. Indem ich zum Schluß die Bitte mir erlaube, gelegentlich des Empfangs meiner Sendung und Anzeige hierüber, einige Nachricht über Ihr Befinden mir mitzutheilen, [4] füge ich noch bei, daß ich den Herrn General Agenten in London ersucht habe, die Sendung des Kistchens an Sie zu vermitteln und auch eine freundlichst zusagende Antwort erhalten habe.

Mit bester Empfehlung an Ihre Frau Gema[h]lin verbleibe ich

Ihr hochachtungsvollst ergebener  
Prof. C. Baron Ettingshausen<sup>9</sup>

<sup>9</sup> Da Haast am 16. August 1887 in Christchurch verstarb, ist es unwahrscheinlich, dass er diesen Brief erhielt.

## Ohne Datum, Graz, Ettingshausen an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-168-43)

Laimburggasse 8  
Graz, Austria.

Hochverehrter Herr Doctor!

Für Ihre freundlichen Zeilen aus Bonn Ihnen bestens dankend, wünsche ich Ihnen zu der prächtigen Reise und dem günstigen Wetter welches Sie trafen sowie überhaupt zur glücklichen Ankunft auf heimatlichen Boden herzlichst Glück.

Was Ihren Wunsch betrifft, über die Resultate meiner Arbeit Nachricht zu bekommen, so werde ich demselben in meinem nächsten [2] Schreiben mit großem Vergnügen entsprechen.

Ich möchte dies mit mehr Ausführlichkeit thun als ich eben jetzt, wo ich helle günstige Tage zur Herstellung der restlichen Abbildungen verwenden muß, dies zu thun im Stande wäre.

Sobald ich mit den Abbildungen fertig bin, werde ich die ganze Sammlung mit sauberen Etiquetten, die Bestimmungen enthaltend versehen, verpacken und Ihnen nach London senden. Daß ich mit meiner Schlußarbeit nicht gedrängt werde, ist mir [3] in hohem Grade willkommen. Deßungeachtet werde ich mit möglichstem Fleiße die ohnehin nicht anstrengenden mehr mechanischen Arbeiten rasch zu beenden bemüht sein.

Was die Separatabdrücke (50 Stück) welche Sie zu erhalten wünschen, betrifft, so glaube ich nicht, daß der Preis hierfür 10 £ überschreiten wird. Sollte dies jedoch der Fall sein, so bin ich in der Lage mit der Staatsdruckerei ein Übereinkommen zu treffen, daß die Mehrauslage Sie nicht treffen wird. Ich erlaube mir jedoch die Bemerkung, [4] daß in der Staatsdruckerei (wo meine Arbeit als akademische Abhandlung gedruckt werden muß) alle Bestellungen im Vorhinein bezahlt werden müssen. Es wäre mir daher erwünscht, wenn ich über den genannten Minimalbetrag bis spätestens Ende Juni verfügen könnte.

Den Zeitpunkt meines beabsichtigten Besuches in London kann ich heute noch nicht bestimmt angeben, da dies von meinen Berufsgeschäften abhängt und ein Urlaub gegenwärtig schwer zu erlangen ist.

Mit vorzüglicher Hochachtung

Ihr ergebenster

Prof. Dr. Constantin Frh. v. Ettingshausen

### Franz Foetterle (1823–1876)

Die zwei Briefe von Foetterle an Haast sind zum einen ein Schreiben aus dem Jahr 1862, in dem Foetterle in seiner Funktion des ersten Sekretärs der 1856 gegründeten Wiener Geographischen Gesellschaft „Julius Haast, Staatsgeolog der Provinz Canterbury auf Neu-Seeland zu Christchurch“ (FOETTERLE, 1863: XV) die Mitteilung von seiner Wahl zum korrespondierenden Mitglied macht. Zweitens handelt es sich um einen Brief von 1875, in dem Foetterle, der seit Juli 1873 Vizerektor der k. k. Geologischen Reichsanstalt war, Haast einen ausführlichen Brief mit Neuigkeiten schreibt.

## 15. Januar 1862, Wien, Foetterle an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0171-1)

Wien am 15 Jänner [1]862.

Euer Hochwohlgeboren!

Es gereicht mir zu einer sehr angenehmen Pflicht Ihnen mittheilen zu können, daß die k. k. geographische-Gesellschaft in ihrer Versammlung am 14. d. M. Eure Hochwohlgeboren zu ihrem Correspondierenden Mitgliede gewählt habe.

Bei der großen Theilnahme, die Euer Hochwohlgeboren der Förderung geographischer Kenntniße bisher an den Tag gelegt, gibt sich unsere Gesellschaft der Hoffnung hin, daß Sie bei den sich Ihnen so häufig darbiethenden Gelegenheiten auch ihre Interessen freundlichst im Auge behalten werden, und die Gesellschaft würde sich glücklich schätzen, in einem Lande, das gerade auf dem Gebiete, das sie vertritt fortwährend etwas Neues bietet, an Eurer Hochwohlgeboren einen eifrigen Vertreter zu besitzen.

Genehmigen Sie den Ausdruck meiner besonderen Hochachtung.

Der erste Secretär der k. k. Geogr. Gesellsch.  
Franz Foetterle

Sr. Hochw.  
Herrn Julius Haast  
Canterbury, in Neu Seeland.

## 25. September 1875, Wien, Foetterle an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-175-15,  
MS-Papers-0037-175-16, MS-Papers-0037-175-17)

*Kaiserlich-königliche  
Geologische Reichsanstalt  
III. Rasumoffskygasse 3.  
Nro 536.*

Hochverehrter Herr!

Ich sehe mich heute veranlaßt als Vice Director und Stellvertreter unseres Direktors, Hofrath Fr. von Hauer, das an ihn von Ihnen unterm 7. Juni l. J. gerichtete für unsere Anstalt freundliche und wohlwollende Schreiben, zu beantworten, nachdem Hofrath v. Hauer noch außerhalb Wiens auf Revisionsreisen unserer dießjährigen geologischen Detailaufnahmen sich befindet.

Ich erlaube vor Allem den besonderen Dank unserer Anstalt auszudrücken für die wohlwollende Erinnerung und Hervorhebung auszusprechen, die Sie uns bei dem Zusammentreffen mit dem Direktor der Geological Survey und Secretary for mines Mr. R. Brough Smyth in Melbourne zu Theil werden ließen.

Ich schreibe Demselben gleichzeitig, indem ich ihm für die uns durch Ihre gütige Vermittlung zugekommenen Druckschriften unseren Dank ausdrücke, und ihm zugleich ein Verzeichniß der uns von den beiden Gesellschaften Victoria Institute [2] for the avancement [Advancement] of science, and Philosophical Society of Victoria mittheile mit dem Ersuchen die Ergänzung des bedeutenden Abganges, wenn möglich durch seine Intervention zu erleichtern, wozu unsere Anstalt bezüglich ihrer eigenen Publikationen selbstverständlich sehr gerne bereit ist.

Ihrer wohlwollenden Andeutung entsprechend, füge ich unserem offiziellen Schreiben ein Correspondenten Schreiben für Mr. R. Brough Smyth bei, und deute ihm gleichzeitig hier auf den empfindlichen Mangel jeder Art von Mineralien aus dem Gebiete von Victoria, sowie aus Australien in unserem Museum, sowie ich mich zugleich sehr gerne bereit erkläre, durch Uebersendung, namentlich der Böhmischen und ungar. siebenbürgischen Mineralien, im Falle hiervon Weniges in dem Museum der Geological Survey vorhanden sein sollte, diesen Mangel, sowie als es unserem Institute möglich, zu ergänzen.

Ich kann Ihnen in diesem Momente nicht viel Neues aus unserem Gebiete mittheilen. Ich bin soeben von der zwischen dem 18. und 24 September l. J. stattgehabten Versammlung deutscher Natur- [3] forschender und Aerzte von Graz zurückgekehrt. Leider war dieselbe von Mitgliedern aus dem neuen Deutschen Reiche dießmal sehr schwach vertreten, wenn auch die Diskussionen in allen Zweigen, namentlich in den medizinischen, physikalischen und geologischen hauptsächlich aber in den geognostischen viel Neues und Interessantes bathen. Ich kann Ihnen hier nur Einiges kurz andeuten, was Sie vielleicht am meisten interessiren würde.

Von Geologen und Mineralogen aus Wien hatten von unserer Anstalt, Hofrath v. Hauer, Berggrath Dr. G. Stache, Berggrath H. Wolf, Sectionsgeologe Dr. Doelter und ich selbst, vom Hofmineralien Kabinete, der Direktor Dr. G. Tschermak, von den Lehr-Instituten: Prof. Dr. E. Suess und Hofrath Ferd. v. Hochstetter, Deutschland war in diesen Fächern dießmal sehr schwach vertreten, weil die Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft 14 Tage vorher in München stattgefunden hat. Nennenswerthe waren nur der alte Klippstein, der alte Professor Senft aus Erlach, Dunker von Halle a. d. Saale, der Oberberghauptmann Huyssen und Berghauptmann Serlo; von anderen war der russische Geh. Staatsrath Helmersen die bedeutendste Persönlichkeit.

Die geographische Section war hauptsächlich durch Conte Admiral B. Wüllerstorff, [4] Professor Friesach und vor allen anderen durch Linienschiffslieutenant Weiprecht, dem Kommandanten der Oesterreichischen Nordpolexpedition vertreten. Letzterer ist der bedeutendste und ich möchte sagen der bescheidenste Mann dieser Expedition. Seine Beobachtungen über das Polareis die Art und Weise dessen rotirende Bewegung im schwimmenden Zustande, die Zeit des Beginnes des Stockeises, dessen Entwicklung und dessen Wirkung bei dem Zusammenstoßen mit dem anderen Stockeismassen, sowie seine meteorologischen Beobachtungen über die Winde und Stürme und deren Einfluß auf die Eisbewegung, seine physikalischen Beobachtungen namentlich über den Erdmagnetismus, die am Pole sich entwickelnde unberechenbare Elektrizität, sowie deren vielleicht größerer Einfluß auf die Erscheinung der Nordlichter und ihre Richtung und Stärke; diese und viele andere Erscheinungen waren die Themate seines eifrigsten unüberwindlichen Studiums, und die erzielten Erfolge, waren auch noch nicht auf dem höchsten Stadium für die genauere Kenntniß der Erscheinungen an den Polen, geben doch einen bisher noch nicht erzielten Anhaltspunkt zu ferneren Studien. Nach seiner Ansicht, die er auf Basis seiner [5] Mittheilungen in der ersten Allgemeinen Versammlung, sowie zu wiederholten Malen in den Sectionssitzungen aussprach, sind alle am Nordpol gemachten

Beobachtungen nahezu ganz unbrauchbar, und er selbst gestand offen, daß auch seine Beobachtungen bisher noch keinen Anhaltspunkt zu sichern Resultaten gaben.

Die Nordpolexpeditionen können nur durch Anlage von gesicherten und konstanten Stationen an bestimmten Punkten einen Erfolg haben, wodurch es möglich würde gleichartige Beobachtungen, welche sich nicht bloß auf die physikalischen, sondern hauptsächlich auch auf die meteorologischen Erscheinungen ausdehnen, und auch genaueste Studien nach geologischer, zoologischer und botanischer Richtung umfassen müßten. Seine Ansicht und sein Vorschlag besteht darin, daß eine derartige Lösung dieser Frage nur durch das energische Zusammenwirken und Theilnahme wenigstens der Großmächte Europas und Amerikas erzielt werden könnte.

Andere Gegenstände, die für einiges Interesse haben könnten, kamen nicht vor. [6] Vielleicht nehmen Sie sich die Zeit uns wieder einmal Nachrichten über Ihre Studien und Resultate in unserem Fache mitzutheilen, an denen wir, wie Ihnen bekannt, stets das größte Interesse nehmen. Wir freuen uns bereits sehr, daß Sie mit dem Plane umgehen, uns bald in Europa zu besuchen und Sie können des herzlichsten Empfanges hier von Allen überzeugt sein.

Mit besonderer Hochachtung  
Ihr aufrichtig ergebener  
Fr Foetterle

Wien am 25. September 1875.  
Seiner Hochwohlgeboren  
Herrn Julius von Haast  
Director des Canterbury  
zu Christchurch  
Neu Seeland.

Anmerkung:

Zu dem Schreiben existiert ein Akt im Archiv der Geologischen Bundesanstalt (GBA AZ 1875/536) betreffend „*Hr. Dr. Haast in Christchurch – Vorschlag zum Schriftentausch mit geological Survey in Melbourne*“. Dieser enthält das an Franz von Hauer adressierte zweiseitige Originalschreiben von Haast (siehe unten), mit Eingangsvermerk vom 10. September 1875, sowie Abschriften von Briefen, die an Haast (in deutscher Sprache), wie an Robert Brough Smyth (1830–1889) (in englischer Sprache) gesendet wurden.

Über die Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte zu Graz findet sich in den *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt* (1875: 245–246) ein kurzer Bericht, der sich mit den Angaben im Brief deckt.

Zu dem in Foetterles Schreiben angesprochene „Correspondenten Schreiben für Mr. R. Brough Smyth“ ist zu bemerken, dass bereits 1860 „Smyth, R. Brough, Vorstand des Board of Science, Melbourne, Victoria. F.“ im Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt (11, XI) genannt wird, wobei das hintangestellte „F“ „*als Ausdruck des Dankes überhaupt und für Forderung specieller Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt, wodurch diese zu dem grössten Danke verpflichtet ist*“ steht. Offenbar bekam er ein offizielles Schreiben mit Urkunde erst 15 Jahre später zugesandt.

Robert Brough Smyth (1830–1889), Geologe, war gebürtiger Engländer, der ab 1852 in Victoria, Australien, in den

Goldfeldern arbeitete ehe er 1853 als Zeichner in der Landesaufnahme von Victoria und 1860 als Secretär des Department of Mines Anstellung fand.

### 7. Juni 1875, Christchurch, Haast an Hauer

(Archiv Geologische Bundesanstalt, GBA AZ 1875/536)

536-1875

G.R.A

Erh[alten] 10 Sept. [1]875.

Canterbury Museum,  
Christchurch, N.Z.  
Juni 7. 1875

Hochgeehrtester Freund,

Während meiner Anwesenheit vor einigen Monaten in Melbourne frug ich den Director der dortigen Geol. Survey Mr R. Brough Smyth FGS, Secretary for mines, ob er mit Ihnen in Verbindung stünde & auf seine verneinende Antwort forderte ich ihn auf, alle Publikationen seines Departments an Sie zu senden, dabei bemerkend, Sie würden ihm wahrscheinlich die Ihrigen dagegen senden.

Auch bin ich überzeugt, daß es ihm große Freude machen würde, falls Sie ihm ein Correspondenten Diplom der Geol. Reichs-Anstalt senden wollten. Er ist ein höchst fleißiger Geolog, der einer solchen Auszeichnung keine Schande machen dürfte.

Auch bin ich überzeugt falls Sie es wünschen, daß er Ihnen schöne Suiten von Handstücken aus den Goldgruben etc. senden wird. Er hat mir sehr schöne [2] Sachen für unser Museum gegeben.

Falls Sie irgend welche Desideraten von Neu-Seeland haben, bitte mir dieselben mitzuthemen & können Sie sich stets versichert halten, daß ich stets Alles aufbieten werde, Ihren Wünschen nachzukommen. Hoffentlich wird doch noch mein Plan, recht bald nach Europa zu gehen, ausgeführt werden, wenn ich dann die Freude haben werde, Sie persönlich begrüßen zu dürfen.

Mit ausgezeichnete Hochachtung  
Ihr ganz ergebener  
Julius v Haast

Herrn  
Franz Ritter von Hauer  
Dir. K.K. Geol. Reichsanstalt  
Wien Austria.

### Wilhelm von Haidinger (1795–1871)

Die vier Briefe von Haidinger (Abb. 4, 7) an Haast aus den Jahren 1863 bis 1866 beginnen kurz nach der Ernennung von Haast zum korrespondierenden Mitglied der k. k. Geologischen Reichsanstalt (Abb. 2), woraufhin Haast wohl weitere Sendungen gemacht hat.

Der Name Haidinger findet sich dank der Initiative von Haast auch in der Bezeichnung von Mount Haidinger 3.068 m (Abb. 5) in den südlichen Alpen Neuseelands wie-



Abb. 4.  
Wilhelm von Haidinger. Fotograf: Adolf Ost, Wien (Alexander Turnbull Library, PA2-1292).

der (HAUER, 1865: 24). In dieser Gebirgskette liegt auch der Franz-Josef-Gletscher, den Haast nach Kaiser Franz Joseph I. (1830–1916) benannte.

Später hatte Haast auch einen Beitrag als Subskribent für die Marmorbüste von Haidinger (Abb. 5) gemacht, die am 5. Februar 1865 anlässlich des 70. Geburtstages von Haidinger in der k. k. Geologischen Reichsanstalt enthüllt worden war (HAUER, 1865). Weitere Subskribenten der Marmorbüste aus Neuseeland waren Edward Dobson, William Thomas Doyne, Robert Langley Holmes, James Hector und James Crawford. (BERICHT HAIDINGER-FEIER, 1865). Siehe den Brief vom 28. April 1865 von Haidinger an Haast (Seite 55).

### 14. April 1863, Wien, Haidinger an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-238-8)

Wien, d 14. April 1863

Hochverehrteter Herr und Freund!

Wenn Sie recht ungehalten über mich wären, so würde ich dieß allerdings sehr erklärlich finden; ich sollte längst geschrieben und für Vieles meinen innigsten Dank dargebracht haben. Meine Pflicht auch wäre es gewesen, mei-

ne hohe Anerkennung auszusprechen, für Ihr so erfolgreiches Wirken in jenen Antipoden-Ländern, zum Vortheile nach allen Seiten, zur Ehre unseres Deutschen Stammes. Möge der Allmächtige Sie ferner schützen und segnen. Ich erhielt Ihre freundliche Sendung – „Notes on the Geology of Canterbury“ und – „Philosophical Institute of Canterbury“ vom 12. November 1862 am 10ten Jänner, und Ihr freundliches Schreiben von 13. September am darauffolgenden 30. Jänner. Schon nach dem ersten war ich im Begriff meine Freude über die Gründung jenes Instituts auszusprechen, und Ihrer Bibliothek die ganze Reihe unserer Druckschriften zu schicken, so weit sie noch zu unserer Verfügung steht, da ein Paar Bände schon vergriffen sind, aber gerade um diese Zeit erhielten wir Nachricht, daß auch unsere Sendungen an das Nelson Museum noch nicht abgegangen waren, weil sich keine bereitwillige Gelegenheit fand. Nun mußte erst [2] durch unsern Buchhändler Braumüller hin- und wieder correspondirt werden, bis ich jetzt endlich die Nachricht erhalte, daß die Buchhandlung von Williams und Norgate, 2 Henrietta Street, Covent [G]arden, London alles günstig durchführen wird. So geht dem nach sogleich unser Packet ab, der heutige Brief ohne Aufenthalt, die Sendung auf dem freilich längeren Buchhändlerwege, aber die Ankunft ist dann, wie es die viel angewandte Sprache ausdrückt, nur mehr eine Frage der Zeit. Recht sicher werden uns seiner Zeit Gegenseudungen erfreuen. Wir werden indessen fortfahren, auf dem gleichen Wege auch unsere Fortsetzungen zu übersenden. –

**Wie sehr bin ich Ihnen nicht, hochverehrter Freund zu danke verpflichtet für den glorreichen Mt. Haidinger!**

Wie wenig dachte ich wohl an so etwas, wenn ich als Knabe Cooks Reisen mit meinen Geschwistern vorhatte, und wir uns an den Schilderungen der Entdeckungen ergötzen. Es ist dieß eine Erinnerung aus meiner allerfrühesten Jugend. Unser trefflicher Freund Hochstetter ist nun auch mit dem bei Cotta erscheinenden Berichte Neuseeland<sup>10</sup> fertig, aber der Tod des Unternehmers<sup>11</sup> hatte in dem Geschäfte einige Verzögerung verursacht, so daß es noch nicht aus [3] zugehen ist, aber der Band wird nun doch in wenigen Tagen erwartet. Auch das größere Werk wird nun demnächst in Angriff genommen. Es waren dabei mancherlei Hindernisse eingetreten. Endlich veranlasste Erzherzog Ferdinand Maximilian, daß von Seite des Marine-Ministeriums ein Comité zur Berichterstattung über die Herausgabe eingesetzt wurde, mir wurde das Präsidium übertragen, Mitglieder waren die Herren Fenzl<sup>12</sup>, Hyrtl<sup>13</sup>, L. Redtenbacher<sup>14</sup>, Hörnes<sup>15</sup>, Kner<sup>16</sup>, Dr Felder<sup>17</sup> und die Novarareisenden Scherzer<sup>18</sup>, Hochstetter<sup>19</sup>, Frauenfeld<sup>20</sup>. Von diesen Scherzer Berichterstatte. Wir stellten nun un-

sere Anträge und es wurden für Unkosten 80,000 fl auf 4 Jahre vertheilt, bewilligt, unter Leitung der Akademie. So wird eben jetzt frisch vorwärts gearbeitet werden. Doch ich muß auch ein Wort der Theilnahme schreiben, über die beiden gedruckten Mittheilungen die zuletzt kamen, so wie auch die früheren für welche ich schon vorlängst meinen Dank dargebracht haben sollte. **Welche Welt von Hoffnung liegt nicht offen für den Fortschritt dieser gewaltigen Inseln.** Namentlich die Steinkohlengedebilde, die bewegende Kraft zur Schifffahrt! Höchst anziehend wären uns fossile Pflanzenreste aus Ihren Steinkohlenschichten, wenn sich späterhin Gelegenheit dazu zeigen sollte. Auf einen [4] Gegenstand möchte ich nun Ihre freundliche Aufmerksamkeit in Anspruch nehmen, der mich in letzter Zeit mehrfach beschäftigte, und in welcher Beziehung ich auch Einiges dem Packet an das Philosophical Institute of Canterbury für Sie beilege, die Meteoritenwelt. Sollte sich bei Ihnen ein Fall ereignen, oder etwa sich Eisenmassen, wie die im Cranbourne in Victoria, Australien gefunden worden, so wären mir Nachrichten, und auch Exemplare sehr erwünscht, die letzten für unser k k Hof-Mineralienkabinet, über dessen große Meteoriten-Sammlung ich hier ein Verzeichniß<sup>21</sup> beilege. Es ist doch sonderbar, daß bisher von Neuseeland noch weder von einem Falle berichtet wird, noch von aufgefundenen Meteoritenmassen. Auch über Meteore selbst ist wohl noch wenig mitgetheilt. Recht sehr habe ich alle die schönen Skizzen bewundert über Ihr gewaltiges Alpengebirge. Mehreres lässt nun Hochstetter durch Freund Simony<sup>22</sup> unsern trefflichen Gebirgsforscher zu wahren Landschaften umbilden, über deren Naturtreue Sie gewiß seiner Zeit Freude haben werden. – Ich schließe noch meine Photographie<sup>23</sup> ein, und bitte um freundliche Gegenseitigkeit – es wird ja diese Kunst auch in Christchurch lebhaft gepflegt werden. Gewiß ich würde selbst gerne anstatt meines Bildes meine Verehrung darbringen.

Treu ergeben  
W Haidinger

Anmerkung:

Betreffend „Mt. Haidinger“ im Mount Cook National Park: Dieser wurde von Haast nach einem Vorschlag von Hochstetter (Schreiben an Haast vom 13 März 1860), „[...] Für neue Berge, Flüsse, Thäler u. Höhlen empfehle ich Dir folgende Namen: Haidinger, [...]“ (NOLDEN, 2007) benannt. Haast benannte auch einen Gipfel in der Humboldt Range in Nelson nach Haidinger (REED, 2010).

Die erwähnten „Notes on the Geology of Canterbury“ (HAAST, 1862) befinden sich nicht im Besitz der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt, die hier vorhandenen Werke von Haast betreffend Canterbury sind späteren Datums (HAAST, 1864a, b).

Betreffend „Philosophical Institute of Canterbury“ handelt es sich hier um die am 24. Juli 1862 stattgefundene Gründung des „Philosophical Institute of Canterbury“, die am 30. September 1862 mit einem Festessen im Royal Hotel in Christchurch gefeiert wurde. Hier hielt Haast als Vorsitzender eine 90-minütige Rede („Inaugural address delivered at the Dinner of the Philosophical Institute of Canterbury“), die veröffentlicht wurde (HAAST, 1948: 1089).

10 HOCHSTETTER (1863).  
11 Johann Georg Freiherr Cotta von Cottendorf (1796–1863), deutscher Verleger und Buchhändler. Cotta verstarb am 1. Februar 1863, in jenem Jahr als das Buch „Neu Seeland“ (HOCHSTETTER, 1863) erschien.  
12 Eduard Fenzl (1808–1879), österreichischer Botaniker.  
13 Josef Hyrtl (1810–1894), österreichischer Anatom.  
14 Ludwig Redtenbacher (1814–1876), österreichischer Entomologe.  
15 Moriz Hörnes (1815–1868), österreichischer Geologe und Paläontologe.  
16 Rudolf Kner (1810–1869), österreichischer Zoologe und Ichthyologe.  
17 Cajetan Freiherr von Felder (1814–1894), österreichischer Rechtsanwalt, Entomologe und von 1868 bis 1878 Bürgermeister von Wien.  
18 Karl von Scherzer (1821–1903), österreichischer Forschungsreisender, Teilnehmer der Novara-Expedition.  
19 Ferdinand von Hochstetter (1829–1884), deutscher Geologe, Teilnehmer der Novara-Expedition.  
20 Georg von Frauenfeld (1807–1879) österreichischer Naturforscher, Teilnehmer der Novara-Expedition.

21 Vgl. HAIDINGER (1859, 1862).  
22 Friedrich Simony (1813–1896), österreichischer Alpinist, Geologe und Geograf.  
23 Siehe Abbildung 4.

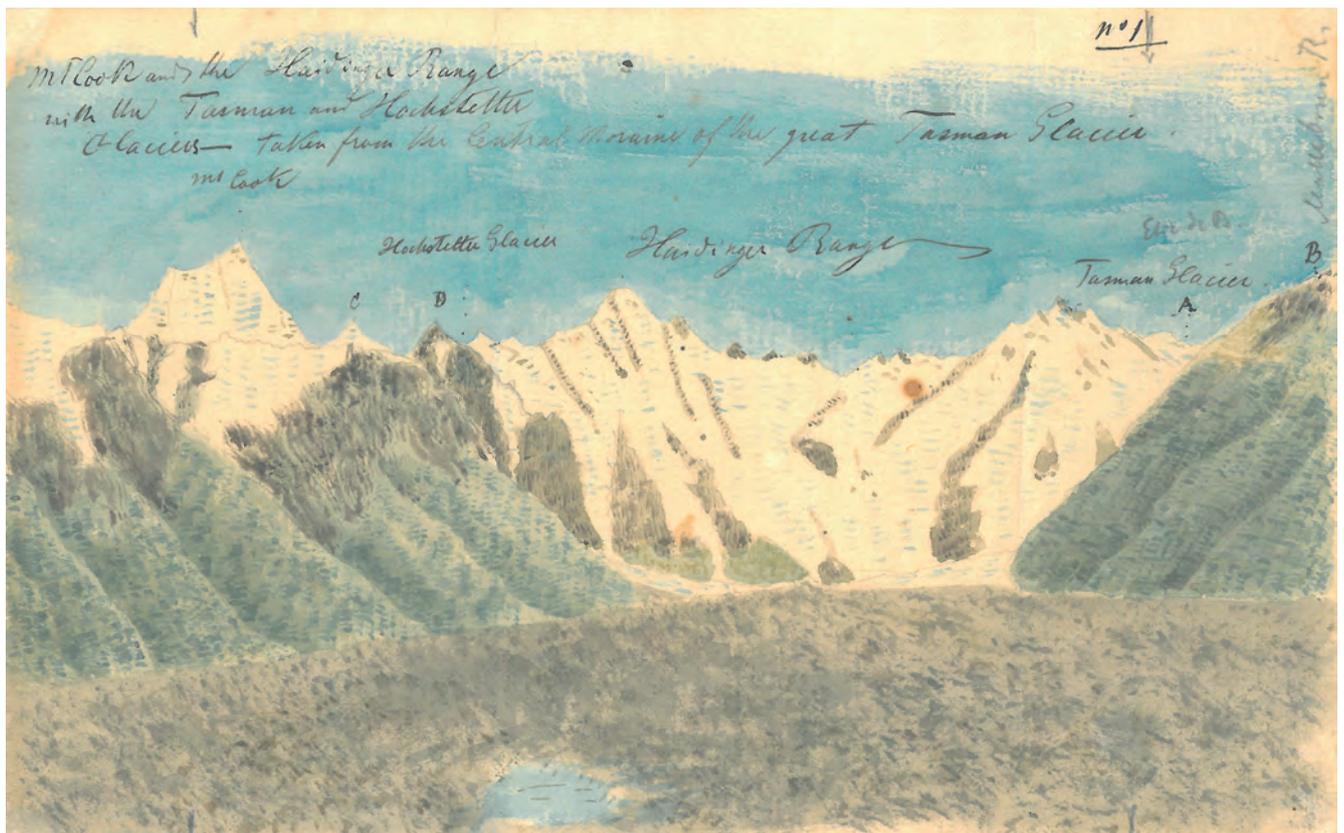


Abb. 5. Aquarellierte Zeichnung von Julius Haast aus dem Jahr 1862 mit dem Blick auf die Haidinger Range, wie sie später auch Simony darstellt (Nachlass Ferdinand Hochstetter; Sammlung Albert Schedl/GBA).

Zur Sendung der Bücher findet sich folgender Hinweis bei MALING (1962: 3): „*The Philosophical Institute did not continue with its intention to form a public library but it has over the years amassed a valuable collection of books which has always been available to students of science. At a meeting of the Institute in 1864 seventy-three volumes of scientific books presented by Dr. Haidinger were laid on the table and it was common-place at subsequent meetings for collections of books to be tabled, the gift of scientists from various countries.*”

Betreffend „*Naturtreue Sie gewiß seiner Zeit Freude haben werden.*“ Hochstetter schrieb an Haast über Simony am 17. November 1862: „*Und nun kann ich Dir auch mittheilen, daß unser ausgezeichnetster Alpenlandschaftler, Prof. Simony aus Deinen Skizzen von Mt Cook u.s.w. ein wahrhaft großartiges u. prachtvolles Bild: Das Gletschergebiet um Mt Cook Charakterbild aus den südlichen Alpen von Neu-Seeland nach Skizzen von J. Haast, componirt hat von überaus großartiger Wirkung. Der Standpunkt ist von 5000' Meereshöhe gedacht, man sieht hinab in die Thäler mit dem Tasman u. Hookergletscher u. übersieht die ganze Kette von Mt Elie de Beaumont – Moorhouse, Mt Cook u. daneben, Haidinger Range im Mittelpunkte.*“ Dieses Bild wurde die Vorlage für das Frontispiz zu Hochstetters „*Geologie von Neuseeland*“, dem ersten Band (HOCHSTETTER, 1864) in der Reihe der wissenschaftlichen Berichte der Novara-Expedition. Auf selbigem Bild sind mit dem Hochstetter-Gletscher, dem Mount Darwin, dem Mount Cook oder dem Murchison-Gletscher auch andere Forscher topografisch verewigt. Eine ähnliche Darstellung liegt auch von einer Zeichnung Haasts vor (Abb. 5).

## 28. April 1865, Wien, Haidinger an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-238-14)

Wien, d 28. April 1865

Mein hochverehrter theurer Freund

Was müssen Sie nun von mir denken, wenn ich nach so langer Zeit zum Papier mich setze um Ihnen einen kleinen Antheil des Dankes zu schreiben, den ich gewiß innigst in höchstem Maaße empfinde, schon für Ihr so anregendes Schreiben vom 14. Oct, das ich am 14. December erhielt, und dann das Begleitschreiben des Diploms des Philosophical Institute, vom 14t Nov. das mir unser edler Freund Hochstetter am 5. Februar überreichte, eigentlich am Vorabend in Gesellschaft hochverehrter Freunde und Theilnehmer an dem schönen Feste. Für die wohlwollende Wahl zum Ehrenmitgliede<sup>24</sup> Ihres so Hoffnungsvollen Philosophical Institute bitte ich den hochgeehrten meinen innigsten Dank freundlichst auszudrücken, [2] und Sie selbst, meinen eigentlichen wahren Freund und Gönner, demselben auch selbst freundlichst aufnehmen zu wollen, Sie selbst sind ja derjenige, welcher unsere Theilnahme unsere Gefühle in jenen fernen Antipoden-Gegenden vertritt. Ihnen danke ich den Namen Ihrer „Haidinger-Kette“<sup>25</sup>, die unserem Freunde Baron Hingenau<sup>26</sup> Veranlassung zu einem für mich so anregenden Vergleiche gab.

<sup>24</sup> Haidinger wurde als einer der ersten zum Ehrenmitglied des „Philosophical Institute of Canterbury“ ernannt.

<sup>25</sup> Haidinger Range: heute: Mount Haidinger (3.068 m).

<sup>26</sup> Otto Hingenau (1818–1872), österreichischer Montanist.

Für das Philosophical Institute lege ich einige Zeilen in englischer Sprache abgesondert zu freundlich wohlwollender Aufnahme bei.<sup>27</sup> Demnächst wird nun der an alle hochgeehrten Theilnehmer zu versendende Comite-Bericht fertig, einstweilen ließ ich aber, was in unsern Sitzungen theilweise vorkam, zusammenstellen, und bitte Sie, bei folgend [3] unter Kreuzband, ein Exemplar als vorläufigen Bericht freundlichst aufnehmen zu wollen.

Auch für Ihre wichtigen Reports über die Aufnahmen meinen besten Dank und wahre Anerkennung, on the geological Survey of the Province of Canterbury<sup>28</sup> und On the Formation of the Canterbury Plains<sup>29</sup>, welche ich beide am 16. Febr. erhielt. Mit großem Antheil sehen wir den Ergebnissen Ihrer Ausstellung von Dunedin<sup>30</sup> entgegen und dem Berichte, über welchen Sie uns vorläufig Nachricht gaben. Was uns selbst betrifft, so gehen unsere Arbeiten wie gewöhnlich fort. Eines allerdings müssen wir als einen sehr traurigen Zwischenfall verzeichnen, der mich gerade in diesem Augenblicke sehr betrübt. Eine große Sammlung der wichtigsten Petrefactenfunde, durch mehr als 20 Jahre [4] von dem verewigten Director Hohenegger<sup>31</sup> in Teschen gesammelt, (Seiner Arbeiten ist viel in unserem Jahrbuche gedacht) wird unserer Regierung zum Kauf angeboten, und diese bietet so geringe Beträge an, unsern inständigsten Bitten geringschätzend, daß endlich die Sammlung für das königliche Museum in München gekauft wird.<sup>32</sup> Das ist uns ein wahrhaft unersetzlicher Verlust! Das ist unser großer Geldmangel, das heißt – zur Zeit wo man etwas ausgeben sollte, besinnt man sich zu lange! – Möchte es Ihnen gelingen alle die Plane durchzusetzen welche auch Ihnen noch vorliegen. Gewiß die rege Theilnahme, die wir bei Ihnen finden, in dem neuen Lande, reich der höchsten Cultur erschlossen, erlebt auch uns in unserem alten Welttheil, in welchem so manche Unbequemlichkeit eben auch noch so zu überwinden ist, wie in den ersten Anfängen der Arbeit. In wahrer, treuer, innigster Verehrung und Freundschaft

Ihr ergebenster  
W Haidinger

Ich bitte Sie auch den hochverehrten Herren Crawford<sup>33</sup>, Dobson<sup>34</sup>, Doyne<sup>35</sup>, Holmes<sup>36</sup>, Dr. Hector<sup>37</sup> meine besten Grüße und Dank dazu darzubringen.<sup>38</sup>

Anmerkung:

Betreffend „an dem schönen Feste“: Hochstetter schrieb an Haast am 19. Januar 1865: „*Deine Briefe vom 15 Sept. u. 13 Nov. sind richtig am 14 Dez. u. 14 Jan. in meine Hände gelangt. Ich kann Dir also den richtigen Empfang des Diploms für Haidinger [...] Das Diplom werde ich an Haidinger am 5 Febr. übergeben. Die Büste ist prachtvoll ausgefallen. Wir haben aber so viel Geld zusammen bekommen, daß es auch noch für ein schönes Geschenk an Haidinger selbst reicht. Wir liessen für ihn einen künstlichen Goldkrystall gerade von 1 [Pfund] Gewicht machen als Knopf auf [e]i[nem] Briefbeschwerer, u. bedauere nur, daß wir das nicht früher voraussahen, sonst hätte ich [e]i[nen] australischen oder neuseeländischen Goldklumpen bestellt, aber die sind bei uns zu Lande leider zu rar.*“ (NOLDEN, 2007).

### 5. Februar 1865, Wien, Haidinger an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-27, Abb. 6)

My dear Sir

I beg leave to return my most sincere thanks for the great honour conferred upon me by the most honoured Philosophical Institute of Canterbury in electing me an Honorary Member of that most meritorious scientific body.

I remain, my dear Sir,  
Your most humble and devoted servant and colleague  
W Haidinger

Vienna  
February 5<sup>th</sup> 1865

Dr. Julius Haast  
President of the Philosophical Institute of Canterbury

### 19. Dezember 1866, Wien, Haidinger an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-238-17, MS-Papers-0037-238-18)

Wien, d 19 Dec. 1866

Mein hochverehrter edler Freund

Längst sollte ich Ihnen geschrieben haben, oft gedankt, für die vielen Beweise des Wohlwollens, dessen ich mich von Ihrer Seite erfreute und von Seite der trefflichen Männer die Sie umgeben, und doch habe ich nach so langem Zwischenraum aus – bitten um freundliche Nachsicht und Entschuldigung. Erst vor kurzem kamen mir ja Ihre Lecture etc am 25. Sept. 1865 und die Arbeiten der Herren Dobson, Doyne und Holmes welchen ich Sie bitte, auch meinen innigsten Dank zu sagen. Wie sehr bewundere ich nicht Ihre rege Thatkraft. Ich bin dafür nun fast nur mehr ein „Zuschauer“. Nach meinem großen Feste des 5. Februar, das auch Ihnen und Ihrem wohlwollenden Kreise so vielen Glanz verdankt, folgte für mich eine längere Periode ziemlicher Aufregung und Anstrengung. Manche Schwierigkeiten traten ein, [2] welche die Hilfsmittel der kk. geologischen Reichsanstalt zu schmälern drohten, aber dieß wurde glücklich überwunden. Dann aber war ein Antrag um Verbesserungen der Stellung unserer Geologen uns unerledigt zurückgegeben worden. Es war dieß während

27 Siehe unten – Brief von Haidinger an Haast vom 5. Februar 1865.

28 HAAST (1864b).

29 HAAST (1864a).

30 New Zealand Exhibition, Dunedin, 12 Januar bis 6 Mai 1865.

31 Ludwig Hohenegger (1807–1864), österreichischer Geologe und Montanist.

32 Wilhelm von Gümbel schrieb: „H[ohenegger] brachte eine sehr ansehnliche Sammlung von Versteinerungen in seinen Besitz, welche jetzt eine Zierde des Münchener paläontologischen Museums bildet.“ *Allgemeine Deutsche Biographie*, **12**, 671.

33 James Coultts Crawford (1817–1889), schottischer Marineoffizier ließ sich in Wellington (NZ) nieder.

34 Edward Dobson (1816–1908) englischer Ingenieur, ließ sich 1850 in Canterbury (NZ) nieder.

35 William Thomas Doyne (1823–1877), schottischer Eisenbahningenieur, ließ sich 1858 in Neuseeland nieder.

36 Robert Langley Holmes (1833–1915), Meteorologe in Neuseeland und später auf Fiji.

37 Sir James Hector (1834–1907), schottischer Geologe, 1865 Gründer des New Zealand Geological Survey und des Colonial Museum (heute: Museum of New Zealand) in Wellington (NZ).

38 Dieses „postscript“ ist am linken Rand des Originalbriefes. Alle hier genannten waren Subscribenten der Marmorbüste von Haidinger (BERICHT HAIDINGER-FEIER, 1865).

My dear Sir

I beg leave to return  
my most sincere thanks for the  
great honour conferred upon  
me by the most honoured  
Philosophical Institute of Canter-  
bury in electing me an Honor-  
ary Member of that most  
meritorious scientific body.

I remain, my dear Sir,  
Your most humble,  
and devoted  
servant and colleague

W Haidinger

Vienna  
February 5<sup>th</sup>  
1865

Dr. Julius Haast  
President of the Philosophical  
Institute of Canterbury

Abb. 6.  
Eigenhändiger Brief von Haidinger an Haast (Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-27).

der letzten Zeit des Bestandes des Ministeriums Schmerling, als sich gegenüber von ihm alle Hindernisse häuften. Als das Ministerium Belcredi eintrat, wurden uns wieder Abstriche vorgesonnen.

Ich habe eigentlich ihre Ausführung nicht mehr selbst erlebt, auch noch keine vollständigen Nachrichten darüber erfahren. Denn manche andere Schwierigkeiten mehr hatten so nachtheilig auf mich eingewirkt, daß ich am 29. November 1865 in einen heftigen Cerebral-Typhus verfiel, durch 3 Wochen zwischen Leben und Sterben. Erst am 19. Dec, dem 21ten Tage der Krankheit, gerade vor einem Jahre, die Hauptkrise durch Transpiration, [3] welcher die Übrigen nachfolgten. Dann eine lange und nur sehr allmähliche Reconvalescenz! Ich hatte Urlaub bis zum Anfange des Monats Oktober erhalten. Aber was mussten wir Alles in diesem Jahre 1866 durchleben? Ich bewohne mit mei-

ner Familie, Frau und zwei Töchtern ein Sommerhaus in Dornbach bei Wien. Dort sollte ich mich erholen. Aber nun kam der Krieg. Eigentlich weniger ein Krieg, als ein lange vorbereiteter Raubzug. So wird ihn die Geschichte auffassen, wenn auch die [Narren] des Tages uns den Erfolg anboten. Wir mussten wieder von Dornbach nach der Stadt ziehen, um doch der Hilfe näher zu sein, als wenn bei einem ferneren Missgeschicke in einem Dorfe den etwa hereinbrechenden Horden überliefert zu sein! Glücklicher Weise wurde noch der Friede Abgeschlossen. Aber die Gefühle dieser Zeit sind nicht zu beschreiben, wo wir dem Augenblick entgegensehen mussten, wo am linken Donau-Ufer noch eine große Schlacht, – eine reine Morderei [4] Morderei beginnen sollte.

Schon waren für 12000 zu erwartende Verwundete Feldspitäler aus dem größten vorbereitet, es war vielleicht nicht unter dem Verlust von 50.000 Todten und Verwundenen geblieben. Doch die Zeit ging vorüber, mit verschiedenartigen Verlusten für Jeden. – Am 20. August zogen wir wieder hinaus nach Dornbach. Einstweilen rückte die Zeit heran, wo ich hätte in mein Amt eintreten sollen. Aber ich fand mich doch noch sehr Reconvalescent. So bat ich denn um noch einen halbjährigen Urlaub. Anstatt dessen wurde ich, in vorkommander Weise allerdings, in den bleibenden Ruhestand versetzt, doch unter günstigen Verhältnissen, so daß ich eigentlich recht sehr dankbar dafür sein muß, wenn mir auch das engere Zusam-

mensein, mit unserer GRA<sup>39</sup> doch mehrfach abgeht. Sogleich [5] wieder einzutreten, wäre mir allerdings unmöglich gewesen, besonders, da so Manches im Laufe des Jahres eingerichtet worden war, was vielleicht von mir ein Wort erfordert hätte, das in unsern gegenwärtigen politischen Verhältnissen einigen Anstoß erregt haben könnte. Die Ernennung unseres trefflichen Freundes Franz v Hauer<sup>40</sup> ließ wohl einige Zeit auf sich warten, doch ist sie jetzt, am 4. Decemb. erfolgt, und so vorläufig das Entsprechendste geschehen. Eigentlich wird man in den Arbeiten der Anstalt meinen Austritt kaum oder gar nicht bemerken. Es geht Alles in der gleichen Weise fort. Waren ja doch die

39 k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien.

40 Franz von Hauer (1822–1899), Geologe und Paläontologe, Nachfolger Haidingers als zweiter Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt, späterer Intendant des k. k. Naturhistorischen Museums in Wien.

Herren Mitglieder immer selbst diejenigen, welche die Arbeit durchführten. Ich selbst, bei der Gründung der Anstalt im Jahre 1849 bereits 54 Jahre alt, mußte bedenken, dass nun jüngere Kräfte ihre Erforschungen [6] vielleicht um ein Viertel-Jahrhundert länger als ich zum besten des Vaterlandes und des Fortschrittes überhaupt würden verwenden können. So lasse ich aber nun auch eine Anzahl hoch erfahrener Männer zurück, und das Verhältnis ist ganz anders, als ich es beim Anfange meiner Arbeiten traf. Jetzt freilich ist mein Antheil mehr derjenige, mich an den Erfolgen der jüngeren Generation zu freuen, als selbst mit Hand anzulegen. Durch unsern trefflichen Hochstetter erfahren Sie wohl noch besonders alle unsere Ereignisse. In der letzten Sitzung der Geograph. Gesellschaft legte er noch Ihr Bild des Franz Joseph-Gletschers vor.

Mit mehreren neuen [7] in den letzten Zeitraum vor meiner Erkrankung fallenden Arbeiten traf in neuester Zeit eine große Aufregung zusammen, durch einen Meteorsteinfall am 9. Juni, der sich bei Knyahinya im nordöstlichen Ungarn ereignete. Wohl mehr als 1000 Steine fielen, der größte nahe 6 Centner schwer, der kleinste bis jetzt erwähnte 1/8 Loth. Der große Stein, eigentlich der größte Theil desselben, weil mehreres abgebrochen ist, wurde im k. Hof Mineraliencab. aufgestellt. Er war 11 Fuß tief in die Erde eingedrungen und in der Tiefe erst in zwei nahe gleich große Theile zerrissen. Ich gab einen Bericht über den Fall am 11. Oktober in ein unserer Akademie-Sitzungen [8] und hoffe mit der ersten unserer GRA Sendungen auch ein Exemplar des Berichtes<sup>41</sup> zu freundlich wohlwollender Aufnahme senden zu können.

Vielfach wie ich es in dieser langen Zeit gedacht habe; bringe ich Ihnen noch meinen innigsten treuesten Dank dar und unsre lebhafteste Theilnahme für Ihre großen Fortschritte.

In wahrer Verehrung treu ergeben  
Ihr  
W Haidinger

**Anmerkung:**

Dieser sehr lange Brief ist auf Grund der autobiografischen Inhalte von besonderem Interesse.

Betreff „vielen Beweise des Wohlwollens“ hierzu schreibt Hochstetter an Haast am 14. Februar 1866: „Auch Deine Post an Haidinger ist, wie ich von ihm weiß, richtig angekommen. Haidinger ist wahrhaft von den Todten wieder auferstanden. Er hat im Dec. u. Jan. eine schwere Typhusartige Krankheit durchgemacht, die ihn sehr nahe an den Rand des Grabes gebracht hatte. Er erholt sich aber jetzt zu unserer Freude wieder, wie wohl er noch längere Zeit wird nicht arbeiten dürfen.“ (NOLDEN, 2007).

Betreff „meinem großen Feste des 5. Februar [1865]“ hier ist die Haidinger-Feier anlässlich seines 70. Geburtstages gemeint (BERICHT HAIDINGER-FEIER, 1865).

Betreff „das auch Ihnen und Ihrem wohlwollenden Kreise so vielen Glanz verdankt“ ist zu bemerken, dass Haast zusammen mit Crawford, Dobson, Doyne, Holmes und Hector Geld für die Haidingerbüste spendeten. Dazu auch Hochstetter an Haast am 20 März 1865: „Die Haidingerfeier ist glorius ausgefallen, die Berichte für die Subscriben-

<sup>41</sup> HAIDINGER (1866b).

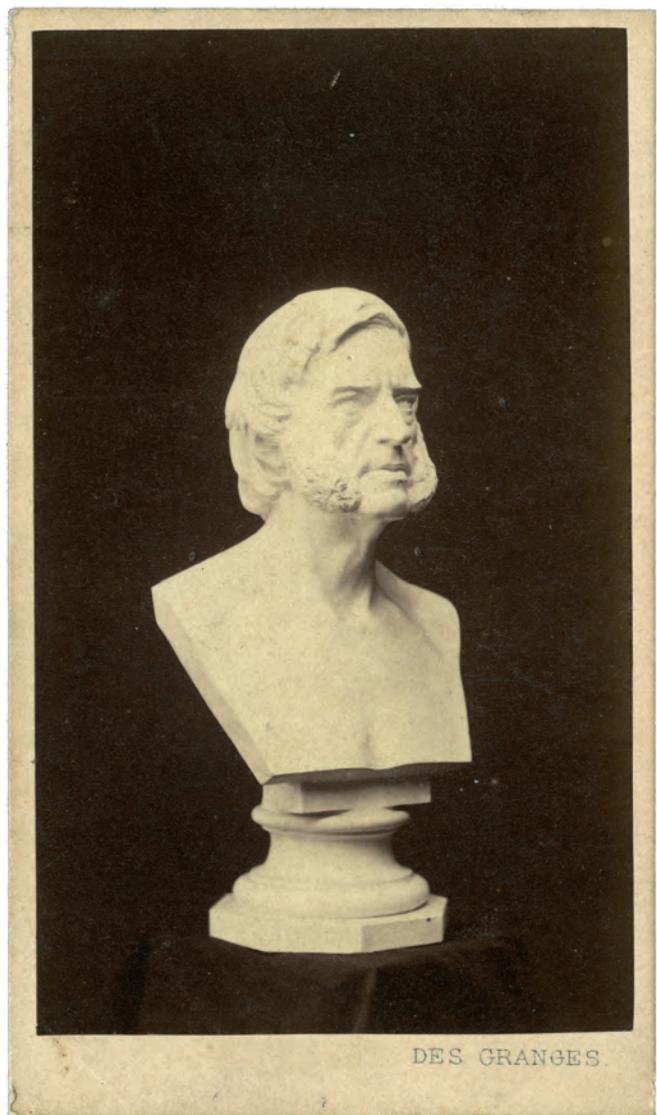


Abb. 7.  
Marmorbüste von Wilhelm Haidinger. Fotograf: Paul Baron des Granges (1825–1911), Wien (Alexander Turnbull Library, PA2-0787).

ten aus N. S. werde ich Dir seiner Zeit zusenden. Alle bekommen das Diplom als correspondirende Mitglieder der geol. R. A. [...] Diesen Monat noch wird auch die 2te Kiste mit den Exemplaren des paläontolog. Theiles nach N. S. abgehen, in dieser Kiste, welche durch das engl. Ministerium geht, werden auch die Correspondentendiplome für die Subscribenten zur Haidingerbüste, sowie der Bericht darüber sein“ (NOLDEN, 2007).

Betreff „Ministeriums Schmerling“ und „Ministerium Belcredi“ schreibt BACHL-HOFMANN (1999: 68) über den Wechsel der Zuständigkeiten im Ressort, wonach Anton von Schmerling (1805–1893), dessen Nachfolger ab Ende Juli 1865 Richard Belcredi (1823–1902) war, der k. k. Geologischen Reichsanstalt wohlgesonnen war.

Betreff „in diesem Jahre 1866“: Gemeint ist der Krieg zwischen Österreich und Preußen, in dem Österreich am 3. Juli 1866 in der Schlacht von Königgrätz eine Niederlage erlitt. In weiterer Folge marschierten die Preußen nach Süden Richtung Wien. In bleibender Erinnerung ist die Cholera, die mit der preußischen Armee kam und zahlreiche Todesopfer unter der Bevölkerung forderte.

Betreff „Urlaub bis zum Anfange des Monats Oktober“: Dazu bemerkt Hochstetter an Haast am 22 August 1866: „Von Haidinger GrüÙe. Der alte Herr ist jetzt sehr alt geworden, u. schon seit 1 Jahre beurlaubt, Fr. v. Hauer unterdessen Direktor der Anstalt, ob Haid.[inger] wie er glaubt, im Stande sein wird, im Herbst die Leitung wieder zu übernehmen, wird sich zeigen.“ (NOLDEN, 2007).

Ergänzend dazu wird auf ein Schreiben von Hochstetter an Haast vom 20. November 1866 verwiesen: „Daß Haidinger pensionirt, u. an seiner Stelle v. Hauer die Direktion der geol. R. A. übernommen hat, glaube ich Dir bereits geschrieben zu haben.“ (NOLDEN, 2007).

Betreff „Meteorsteinfall am 9. Juni, der sich bei Knyahinya“, siehe dazu Berichte von HAIDINGER (1866a, b).

### Franz von Hauer (1822–1899)

Die fünf Briefe von Hauer (Abb. 8) an Haast haben zwei Hintergründe. Zunächst schreibt Hauer drei Briefe in der Eigenschaft des Direktors der k. k. Geologischen Reichsanstalt und später als Nachfolger von Ferdinand von Hochstetter, in der Rolle des Intendanten im k. k. Naturhistorischen Museum in Wien (VACEK, 1899). Obwohl die Schreiben von Haast nicht vorhanden sind, wurden Auszüge der ersten in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt veröffentlicht, dadurch lässt sich diese Korrespondenz ein wenig rekonstruieren (HAAST, 1869, 1870a). Die späteren Schreiben von Museumsdirektor zu Museumsdirektor sind nicht ganz frei von Spannungen, da es dabei um einen, teils recht einseitigen Tauschhandel geht.

Im wissenschaftlichen Bereich Neuseeland betreffend sei auf den Beitrag Hauers in einer großen Arbeit von ZITTEL et al. (1864) als Teil der wissenschaftlichen Novara-Monografie der Akademie der Wissenschaften (HOCHSTETTER, 1864) hingewiesen, in der Hauer zwei Cephalopoden (Seite 29–32) und Eduard Suess Brachiopoden (Seite 56–61) bearbeitet hatten.

Briefe von Haast an Hauer sind mit einer Ausnahme (Seite 61) nicht erhalten, doch deren Inhalte wurden regelmäßig veröffentlicht (z.B. HAAST, 1869, 1870a, b, 1874) und zeigen einmal mehr die Kontinuität in der Beziehung zwischen Österreich und Neuseeland (siehe Exkurs).

#### 16. Juni 1869, Wien, Hauer an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-29)

Kaiserlich-Königliche  
GEOLOGISCHE REICHSANSTALT  
III. Rasumoffskygasse 3.

Hochgeehrter Herr!

Mit lebhaftem Vergnügen erhielt ich Ihre freundlichen Zeilen vom 6 April und durch denselben die Veranlassung in Direktem Verkehr mit einem hochgeehrten Fachgenossen zu treten, der uns Allen hier nicht allein durch seine wissenschaftlichen Leistungen, sondern insbesondere auch durch die Erzählungen Hochstetters längst befreundet ist.



Abb. 8.  
Franz von Hauer. Fotograf: Ernst Pitschel, Hernalser Hauptstraße Nr. 99, Wien (Alexander Turnbull Library, PA2-1325).

Mit großer Freude sind wir bereit aus den Vorräthen unserer Anstalt für das Canterbury Museum zusammen zu stellen was wir irgend Disponibel haben, doch aber ist es leider gänzlich unmöglich diese Arbeit [2] früher als im nächsten Herbst in Angriff zu nehmen, zur Zeit nämlich bis unsere Geologen aus ihren Aufnahmeterrains wieder nach Wien heimgekehrt sein werden. Ich selbst verlaÙe schon morgen wieder die Stadt, und alle Anderen sind entweder schon fort oder im Begriffe abzureisen.

Was Sie uns dann freundlichst entgegen senden wollen wird uns sehr willkommen sein, insbesondere Petrefakten, Mineralien, dann Handstücke von interessanten Eruptivgesteinen, eben so die Handstücke und das Profil des Kraterwalles. Was wir bieten können sind hauptsächlich Petrefakten der verschiedenen alpinen und Karpathischen Formationen, die Trachyte Ungarns und Siebenbürgens u.s.w. [3] Auch Handstücke der Sedimentformation könnte ich in großer Menge abgeben, doch weiß ich nicht ob dieselben in gleichem Grade Ihnen willkommen sein würden.

Mit aufrichtigster Hochachtung  
Fr. v. Hauer  
Wien 16 Juni [1]869

Anmerkung:

Die Antwort von Haast auf obiges Schreiben wurde publiziert und beginnt wie folgt: „Ihre werthe Zuschrift vom 16. Juni, welche mir mit letzter Post zukam, hat mich mit grosser Freude erfüllt, da dieselbe mir in Aussicht stellt, einen Theil von Duplicaten aus Ihren Vorräthen zu erhalten. Da indessen die Beendigung des Museumbaues sich in die Länge zieht, so dürfte dasselbe erst in dem ersten Monate des nächsten Jahres eröffnet werden. [...]“ (HAAST, 1869: 350–351; siehe Exkurs).

### 23. November 1869, Wien, Hauer an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-30)

Hochgeehrter Herr!

Mit bestem Danke bestätige ich den richtigen Empfang Ihres freundlichen Schreibens vom 2ten September. Großes Vergnügen bereitete mir die Beigabe Ihrer Photographie, die ich sogleich meiner bereits sehr reichhaltigen Sammlung einverleibte. Ihrer freundlichen Aufforderung entsprechend lege ich Ihnen hier ein Exemplar der letzten von mir gemachten Photographie bei.

#### Die interessantesten Notizen Ihres Briefes werden in der nächsten Nummer unserer Verhandlungen abgedruckt.

Was Ihre Vermuthung bezüglich der Alluvial-Goldfelder, so wie der goldführenden Quarzgänge in Böhmen betrifft, so ist dieselbe ohne Zweifel richtig. Hat man ja Jahrhunderte hindurch, als der Werth [2] des Goldes ein beträchtlich höherer war wie jetzt im Böhmer-Wald wirklich ausgedehnte Goldwäschen betrieben. Doch aber sind diese Goldfelder zu arm um bei den jetzigen Arbeitspreisen das Verwaschen rentabel zu machen; es scheint mir daß eine Wiederaufnahme derselben nicht wohl ausführbar ist.

Wir sind bereits eifrig beschäftigt die versprochene Suite von Fossilien, Gebirgsarten und Mineralien für das Canterbury-Museum zusammen zu stellen doch wird es immer noch einige Wochen währen bis die Sammlung abgehen kann.

Was die Dinornis-Reste betrifft so werden uns dieselben für unser Museum jedenfalls sehr willkommen sein. Wir erhielten das Scelet welches Hochstetter von seiner No-varafahrt mitbrachte, es wird sehr gut sein wenn weitere Stücke unsere Sammlung in dieser Beziehung vervollständigen.

[3] Hochstetter brachte einen großen Theil des vorigen Sommer in der Europäischen Türkei zu, und hat sehr interessante Resultate von dort mitgebracht. Darüber übrigens, so wie über unsere sonstigen wissenschaftlichen Ergebnisse erhalten Sie durch unsere „Verhandlungen“ ausführlicher Nachricht als ich solche hier geben könnte. Ich sende Ihnen die Nr 15 die in wenigen Tagen erscheint unter Kreuzband.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich noch weiter bemerken, daß uns in letzterer Zeit Büchersendungen die wir durch Buchhandel nach Neuseeland expedirt hatten zurück kamen. Ich erlaube mir an Sie die Bitte zu stellen mir mitzutheilen, ob und was Sie von unseren Druckschriften besitzen, – ob Sie dieselben zu erhalten wünschen, – und auf welchem Wege (etwa durch Vermittlung [4] einer Fir-

ma in London) und unter welcher Adresse wir solche nach Christchurch an Sie expediren könnten.

Mit aufrichtigster Hochachtung

Ihr ergebenster

Fr. v. Hauer

Wien 23 Nov. [1]869

Anmerkung:

Die Antwort von Haast auf obiges Schreiben wurde – wie in dem Schreiben von Hauer angekündigt – publiziert (HAAST, 1870a: 157–158) hier geht Haast auch auf die Goldfrage(n) ein (siehe Exkurs).

### 9. Januar 1871, Wien, Hauer an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-31)

Kaiserlich-Königliche

GEOLOGISCHE REICHSANSTALT

III. Rasumoffskygasse 3.

Hochgeehrter Herr!

Recht sehr muß ich um Entschuldigung bitten daß ich so lange nicht nur mein Versprechen der Absendung einer Sammlung an Sie uneingelöst ließ, sondern sogar auch, – immer in der Erwartung Ihnen endlich das Abgehen der Sammlung anzeigen zu können –, eine Antwort auf Ihr letztes Schreiben zurück hielt.

Nun endlich bin ich in der Lage Ihnen mitzutheilen daß ich eine große Suite von Petrefacten aus allen Formationen unserer Gebirge, in möglichst guter Auswahl, in 4 Kisten verpackt [2] an die von Ihnen mitgetheilte Adresse, Herrn A. O. Ottywell in London mit der Bitte dieselben weiter zu spediren abgesendet habe.

Was die Angelegenheit des Rafft mit der Leopoldinischen Akademie betrifft so ist sehr erklärlich daß die Sache nicht in Ordnung kam. Seit dem Tode des letzten Präsidenten ist ein verbitterter Kampf in dieser Körperschaft ausgebrochen die nun zwei Präsidenten (Behm und Reichenbach) besitzt von denen jeder der rechtmäßig gewählte zu sein glaubt. Ich habe Ihr Schreiben an Behm gesendet der von der Mehrzahl der Mitglieder anerkannt wird. Ich hoffe er soll die Sache in Ordnung [3] bringen.

Mit der Hoffnung daß Ihnen unsere Sammlung in gutem Zustande zugehen möge und mit den besten Grüßen ergebenst

Fr. v. Hauer

Wien 9 Jan. 1870(1)

Anmerkung:

Wilhelm Friedrich Georg Behn (1808–1878), Anatom und Zoologe, war von 1870 bis 1878 der Nachfolger von Carl Gustav Carus (1789–1869) als Präsident der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher.

### 3. Oktober 1885, Wien, Hauer an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-28)

*Der Intendant  
des k. k. naturhistorischen  
Hof-Museums.*

Wien, 3 Oct. [1]885

Hochgeehrter Herr!

Mit lebhafter Freude habe ich Ihre freundlichen Zeilen vom 2 Aug. l. J. erhalten.

Das Diplom an Herrn Prof. Hutton wurde unmittelbar nach Empfang Ihres ersten Briefes v. April, den ich am 17 Juni erhielt und auch sofort beantwortete abgesendet. Es dürfte inzwischen wohl angelangt sein.

Über den Stande der Verbindlichkeit unseres Museums gegen das Ihre sind wir offen gesagt nicht ganz im Klaren gewesen, da [2] unser verewigter Freund Hochstetter Niemanden darüber genauer informirt hatte. Herr Custos Heger war der Meinung daß Sie durch eine Sendung ethnographischer u. prähistor. Gegenstände ein ungefähres Aequivalent für die uns freundlichst übermittelten Ethnographica erhalten hätten, während er sich um die nicht seiner Abtheilung zufallenden Skelete welche der Zoologischen und geologischen Abtheilung des Museums zufallen begreiflicher Weise nicht bekümmerte.

Übrigens fällt es mir nicht im Entferntesten bei, in einem Verkahre, der wie ich hoffe Sie fortgesetzt mit mir wie mit mei- [3] nem Vorgänger freundlichst unterhalten und pflegen werden an eine genaue Abschätzung der gegebenen und erhaltenen Objekte zu denken. Jedenfalls sind wir in Ihrer Schuld und werden dieselbe so bald als möglich begleichen. Leider aber bedarf es dazu noch einiger Zeit. Die Arbeiten der Installation unseres Museums verzögern sich weit mehr als man erwartet hatte, und noch immer können wir an ein Auspacken unserer Kisten nicht schreiten. Ich freue mich unter diesen Umständen doppelt daß wir Aussicht haben Sie im nächsten Jahre in Wien zu begrüßen. Bis dahin werden wir jedenfalls in der Lage sein Ihnen [4] die Gegenstände unserer Doubletten-Vorräthe, wenigstens Teilweise zur eigenen Wahl zur Verfügung zu stellen.

Mit aufrichtigster Hochachtung ergebenst  
Fr. v. Hauer

Anmerkung:

Franz Heger (1853–1931) war zunächst Kustos und ab 1884 Direktor der anthropologisch-ethnographischen Abtheilung am k. k. Naturhistorischen Museum.

### 18. Mai 1887, Wien, Hauer an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-33)

*Der Intendant  
des k. k. naturhistorischen  
Hof-Museums.*

Wien, 18 Mai [1]887.

Hochgeehrter Herr u. Freund!

Da ich wohl annehmen darf daß Sie bereits in London eingetroffen sind möchte ich mir erlauben Ihnen für die freund-

lichen Zeilen die Sie von Dresden, so wie früher noch von Wien an mich richteten bestens zu danken. Möge Ihnen die Erinnerung an Wien stets eine freundige bleiben.

Ich werde, so bald meine Herren wieder mehr beisammen sind, die projektirte Sendung für Sie flott zu machen suchen. Ich werde bestens bestrebt sein Ihren Wünschen in dieser Beziehung zu entsprechen. Zwar wurde wie ich den früheren Versendungen entnehme, Ihre Sendungen seinerzeit als freies Geschenk aufgefaßt, und unter diesem Titel die Verleihung des Ordens für Sie erwirkt. Es liegt wohl darin die Erklärung daß nicht früher schon mehr an Gegenwerthen für Sie von Seite unseres Museums gesendet wurde, ich erwähne die Sache auch durchaus nicht in der Absicht etwa die Verpflichtungen zu verkleinern die wir gegen Sie hochverehrter Freund haben, sondern eben nur um es zu entschuldigen, daß denselben nicht schon früher nachgekommen wurde.

Wir sind seit Ihrer Abreise zu verdoppelter Thätigkeit in unserem Museum angespannt, da der Architekt versicherte binnen Jahresfrist mit dem Bau fertig zu werden, und bis dahin sollen auch unsere Aufstellungen fertig werden.

Mit der Bitte mich Ihrer Frau [3] Gema[h]lin bestens zu empfehlen und mit den herzlichsten Grüßen  
Fr. v. Hauer

Anmerkung:

Das Naturhistorische Museum, ein Bau der Architekten Gottfried Semper (1803–1879) und Karl Hasenauer (1833–1894), wurde am 10. August 1889 durch Kaiser Franz Joseph feierlich eröffnet.

### Exkurs: Veröffentlichte Briefe von Haast an Hauer

Die Gegenbriefe Haasts an Hauer sind größtenteils nicht im Archiv der Geologischen Bundesanstalt enthalten. Eine Ausnahme bildet ein Schreiben aus dem Jahr 1875 (Archiv Geologische Bundesanstalt, GBA AZ 1875/536), das an Hauer adressiert war, aber von Foetterle beantwortet wurde (siehe Seite 51f.).

Die amtliche Korrespondenz mit Hauer verblieb offensichtlich zum Großteil im Privatbesitz von Hauer. Der wertvollste Teil dieses Nachlasses gelangte über den Familienbesitz Petrascheck-Tietze 1942 in den Sammelbestand des privaten Geologenarchivs von Erich Haarmann (1882–1945), das aber bereits 1943 durch einen Bombenangriff vollkommen zerstört wurde. In den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt sind insgesamt fünf Briefe Haasts an Hauer teils in Auszügen wiedergegeben, die sehr gut die engen wissenschaftlichen Kontakte Haasts mit der k. k. Geologischen Reichsanstalt und deren Publikationsorgane belegen. Der letzte Brief von Haast aus dem Jahr 1874 (HAAST, 1874) ist zudem ein hervorragendes Beispiel für die aktualgeologische Arbeitsmethodik Haasts mit Rezentvergleichen an den Küsten Neuseelands.

#### **4. Oktober 1867, Christchurch, Haast an Hauer** (HAAST, 1867)

Dr. Julius Haast. Ueber Moa-Reste aus Neuseeland. (aus einem Schreiben de dato Christchurch 4. October [1867]).

„Trotzdem dass ich erst die Hälfte des Sumpfes bei Glenmark home Station (Provinz Canterbury) untersucht habe, bin ich doch bereits im Besitze einer Masse von Moaknochen, die zu 118 Individuen gehören. Darunter zeichnet sich ein Individuum, von welchem ich *tibia*, *femur*, *fibula*, *pelvis* und die zwei letzten Rückenwirbel besitze, durch besondere Grösse aus. Die *tibia* ist 39 1/2 englische Zoll, der *femur* 18 1/2 Zoll lang;\*) und in der Nähe dieser riesigen Knochen fanden wir einen ziemlich vollständigen Hals, dessen Wirbel verglichen mit den Wirbeln des besprochenen Exemplars, auf ein noch grösseres Individuum hindeuten. Mein grösstes aufgestelltes Exemplar von *Dinornis giganteus* ist 10 Fuss 2 Zoll hoch. Ich werde auf den Wunsch der Regierung alle meine Notizen, sowie Photographien und Messungen von Moaknochen nebst vollständigem Material an Prof. Richard Owen senden, und eine zweite Serie von Knochen an Herrn Dr. Kaup in Darmstadt schicken, der die Absicht hat, und auch bereits damit begonnen hat, in dem Grossherzoglichen Museum eine Reihe von Moaskeletten zur Aufstellung zu bringen“ — Weiter schreibt Dr. Haast, dass der grosse Eisenbahn-Tunnel durch den erloschenen Vulkankegel der Banks-Halbinsel, welcher Port Lyttelton mit Christchurch verbinden soll, in wenigen Wochen dem Verkehr geöffnet werden wird, und fügt bei „ich will Euch nach Wien eine vollständige Sammlung der Gesteine nebst Profil senden.“

\*) Die entsprechenden Maasse der grössten Moaknochen im British Museum zu London sind 35 Zoll und 16 Zoll. Prof. Hochstetter zeigt eine *tibia* von 30 Zoll Länge, welche er von Neuseeland mitgebracht hat.

#### **2. September 1869, Christchurch, Haast an Hauer** (HAAST, 1869)

Dr. J. Haast. Saurier in der Tertiärformation Neuseelands. (Aus einem Schreiben an Herrn Dir. v. Hauer ddo. Canterbury-Museum. 2. Sept. 1869.)

„Ihre werthe Zuschrift vom 16. Juni, welche mir mit letzter Post zukam, hat mich mit grosser Freude erfüllt, da dieselbe mir in Aussicht stellt, einen Theil von Duplicaten aus Ihren Vorräthen zu erhalten. Da indessen die Beendigung des Museumbaues sich in die Länge zieht, so dürfte dasselbe erst in dem ersten Monate des nächsten Jahres eröffnet werden.

Es dürfte Sie interessiren, zu hören, dass nach meinen Untersuchungen die Saurier Neu-Seelands (*Plesiosaurus*) in unserer Tertiärformation vorkommen. Dies mag schon paradox klingen, ist indessen vollständig richtig. Dieselben liegen über dem Braunkohlen[*b*]jetten mit *Fagus Ninnisianus* etc. Ich habe so eben eine Arbeit darüber vollendet, und werde nicht ermangeln Ihnen ein Exemplar, sobald dieselbe im Druck erschienen, zuzusenden.

Die merkwürdig reichen Goldfelder der Themse in der nördlichen Insel nur mit Siebenbürgen (in geologischer Beziehung) zu vergleichen, wo grossartige Vermögen in kurzer Zeit gemacht worden sind, haben die ganze Bevölke-

rung des Landes mit dem Goldfieber angesteckt; während der letzten 2 Monate bin ich damit beschäftigt gewesen, die jeden Augenblick angeblich entdeckten Goldfelder dieser Provinz zu untersuchen, da die Regierung einen Preis für deren Entdeckung ausgesetzt hatte. Ich wusste im Voraus, dass die ganze Sache meist auf Selbsttäuschung oder Betrug beruhe, und habe immer meine früheren Beobachtungen bestätigt gefunden.“

#### **18. März 1870, Christchurch, Haast an Hauer** (HAAST, 1870a)

Julius Haast. Notizen aus Neuseeland. (Aus einem Schreiben an Herrn Director v. Hauer ddo. Glück auf bei Christchurch 18. März 1870).

„Was etwaige Goldfelder in Böhmen betrifft, so bin ich fest überzeugt, dass mit den jetzigen so vielfach verbesserten Waschmethoden, — hydraulisch und auf andere Weise — manches Terrain sich bezahlen dürfte, welches den früheren Goldgräbern im Mittelalter nicht zugänglich war. So z. B. arbeiten wir jetzt alte Alluvionen an der Westküste auf, in einer Tiefe von 150–200 Fuss, welche indessen nur mit Dampfmaschinen von 100 Pferdekraft frei vom Wasser gehalten werden können, und doch trotz der grossen Kosten ausgezeichnete Dividenden bezahlen. Da ich nun seit Jahren stets practisch und theoretisch mit Goldfeldern zu thun habe, so habe ich oft an Böhmen denken müssen, und nachdem ich die mir zugänglichen Karten, Pläne und Berichte studirt, mich nicht des Gedankens erwehren können, dass dessen Goldschätze noch nicht erschöpft sind.

Vor wenigen Tagen bin ich von einer zweimonatlichen Reise nach Christchurch zurückgekehrt. Ich besuchte dieses Mal den südlichsten Theil der Provinz Nelson, den sogenannten Am[ur]ji-District, wo ich grosse Massen von jungmesozoischen Felsen antraf. Kreide oder Jura mit Gängen und Decken von basischen Eruptivgesteinen. Hier kommen ebenfalls Saurier vor. Alle Petrefacten sind von denen der Waipa-Schichten verschieden. Es wird viel Arbeit kosten, ehe das Ganze in Ordnung gebracht werden dürfte. Wir hatten gestern Nacht einen ziemlich heftigen, bei 4 Sekunden anhaltenden Erdbebenstoss; derselbe schien von Norden zu kommen, ich bin auf die Nachrichten von Wellington gespannt“.

#### **30. Juli 1870, Christchurch, Haast an Hauer** (HAAST, 1870b)

Jul. Haast. Geologisches aus Neuseeland. (Aus einem Schreiben an Herrn Dir. v. Hauer de dato Glückauf, 30. Juli 1870.)

„Seit ich Ihnen zuletzt über das Alter der Waipara Saurier-Ueberreste schrieb, habe ich einen Schritt weiter gethan. Im November vorigen Jahres begab ich mich nach der Kaikora-Halbinsel, wo ebenfalls Saurierknochen vorkommen; dieselben sind hier in Gesellschaft von Belemniten, — (verschieden von Ihrem *Belemnites Aucklandicus* — *hastatus* ähnlich), *Trigonia*, *Inoceramus* und anderen jungsecundären Petrefacten. Die Straten bestehen meistens aus losen Sanden, hie und da mit Petrefacten-Sandsteinbändern, wenige Fuss dick. Ausser den obigen Mu-

scheln enthalten sie Zähne von *Lamna*, *Hybodus*, gerollte Saurier-Reste, aber auch *Dosinia Greyi* und ein Gastropod, obgleich *Rostellaria* ähnlich, doch am nächsten mit unserer *Struthiolaria* verwandt. Diese Bänder befinden sich nur in den unteren Straten, dann folgen verschiedene, oft hundert Fuss dicke schwefelhaltige Sande, oft sehr thonig, welche voller Septarien sind, – einzelne davon vollständig rund, 12 Fuss in Diameter, die meisten Saurier-Reste enthaltend.

Darüber kommen endlich grünsandsteinige Schichten ohne Petrefacten von circa 30 Fuss Dicke vor, über welchen über hundert Fuss dicke Coralrag-Kalksteine liegen; dieselben enthalten Pentacriniten und eine kleine glatte *Terebratida*.

Diese Formation, nach Süden gehend, wird immer schmaler. In der Waipara folgen die Straten in derselben Reihenfolge, sie enthalten hingegen in den Petrefacten-Sandstein Bändern keine Belemniten. Während einer Woche suchte ich in denselben ähnliche Petrefacten aufzufinden; ausser der *Dosinia Greyi*, welche ich früher gefunden, fand ich nur noch eine *Trigonia* und ein paar kleine *Hybodus*-artige Zähne, welche den in den Betten des A[mu]ri Bluffs gefundenen ähnlich sind. Da indessen *Trigonia* noch jetzt in den australischen Meeren vorkommt, so dürfte dies nicht den Beweis liefern, dass wir es mit secundären Schichten zu thun haben. Sonst sind alle Petrefacten von beiden Localitäten verschieden.

Ueber den Septariensanden liegen in der Waipara mehrere hundert Fuss dicke Schichten von Grünsanden, in welchen ich einige Reste fand, welche an Radioliten erinnern. Auf ihnen liegen kalkige Sandsteine, oft sandartig werdend. Sie enthalten *Hemipatagus* und *Brissus*, wie Cap Farewell Nelson.

Was nun den Charakter der Saurier-Reste anbelangt, so scheinen dieselben von beiden Localitäten verschieden zu sein. Die A[mu]ri Bluff-Arten sind dabei von grösseren Dimensionen, wie die der Waipara. In der ersteren Localität erhielt ich ein paar Wirbel, welche an *Cetosaurus* erinnern, andere an *Plesiosaurus*. In der Waipara sind es meistens *Plesiosaurus*-Arten, doch finden sich auch Formen, welche Dinosauriern ähnlich sind. Leider ist der Contact zwischen beiden Schichten-complexen nicht klar.

An einer anderen Stelle zwischen beiden Localitäten nahe der Mündung des Hurunuiflusses, aber nicht von Petrefacten-Sandsteinen begleitet, so dass ich nicht sagen kann, nach welcher von diesen beiden Formationen sie zu classificiren sind, fand ich in den sandigen Thonen keine Septarien, sondern die Saurier-Reste lose in ersteren stecken. Ich erhielt unter Anderem eine beinahe vollständige Flosse. Der Humerus 15 Zoll lang und 9 Zoll breit am unteren Ende und in der Form von *ulna*, *radius*, der Knorpel und Knochen sich mehr *Ichtyosaurus* wie *Plesiosaurus* nähernd. Da ich diese Untersuchung für das Gen. Governement der Colonie machte, so gingen meine ganzen während dieser dreimonatlichen Reise gemachten Sammlungen nach Wellington, doch erhalte ich die Duplicate oder Abdrucke von denjenigen Petrefacten, welche nicht in Duplicaten vorkommen. Indessen, da ich in den betreffenden Localitäten auf eigene Faust weitere Untersuchungen machen will, so hoffe ich auch Material für meine Freunde zu bekommen.

An einer anderen Stelle zwischen Waiana und Clarence fand ich ein (älteres) gewaltiges Basaltsystem mit Olivin, welches jurassisch ist. Ströme von 10 bis 12 Meilen Länge und verhältnissmässiger Breite erstrecken sich radial in allen Richtungen von dem Haupteruptionspunkte.

Zwischen und auf den Strömen liegen dichte oder Coralrag-Kalksteine, welche verschiedene Arten von *Terebratula*, *Spirifer*, *Pecten* enthalten, welche Prof. M'Coy in Melbourne zu Folge identisch mit jurassischen Formen von Australien sind.

Diese jurassischen Straten liegen direct auf den Alpen-Sandsteinen und Schiefern (wahrscheinlich Kohlenformation oder devonisch), welche von Dioriten durchsetzt und verworfen sind.

Ich habe zahlreiche Profile gezeichnet, und die ganzen so höchst interessanten Formationen in 2 Berichten beschrieben, welche so eben in der Hand des Druckers und Lithographen sind.

In wenigen Monaten werde ich mit der Untersuchung dieser Schichten fortfahren. Ich habe mir erlaubt, Ihnen diese Notizen zu geben, damit Sie sehen, dass wir nicht müssig in Neu-Seeland sind.

Tongariro in der nördlichen Insel ist in voller Eruption mit Lavaströmen, was seit Menschengedenken nicht vorgekommen. Ich habe Näheres in den geographischen Mittheilungen berichtet.“

#### **Ende. o. D. [1874], Christchurch, Haast an Hauer (HAAST, 1874)**

Dr. J. Haast. Vorkommen von Brachiopoden an den Küsten von Neu-Seeland. (Aus einem Briefe an Herrn Hofrath v. Hauer.)

„Ich hatte vor, Ihnen bereits im Laufe des vergangenen Jahres die nachfolgenden Notizen über das Vorkommen der Brachiopoden an den Küsten Neu-Seelands zu senden, welche ich nach Lesung des vortrefflichen Aufsatzes von Th. Fuchs: „Ueber das Vorkommen der Brachiopoden in der Jetztwelt und früheren geologischen Perioden“ theilweise niedergeschrieben hatte, indessen andere dringendere Geschäfte hielten mich davon ab. Inzwischen ist der Gegenstand durch Dr. O. Lenz's Notiz „Die brachiopodenreiche Austerbank von Klien“, in Nr. 14 der Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt wieder in mein Gedächtniss zurückgerufen worden, und will ich nun nicht länger zögern, Ihnen hiemit meine eigenen Beobachtungen zu übermitteln, welche Ihnen den Beweis liefern dürften, dass diese beiden Geologen, auf ihre Untersuchungen gestützt, den richtigen Schluss gezogen haben, dass die meisten Brachiopoden in früheren geologischen Perioden Küstenbewohner gewesen sind, falls wir annehmen können, dass deren heutiges Vorkommen an den Küsten von Neu-Seeland demjenigen früherer Perioden entsprechen dürfte, woran ich selbst nicht im Geringsten zweifle.

Ehe ich nach Neu-Seeland kam, war ich auch der Ansicht, dass die Brachiopoden Tiefwasserbewohner wären, indessen lehrte mich der Augenschein bald die Irrigkeit derselben einsehen. – An dem ziemlich seichten Strande von Governors Bay, der inner[s]ten Bucht von Lyttelton Har-

bour in Banks Peninsula, welche gegen Osten offen steht und bei östlichen Stürmen einem bedeutenden Wellenschlage ausgesetzt ist, vor vielen Jahren vorbeigehend, fand ich oberhalb der Fluthlinie einen breiten Saum von Muscheln von den Wellen zusammengewaschen und aus Gasteropoden und Conchiferen bestehend. Da ich diese Aufwaschung ziemlich artenreich fand, so untersuchte ich dieselbe genau, um mir einen Ueberblick zu verschaffen, was bei Dreggungen mit dem Schleppnetz in Lyttelton Harbour und dessen Nähe zu bekommen wäre. – Nach vielem Suchen erhielt ich eine kleine röthliche *Terebratella*, welche ich als einen werthvollen Fund sorgfältig aufhob und eifrig aber vergeblich nach anderen suchte. – Inzwischen war es Ebbe geworden und ich durchschritt den mittleren Theil des Strandes, aus Quarz- und Muschelsand bestehend, nach der Ebbelinie hin, wo eine grosse Anzahl von Dolomitblöcken lag und welche ich zu meinem nicht geringen Erstaunen an vielen Stellen buchstäblich mit der zierlichen Brachiopode *Terebratella rubicunda* Sölander bedeckt fand. Bei näherer Untersuchung beobachtete ich, dass, obgleich die meisten davon noch am Leben waren, sich doch viele darunter befanden, welche nur aus Schalen todter Thiere bestanden und mehr oder weniger zerstört waren; dieselben sitzen somit auch nach ihrem Tode so fest mit ihrem Fuss an den Steinen an, dass selbst der stärkste Wellenschlag dieselben nur in äusserst seltenen Fällen abzulösen im Stande ist und sie nur durch den von der Brandung auf- und abgewaschenen Sand abgerieben werden, bis sie ganz zerstört sind, falls sie nicht durch andere Ursachen zerbrochen oder zermalt werden. Dabei scheinen auch die lebenden Exemplare nicht von den Strandvögeln berührt zu werden.

Nicht allein befestigen sich diese Terebratellen mit ihrem Fuss an das feste Gerolle, sondern es befinden sich sehr häufig ganze Colonien jüngerer und älterer Individuen auf einer todten Muschel derselben Art angesiedelt, woraus wir doch wohl den Schluss ziehen dürften, dass, falls ich mich so ausdrücken darf, ihr Instinct sie gelehrt hat, dass sie dort auf sicherem Grunde ankern. Einzelne sassen auf *Trochita dilatata*, andere auf der an den Felsen befestigten *Ostrea purpurea*.

Würde nun im Laufe der Zeit die Muschelablagerung bei der höchsten Wasserlinie sich zu einem Petrefactensandstein umbilden, so dürfte derselbe von dem regen Leben, welches sich in seiner unmittelbaren Nähe in der Littoral-Zone befunden hätte, kaum eine Idee geben; indessen würde dagegen diese letztere Zone tiefer sinken und vom Sande bedeckt eine ähnliche Bank bilden, so würden die darin eingeschlossenen mit Terebratellen bedeckten grossen Geröllblöcke uns auf ganz andere Verhältnisse schliessen lassen, als wie wir sie in der Wirklichkeit finden, hätten unsere Beobachtungen uns nicht eines Besseren belehrt. Aehnliche Ursachen mögen auch die Abwesenheit oder doch das höchst seltene Vorkommen von Brachiopodenresten in gewissen Muschelsand- oder Kalksteinen unserer tertiären oder jungsecundären Straten in Neu-Seeland erklären: Eigenthümlich ist es dabei, dass diese Terebratelle nur unter gewissen Bedingungen in dieser Littoral-Zone sich ansiedeln kann, da ich dieselbe nur an ein paar Stellen an den Küsten von Banks Peninsula finden konnte.

In Cooks Straits und in dem in dieselben mündenden Wellington Harbour kommt die grosse gerippte *Terebratella cruenta* Dillwyn vor, welche besonders in den letzteren

häufig mit dem Schleppnetz heraufgebracht und von der Ebbelinie bis zu hundert Faden und mehr gefunden wird. Dieselbe kömmt ebenfalls nur höchst selten am Strand vor, welches derselben Ursache, als bei *Terebratella rubicunda* angegeben, zuzuschreiben sein dürfte.

*Kraussia Lamarkiana* Davidson, *Magas Lumiagii* Davidson und *Waldheimia lenticularis* Deshayes kommen ebenfalls rings um die Küste an geeigneten Stellen von nahe der tiefsten Ebbelinie des Oceans bis zu über hundert Faden vor, wesshalb dieselben ebenfalls als der Littoral-Zone angehörend, wohl betrachtet werden können.

*Rhynchonella nigricans* Sowerby, eine andere interessante Art und an ältere secundäre Formen erinnernd, wird ebenfalls oft in geringer Tiefe gefunden, soweit mir bekannt, bis zu fünf Faden, wodurch dieselbe auch als ein Bewohner der Küstenzone angesehen werden kann; in jedem Falle ist dieselbe nicht ganz in die Tiefwasserzone zu verweisen.

Dieses merkwürdige Vorkommen einer und derselben Art in so verschiedenen Meeres-Regionen dürfte wohl ein Hauptgrund sein, dass diese Brachiopoden im Stande waren, ihre Existenz durch so lange geologische Zeiträume specifisch sichern zu können, wo die meisten andern Mollusken nicht weiter in ihrer früheren Form zu bestehen im Stande waren und sich je nach den gegebenen Bedingungen umbilden oder anderen mehr passenden Arten Platz machen mussten.

So kommt z. B. *Waldheimia baticularis* in allen Bildungen von unseren jungsecundären Straten an bis in obersten pliocänen Schichten vor: in kalkigen Sandsteinen, zusammen mit dickschaligen Pectenarten und Echinodermen, wie im Grundsande und Mergel, welche zweifelsohne in tiefer See abgelagert worden sind, bis zu den littoralen Bildungen derselben Perioden, woraus wir wohl den Schluss ziehen dürfen, dass diese Brachiopoden-Art, wie in der Jetztzeit, auch während dieser unendlich langen Zeiträume in so verschiedenartigen Wohnplätzen von dem Strande bis in grosse Meerestiefen ununterbrochen ihren specifischen Charakter bewahren konnte.

Und während durch diese Beobachtungen an den lebenden Brachiopoden der Antipoden die Schlussfolgerung der bereits erwähnten vortrefflichen österreichischen Geologen, dass der grössere Theil der fossilen Brachiopoden der Littoral-Zone angehörte, in jeder Beziehung bestätigt wird, dürfte deren Ansicht, dass der grösste Theil der heutigen Brachiopoden sich in grosse Meerestiefen zurückgezogen habe, wenigstens was Neu-Seelands-Küsten betrifft, eine bedeutende Modificirung zu erfahren haben.“

### Guido Stache (1833–1921)

Die zwei Briefe von Stache (Abb. 9) an Haast sind aus zwei unterschiedlichen Epochen. Im ersten (1862) ist der junge Stache offensichtlich auf der Suche nach Abenteuer und einer neuen Herausforderung, da er sich um eine Anstellung in Neuseeland bewirbt und hofft, in der Provinz Wellington als Regierungsgeologe zu arbeiten. Der Posten wurde aber dann an James Coutts Crawford (1817–1889) vergeben.



Abb. 9.  
Guido Stache. Fotograf: Adolf Ost, Wien (Alexander Turnbull Library, PA2-1291).

Im späteren Schreiben von 1881, inzwischen ist Stache Chefgeologe an der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, schreibt er an Haast mit Bezug auf die Büste von Hochstetter, welche noch zu Lebzeiten des Vorbilds, in Abgüssen auch bis nach Neuseeland gelangen sollte, und wozu Haast auch einen entsprechenden finanziellen Beitrag geleistet hat. Von 1892 bis 1902 war Stache der vierte Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

Zwischen diesen beiden Schreiben publizierte er eine Arbeit über Foraminiferen der „tertiären“ Mergel des Whaingaroa-Hafens in Neuseeland (STACHE, 1864), als Teil der wissenschaftlichen Novara-Monografie der Akademie der Wissenschaften (HOCHSTETTER, 1864).

### 8. Oktober 1862, Breslau, Stache an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-35)

Breslau den 8 October 1862

Verehrter Freund

Unsere beiderseitigen nahen Beziehungen zu unserem vortrefflichen Hochstetter und die ausgezeichneten Beweise der Freundschaft die Sie seinetwegen für mich bereits

ablegten, lassen es nicht zu, daß ich Sie mit anderer weniger herzlicher Anrede begrüße. Wohl fühlte ich schon lange das Bedürfnis Ihnen für Ihre freundschaftlichen Bemühungen meinen besten Dank zu sagen, aber ich hoffte durch geraume Zeit vergeblich auf eine Entscheidung durch Sir Roderick Murchison, welche ich abwarten wollte, um Ihnen von dem guten Fortgang der von Ihnen eingeleiteten Angelegenheit Nachricht zu geben. [2] Erst nach meiner Rückkehr von meiner Sommeraufnahme in Dalmatien erfuhr ich von H. H. Haidinger, der krank zu Bett lag und mir die Nachricht nach Dalmatien zuzusenden vergessen hatte, daß Sir R. M. auf das in Abschrift beiliegende Empfehlungsschreiben Haidingers geantwortet habe. Leider ist diese Antwort wenig Hoffnung erregend. Murchison scheut sich die englischen Geologen dabei gänzlich zu umgehen und will daher zunächst die Sache in England öffentlich machen. Er würde mich der Provinzial-Regierung von Wellington somit erst dann als ersten empfehlen, wenn sich kein ihm empfehlenswerth erscheinender englischer Geolog gemeldet hätte.

Die Sache ist auf diese Weise zwar noch nicht gänzlich abgeschlossen, aber sie ist doch zum Mindesten sehr zweifelhaft geworden. Ich selbst aber werde noch fortdauernd bereit sein, diese oder eine gleichartige Stellung die sich im Verlauf der nächsten Jahre bietet, [3] zu übernehmen. Einen großen Reiz hätte allerdings die Aufgabe für mich gehabt als Hochstetter's u. Ihr Arbeitsgenosse in Neu Seeland wirken zu können, zumal ich mich jetzt schon in die Geologie Neu Seelands einigermaßen eingebürgert habe, dadurch, daß ich Ihren und Hochstetters Arbeiten durch den intimen Umgang mit Hochstetter auch nicht für kurze Zeit fremd blieb sondern dieselben Schritt für Schritt verfolgte.

Im Verlauf des kommenden Sommers hoffe ich Ihnen nebst einigen anderen Schriften das zu der Uebersichtskarte von Siebenbürgen gehörige Buch „Geognostische Beschreibung von Siebenbürgen“ übersenden zu können, welches Bergrath Hauer im Verein mit mir bearbeitet hat und welches diesen Winter zum Druck kommt<sup>42</sup>. Könnte ich dasselbe doch lieber persönlich überbringen! Wir würden sicher gute Freundschaft halten bei den Antipoden und uns in unseren Arbeiten durch einen intimen brieflichen Verkehr und hin und wieder [4] wol auch einmal durch persönlichen Umgang bei Besuchen in Christchurch oder Wellington unterstützen.

In der letzten Hälfte September war die 37te Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte. Hochstetter war durch Unwohlsein gehindert in „Karlsbad“ einem der vielen Orte seiner Thätigkeit als Geolog in Böhmen zu erscheinen, was wir um so mehr bedauern mussten, als er allein berufen gewesen war, die Cicerone durch die verschiedenen Karlsbader Granite zu machen. Die geologische Reichsanstalt war im Uebrigen ziemlich stark nämlich durch 8 Mitglieder vertreten. Von auswärtigen Geologen hatten wir besonders mit Auerbach aus Moskau u mit Kjerulf aus Christiania nähere Freundschaft zu schließen. Die Photographien welche ich von diesen wissenschaftlichen Freunden gegen Austausch zum Andenken erhielt, erinnern mich daran auch Sie um die Ihrige zu bitten. Ich schicke Ihnen sogleich die Meinige<sup>43</sup> und bitte Ihren Pathenstellvertreter bei der klei-

<sup>42</sup> HAUER & STACHE (1863).

<sup>43</sup> Abbildung 9.

nen Georgina H.<sup>44</sup> in freundlichem Andenken zu behalten, auch wenn das Schicksal ihm nicht mehr die Freude machen sollte, mit Ihnen in Neuseeland persönlich Freundschaft schließen zu können. Mit ausgezeichnete Hochachtung

Ihr freundschaftlichst ergebener  
Dr Guido Stache

Ich füge die Abschrift des Briefes von Hofrath Haidinger an Murchison für Sie bei, damit Sie sehen, in wie freundschaftlicher und liebenswürdiger Weise Haidinger sofort geneigt war, Ihre Bemühungen und meine Wünsche zu unterstützen.<sup>45</sup>

Anmerkung:

Bei der 37. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte (18. bis 24. September 1862) in Karlsbad bildete die dort ausgestellte geologische Karte von Böhmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt einen Höhepunkt (LIPOLD, 1862).

## 22. November 1881, Wien, Stache an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-178-36)

Wien 22/11 81

Geehrtester Herr und Freund!

Die Beilage zu diesem Schreiben sagt Ihnen der Hauptsache nach um was es sich bei den herzlichen Grüßen, welche ich Ihnen von Wien nach Christchurch sende in erster Linie handelt.

Die nahen freundschaftlichen Beziehungen, in denen Sie zu meinem alten Freunde Hochstetter stehen, machen es mir fast zur Pflicht, Sie bei dieser Gelegenheit trotz der grossen [2] Entfernung nicht zu übergehen, sondern vielmehr Sie persönlich einzuladen, an der, Hochstetter bei Gelegenheit des 25 jährigen Jubiläums der geographischen Gesellschaft zgedachten Anerkennung sich zu betheiligen.

Ich bedauere nur, das Sie nicht auch an der am 12 u 13 December stattfindenden Festfeier und an dem Bankett Theil nehmen können.

Ein zweiter Grund zu meinem Schreiben liegt darin, dass ich [3] glaube, es wird Ihnen angenehm sein zu erfahren, dass für die Institute, an denen Hochstetter gewirkt hat u. noch wirkt, Copien der bereits in Arbeit genommenen Büste in Lebensgrösse angefertigt werden sollen. Ich denke nun, ausser in der Reichsanstalt, im Polytechnicum, im Hofmuseum u. im Bibliothekssaal der geographischen Gesellschaft in Wien, sollte die Büste auch irgendwo in Neuseeland einen guten Platz finden. [4]

Der Preis einer Copie der Büste in Lebensgrösse dürfte etwa 30 fl Oest. Wehr. sein, einfach in Gyps abgenommen, - duncelbronzirt oder in feinerer Masse Taxaratha etc. dagegen wohl etwas mehr. Im Fall Sie selbst für Ihr

44 Georgiana Julie von Hochstetter (1862–1871), Tochter von Ferdinand und Georgiana von Hochstetter, Patenkind von Haast, bei deren Taufe in Wien Stache den in Neuseeland lebenden Haast vertreten hatte.

45 Dieser letzte Zusatz erscheint im Original am linken Rand der letzten Seite.

Museum in Christchurch eine Hochstetter Büste wünschen, bin ich gern bereit Bestellung u. Uebersendung für Sie zu veranlassen.

In dem ich Ihnen sehr geehrter Freund meinen seit langer Zeit schuldigen Dank für die freundliche Zusendung Ihrer Publicationen übermittle und eine Sendung eigener Arbeiten für das nächste Jahr ankündige, zeichne ich mit dem Ausdruck freundschaftlicher Hochachtung

G Stache

Adresse: Wien III. Rasumoffsky Gasse 23. Geologische Reichsanstalt.<sup>46</sup>

Anmerkung:

Die hier erwähnte Büste Hochstetters des bekannten Bildhauers Viktor Tilgner (1844–1896) wurde aus Anlass des 25-Jahrjubiläums der k. k. Geographischen Gesellschaft am 22. Dezember 1881 deren Präsidenten, Ferdinand von Hochstetter, übergeben. Heute befindet sich auf Hochstetters Ehrenggrab am Wiener Zentralfriedhof ein Bronzeabguss der Büste, ein weiterer Gipsabguss ist im Naturhistorischen Museum in Wien ausgestellt und ein dritter Bronzeabguss steht auf einer hohen Stele vor der Technischen Universität in Wien, der einstigen Wirkungsstätte von Hochstetter.

## Ferdinand Stoliczka (1838–1874)

Im Gegensatz zu Guido Stache, dem die Berufsausübung in Neuseeland versagt bleiben sollte, konnte Ferdinand Stoliczka (Abb. 10), der von 1860 bis Ende 1862 im Dienststand der k. k. Geologischen Reichsanstalt war, ab 1863 in den Dienst des indischen Geologischen Dienstes (Geological Survey of India) eintreten, hier fand er nicht nur reiche wissenschaftliche Betätigung, sondern auch einen frühzeitigen Tod. Als Paläontologe beschäftigte er sich in seiner Freizeit mit lebenden Taxa aus dem Bereich der Biologie. In seinen Briefen kommt seine Vorliebe für Mollusken und auch Vögel zum Ausdruck. Neuseeland betreffend bearbeitete er Bryozoen aus dem „tertiären“ Grünsand der Orakei-Bay bei Auckland (STOLICZKA, 1864) als Teil der wissenschaftlichen Novara-Monografie der Akademie der Wissenschaften (HOCHSTETTER, 1864).

## 4. Mai 1869, Kalkutta, Stoliczka an Haast

(MS-Papers-0037-139-6, MS-Papers-0037-139-7)

11. Hastings street  
Calcutta  
4/5/69

Dear Sir,

I intended for a long time to write to you, but somehow or other it was always put off. I dare say, you have heard from my friend Hochstetter that I joined the Geol. Survey of India in 1862 & have since been chiefly engaged in palaeon-

46 Diese Adresse erscheint am linken Rand der letzten Seite.



Abb. 10.  
Ferdinand Stoliczka. Fotostudio: Bourne & Shepherd, Simla, Indien (Alexander Turnbull Library, PA2-0302).

tological work, but still I managed to go three times to the Hills & have cleared up a little our Himalayan Geology, as you no doubt will have seen from our Memoirs. [2]

I have published two volumes of the *Palaeontologia indica*, one on the Gastropoda & one on the Cephalopoda. The third will contain the *Pelecepoda* (Bivalves), *Brachiopoda* & *Ciliipoda* (Bryozoa). I do not know whether you have any of my publications, but I should be glad to send them to you, if you are interested in them.

In my non-office hours I am chiefly working at Zoology. I have published various papers on recent corals, birds, spiders & Mollusca. The first paper of a series, which has especially [3] as object the anatomy of Indian Mollusca has just been published. It treats on the Onchidiidae of Bengal.

The greatest difficulty I find with our tertiary shells & it is actually impossible to work them out without the recent forms. Consequently I have taken to collecting recent shells & got a large number of duplicates of land & freshwater & marine shells. The Australian & New Zealand shells are however most important for our tertiary fauna, especially the Eocene & this induces me to ask your aid. I have no doubt that you collected largely land, freshwater & marine [4] shells of New-Zealand and I could give you in ex-

change some of the rarest & best Indian shells. Land and marine shells equally numerous, for I hope to take a trip this year to Pauline and the Andamans and collect largely. I also have collectors in various other parts of India, where I have friends & two men I keep constantly in the hills. I have no doubt that you have also a large Museum, representing all other branches of Natural History, & if you would wish - or anybody else, to exchange shells for any other groups [5] of animals or plants, I shall be glad to get them for you. My shikarees have collected last year 2100 birds, some never known since Pallas has described them from Siberia, a few of my new species that I described last year and the other are in general valuable, because they are such Central Asiatic birds which very seldom come in winter to the plains of India but remain in the lower hills. [6]

I dare say that there are in New-Zealand a good many Conchologists who would like exchanging their own shells for Indian, which as a rule are very rarely represented in collections.

With regard to fossils our museum would be glad to exchange any Indian for those of New Zealand & Australia.

Except for a few palaeozoic fossils from Van Diemensland presented by Col. Denison, we have nothing from the South. [7]

I could make you up a nice set of our Indian cretaceous fossils, then of the Jurassics of Patel, & of those & the Trias & Palaeozoic of the Himalayas. I am going next year again to Spiti and the Central Tibet & shall collect very largely.

You could give us some of your fossil bones, the Jurassic and other fossils.

Very sincerely yours  
Ferd. Stoliczka.

[8] P.S.

Oldham sends his best regards. His brother Charly unfortunately died on the 30<sup>th</sup> of March at home where he was on leave. He was Dep[u]ty Superin[ten]d[en]t of the Survey. Poor Hörnes, the Director of the Mineralogical Kabinet at Vienna also died, but Haidinger is, I am happy to say, fresh and working hard as ever he used to.

### 30. Juli 1870, [ohne Ort], Stoliczka an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-6)

30.7.70.

Lieber Dr Haast

Ihr Briefchen hat mich sehr erfreut, es muss aber irgendwo in Aden lange geblieben sein, denn ich erhielt es erst vorige Woche. Meinen besten Dank für Ihre Photographie. Ich sende meine, nicht so vorteilhafte, aber indisch.<sup>47</sup> Gewiss sie sollen alle unsere Publicationen erhalten. Oldham ist gerade jetzt in Hong Kong, er war unwohl, & man hat ihm eine längere seereise angetragen. Wenn er zurück kommt will ich mit ihm darüber reden & ich habe keinen Zweifel, dass er Ihrem Wunsche entsprechen wird.

Ich werde, so bald die Süd Indischen Kreide Pelecypoda fertig sind eine sammlung von Kreide-Versteinerungen

<sup>47</sup> Abbildung 10.

für sie auslegen & was noch sonst zu haben ist. Ich habe ziemlich viel selber in Ornithologie gearbeitet, aber habe keine Sammlung.

Ich kann Ihnen etwa 150 arten Himalaja und Malaya Vögel zusenden & bitte mich dafür mit lebenden Conchilien (von allen arten und classen ist mir ganz gleich – denn ich habe eine allgemeine sammlung) zu vergüten.

Ich werde Ihnen auch eine kleine Suite Indischer Land und Süßwasser Conchylien zusenden, die für sie vielleicht von interesse sein könnten. Schicken sie mir nur alles was Mollusc heisst und für das Museum Fossilien.

Treu ergeben Ihr  
Ferd. Stoliczka

### 1. Juli 1871, Kalkutta, Stoliczka an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-7)

*Asiatic Society's Rooms,  
Calcutta, 1<sup>st</sup> July 1871*

Mein lieber Haast,

Ich hoffe Sie sind nicht ungehalten worden über mein langes stillschweigen, aber ich war so furchtbar beschäftigt, dass ich das Kistchen für Sie nicht für die letzte Mail fertig bringen konnte. Sie erhalten in einem anderen Brief eine Bill of Lading, für eine Box, directed & care of the P&O at Sidney. Von dort werden Sie das [2] Kistchen wohl leicht erhalten können. Ich weiss nicht auf welchem anderen wege man Ihnen besser sachen schicken könnte. Wir könnten Ihnen eine ziemlich ansehnliche Sammlung von Petrefacten der Indischen Kreide & the Patel Jura überlassen für Ihre versteinerten der Jura & die verschiedenen Vögel reste. Aber wie die sachen senden, das ist jetzt die Hauptfrage. Bitte schreiben Sie genaue [3] instructionen darüber.

Das gegenwärtige Kistchen enthält ein set unserer Publicationen (so weit sie zu haben sind). Oldham hat sich recht gerne dazu einverstanden selbe Ihnen zu überlassen.

Ferner ist darin ein box mit vogel Bälgen & eine ziemlich ansehnliche sammlung von Indischen Land- & süßwasser schnecken.

Diese beiden sind von mir persönlich & ich bin so geizig um recht viel dafür zu erhalten. [4] Da ich aber sonst keine andere sammlung persönlich habe, als Mollusken so ist das Feld der auswahl beschränkt. Alles was Mollusc (in spiritus oder getrocknet) & alles was schnecke – (Land- süßwasser & marine) von Neu Seeland & Australien heisst, das ist mir willkommen als austausch. Auf etwas anderes verzichte ich, aber ich hoffe sie werden mir recht viele Neu Seeländische schnecken schicken. Ich beabsichtige mit der zeit ein grosses werk über die systematic der Mollusken schreiben & brauche daher viel material von allen gegenden.

Mit besten Grüßen,  
Ferd. Stoliczka

Ich bin von einem Bekannten unlängst gefragt worden wegen welche Actien in ein Goldmining Association. Illustriert an ein Mining paper ob man die quotation als Actien sehen kann? Bitte schicken Sie mir eines zu.<sup>48</sup>

## Karl von Zittel (1839–1904)

Karl von Zittel (Abb. 11) ist auch ein wohlbekannter Name in der neuseeländischen Paläontologie, seit der Zeit, in der er die von Hochstetter auf der Novara-Expedition und nachträglichen unabhängigen Forschungen gesammelten Mollusken und Echinodermen beschrieben und veröffentlicht hat (ZITTEL et al., 1864). Siehe dazu auch BEU et al. (2012).

Die Briefe an Haast stammen aus den Jahren 1869 bis 1885 als Zittel in München lebte, während er offensichtlich weiterhin eine starke Beziehung nach Wien pflegte, wo er 1862 als Voluntär an der k. k. Geologischen Reichsanstalt war und mit Stache und Hauer bei der Landesaufnahme in Dalmatien tätig war (MAYR, 1989: 11). Später (1862 bis 1863) war er Assistent am k. k. Hofmineralienkabinett.

Interessanterweise geht es in dem letzten Brief unter anderem auch um das Thema der möglichen Einführung von Gämsen nach Neuseeland, ein Projekt welches einige Jahre später durch ein Geschenk des Kaisers von Österreich erfolgreich verwirklicht werden konnte.

### 25. April 1869, München, Zittel an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-236-2)

München den 25ten April 1869.

Geehrtester Herr!

Ihr werthes Schreiben vom 18ten Dez. v. J. habe ich dieser Tage erhalten und beeile mich Ihnen meine Freude über die Anknüpfung direkter Beziehungen auszusprechen mit einem Forscher, dessen treffliche Arbeiten und rastlose Thätigkeit ich seit langem zu bewundern Gelegenheit hatte.

Für Ihre interessante Sammlung spreche ich spät genug meinen Dank aus; ich habe in der That bereits begonnen eine Gegensendung zusammenzustellen, doch, muß ich wegen einer Menge dringender Arbeiten vorerst noch um etwas Geduld bitten. Lange soll die Volendung aber nicht mehr aufgeschoben werden. Sie sollen Ihrem Wunsche entsprechend einige Wirbelthierarten aus Diluvial, Tertiaer u. Sekundaerschichten [2] sowie eine Suite Mollusken aus Jura und Kreideformation erhalten.

Daß Sie auf meine unbedeutende Arbeit über Neuseeländische Mollusken u. Echinodermen einigen Werth legen macht mir große Freude und wenn Ihnen damit ein Dienst erwiesen wird, bin ich mit Freuden zur Fortsetzung bereit. Im Falle es sich um jungtertiäre Dinge handelt, müßte ich allerdings um eine Sammlung lebender Arten bitten, da wir in München in dieser Beziehung sehr schlecht bestellt sind.

Sehr gerne würde ich die Reptilien bearbeiten, wenn überhaupt brauchbares Material davon vorliegt. Sind diese Pleiosauren wirklich Tertiaer, so verdienen Sie ein ganz außerordentliches Interesse und werden gewiß eine Menge zoologischer Eigenthümlichkeiten aufweisen. [3]

48 Im Original erscheinen diese letzten drei Sätze als Randbemerkung auf der ersten Seite.



Abb. 11.  
Karl von Zittel. Fotostudio: J & L Allgeyer, Karlsruhe: Julius Allgeyer (1829–1900), Leo Allgeyer (1827–1891) (Alexander Turnbull Library, PA2-0027).

Sie stellen unserem Museum weitere Moa Knochen in Aussicht. Wäre es wohl möglich die Auswahl so zu treffen, daß sich ein Skelet zusammenstellen ließe?

Die prächtigen restaurirten Thiere, welche ich kürzlich bei Kaup gesehen habe, erregten meine ganze Eifersucht.

Seit dem beklagenswerthen Tod H. von Meyer's habe ich die Redaktion der Palaeontographica übernommen. Sollten Sie jetzt oder später paläontologische Arbeiten zu veröffentlichen wünschen, so steht Ihnen die Zeitschrift jeder Zeit zur Verfügung. Die Denkschriften und Sitzungsberichte der hiesigen Akademie eignen sich wenig zu derartigen Publikationen wegen der Schwierigkeit eine hinreichende Anzahl von Tafeln zu erlangen. [4]

Mit der Versicherung vollkommenster Hochachtung und Verehrung verbleibt Ihr ganz ergebenster

Dr. K. Zittel

P.S. Mein Freund und College Gümbel wäre sehr erfreut, wenn Sie ihm gelegentlich eine Ihrer Photographieen zukommen lassen wollten.

## 2. Januar 1872, München, Zittel an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-236-4)

München den 2ten Januar 1872

Geehrtester Herr College!

Schon vor wenigen Monaten habe ich eine ansehnliche Kiste mit Versteinerungen an das Museum von Christchurch abgeschickt und hoffe, daß Sie dieselbe seiner Zeit in gutem Zustand erhalten. Ich habe aus unseren Dubletten über 500 Arten ausgewählt, von denen ich erwarten konnte, daß Sie Ihnen noch fehlend. Hoffentlich finden Sie Ihre Erwartungen durch, meine Gegensendung, die so lange auf sich warten hat lassen, nicht enttäuscht.

Die beiliegende Note der Herrn Pichler & Co. erlaube ich mir Ihnen mit der Bitte zuzustellen die Forderung derselben von 74 Gulden 25 x P. W.<sup>49</sup> durch Wechsel oder in anderer Weise zu reguliren. Es war unmöglich die Kiste zu expediren, ohne die Fracht dafür zum Voraus zu bezahlen, da dies aber Vorschriftsmäßig nicht von Seiten des Museums geschehen darf, so habe ich einstweilen persönlich für den Betrag Bürgschaft geleistet, damit die Kiste überhaupt [2] nur abgehen konnte.

Ihre höchst wichtigen Forschungen auf Neu Seeland verfolge ich stets mit lebhaftem Interesse und bin namentlich auf einen näheren Bericht über die Fauna der Schichten gespannt, welche Sie mir in Ihrem letzten Schreiben als gleichalterig mit der Wealdanstufe bezeichneten.

Sollte sich auf der südlichen Hemisphäre wirklich zwischen Jura u. Kreideformation eine Süßwasser Bildung, einschalten, so wäre das eine Thatsache von hoher Wichtigkeit. In den Alpen und im Himalajah, die in den älteren Formationen wenigstens ziemlich viel Aehnlichkeit mit Neu Seeland besitzen fehlt eine solche lacustre Zwischenbildung od ist vielmehr durch die marine Tithonstufe ersetzt. Für die letztere scheinen mir Ammonites Novo-Zelandicus Hauer u. das bei Hochstetter abgebildete Belemnit Anhaltspunkte zu bieten. Durch die Entdeckung Ihrer Wealdon Bildung wird diese Vermuthung natürlich widerlegt. [3]

Ich bitte meine flüchtigen Zeilen mit den Geschäften zu entschuldigen, welche sich bei Beginn des neuen Jahres und bei Auszahlung der Geldmittel des Museums anzuheften pflegen, und verbleibe mit besonderer

Hochachtung Ihr ergebenster  
Dr K. Zittel

## 30. Januar 1873, München, Zittel, Quittung, für Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-236-5)

Quittung,  
über siebenzehn Gulden 25 x \_ 17 fl 25 x welche der Unterzeichnete für Frachtauslagen einer Sendung an Herrn Dr. Haast in Christchurch durch Herrn Dr. Otto Finsch in Bremen erhalten zu haben bescheinigt.

München den 30ten Januar 1873  
Dr K. Zittel

49 Kreuzer preußischer Währung.

### 30. Juli 1885, München, Zittel an Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-236-3)

München den 30ten July 1885

Hochgeehrter Herr und Freund!

Ihren werthen Brief vom 3ten März d. J. habe ich vor etwa 3 Wochen erhalten und Erkundigungen bezüglich der Gmsen eingezogen. Es wird keine Schwierigkeiten haben, einige junge Thiere aus unseren Alpen zu erlangen, da der Wildstand gegenwärtig ein sehr starker ist. Am zweckmäßigsten wird es sein, wenn sich die neuseeländische Regierung officiell an das Kgl Bayerische Staats Ministerium der Finanzen od. des Äußern wendet. Die Fortstverwaltung wird sich dann der Sache annehmen, wie mir der betr. Ministerium Referent mittheilte.

Wenn Sie im künftigen Sommer [2] nach Europa kommen, hoffe ich das Vergnügen zu haben, Sie auch in München begrüßen und Ihnen die Schätze unseres Museums zeigen zu dürfen. In Wien werden Sie freilich den trefflichen Hochstetter nicht mehr finden, aber in Fr. v. Hauer, seinem Nachfolger einen hervorragend u. liebenswürdigen Mann kennen lernen.

Ihre freundlichen Worte über mein Handbuch haben mir große Freude bereitet. Es ist ein befriedigendes Gefühl zu erfahren, daß das Buch schon bis zu den Antipoden gedrungen ist und dort einigen Nützen stiftet.

Genehmigen Sie die Versicherung vorzüglichster Hochachtung,

Ihres ergebensten  
Dr. v. Zittel

#### Anmerkung:

Was die Gämse betrifft, so ist im Zuge der gegenständlichen Arbeit nicht verifiziert worden, ob und inwieweit hier Kontakte mit Bayern aufgenommen worden waren. Vielmehr kann gezeigt werden, dass ab 1907, also mehr als 20 Jahre nach dem Schreiben, österreichische Gämse erfolgreich angesiedelt werden konnten.

Die Ansiedlung der österreichischen Gämse in Neuseeland basiert auf einer Tauschsendung, wie der „Wiener Zeitung“ vom 6. März 1907 (Seite 20) zu entnehmen ist: „Bekanntlich hat die neuseeländische Regierung im Austausch gegen die Gmsen, mit denen der interessante Versuch einer Akklimatisation auf den Alpen Neuseelands gemacht werden soll dem Schönbrunner Tiergarten eine Reihe wertvoller Arten der eigentümlich im Aussterben begriffenen Inselfauna übersendet. Darunter sind Kiwis, Maori-Hühner, Nestorpapageien und die merkwürdigen Brückenechsen, die letzten Repräsentanten der großen Saurier, die in früheren Erdperioden lebten.“

Über den erfolgreichen Transport schreibt das „Linzer Volksblatt“ (29. März 1907): „Die Ankunft der Gmsen in Neuseeland erfolgte einem Berichte der „Times“ aus Wellington, der Gouvernmentstadt von Neusseland,

am 14. März. Wie schon berichtet, spendete unser Kaiser dem König von England der englischen Kolonialregierung Gmsen. Hingegen kamen aus Neuseeland Eidechsen, Papageien und andere seltene Tiere für die Menagerie in Schönbrunn. [...] Der Transport bestand aus 8 Gmsen, [...]. Am 14. Jänner wurden die Gmsen fortgeschickt, brauchten also 60 Tage und nicht, wie man anfangs meinte, 45 Tage nach Neuseeland in Australien.“

Es sollte einige Jahre später zu einem weiteren Gämseimport kommen: „(Steirische Gmsen in Neuseeland.) Anfang dieses Jahres ist, wie berichtet worden, eine Sendung lebender Gmsen aus dem Neuberger Hofjagdrevier nach Neuseeland als Geschenk Sr. Majestät des Kaisers für die dortige Regierung abgegangen. Der Transport bestand aus einem Bock und zwei Geißen im Alter von zwei bis vier Jahren. Die Tiere wurden in Fiume eingeschifft, zugleich wurden ausreichende Vorräte an Bergheu, Kraftzwieback u. s. w. als Futter mitgenommen. Anfang März ist nun diese Sendung, den Berichten australischer Blätter zufolge, in ziemlich schlechtem Zustand in Melbourne gelandet worden, nachdem eine Geiß auf der Fahrt eingegangen war. Daraufhin wurde beschlossen, die zwei lebend angekommenen Gmsen zwei Monate im Tiergarten von Melbourne einzustellen, damit sie sich von der Überfahrt erholen und wieder kräftigen. Wie erinnerlich, wurden im Jahre 1906 zum ersten Male junge Gmsen aus den Hofjagdrevieren Neuberger, Goisern und Ebensee nach Neuseeland geschickt, um in den dortigen Gebirgen in Freiheit gesetzt zu werden. Bis zum Frühjahr 1912 fehlte jede Nachricht über das Schicksal der Tiere, nunmehr hat man die Gewißheit, daß sie nicht nur am Leben geblieben sind, sondern sich auch in der neuseeländischen Hochgebirgswelt vermehrt haben. Die neue Gämse sendung ist bestimmt, den importierten Bestand der Edeltiere auf Neuseeland zu stärken. Die neuseeländische Regierung hatte seinerzeit auf die erste Gämse sendung hin, die aus zwei Böcken und sechs Geißen bestand, der Menagerie in Schönbrunn als Gegengeschenk einige seltene Tiere der Inselfauna, so namentlich Kiwis, übermittelt.“ („Wiener Zeitung“, 6. Mai 1914).

Mehr als 20 Jahre nach der Ankunft der ersten Gämse konnte deren Ansiedlung als erfolgreich bezeichnet werden: „Es ist bemerkenswert, daß die als Geschenk des Kaisers Franz Josef an die neuseeländische Regierung aus dem Salzkammergut (Höllengebirge) nach Neuseeland gesandten 12 Gmsen sich überaus günstig eingelebt und vermehrt haben und heute dort ein geschätztes Jagdwild sind.“ („Reichspost“, 23. Oktober 1927).

### Dank

Der Dank der Autoren gilt CHRISTIAN CERMAK (Wien) für das Lektorat, MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER (Wien) für die Bild(nach)bearbeitungen und der „Alexander Turnbull Library“ in Wellington (Neuseeland).

## Literatur

- BACHL-HOFMANN, C. (1999): Die Geologische Reichsanstalt von 1849 bis zum Ende des Ersten Weltkriegs. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 55–76, Wien (Böhlau).
- BERICHT HAIDINGER-FEIER (1865): Bericht über die Haidinger-Feier am 5. Februar 1865. – 45 S., Wien (Braumüller).
- BEU, A.G., NOLDEN, S. & DARRAGH, T.A. (2012). Revision of New Zealand Cenozoic fossil Mollusca described by Zittel (1865) based on Hochstetter's collections from the Novara Expedition. – Memoir **43** of the Association of Australasian Palaeontologists, 69 S., Canberra.
- BICKERTON, A.W. (1884): Biographical Notices: Julius von Haast. – New Zealand Journal of Science, **2/3**, 112–116, Dunedin (Wilkie).
- ETTINGSHAUSEN, C. (1858): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora von Sotzka in Untersteiermark. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **28**, 471–567, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1870a): Ueber die fossile Flora von Sagor in Krain. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 3–4, Wien (Braumüller).
- ETTINGSHAUSEN, C. (1870b) Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora von Radoboj. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **61**, 829–906, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1872): Die fossile Flora von Sagor in Krain: I. Theil enthaltend die Acotyledonen, Gymnospermen, Monocotyledonen und Apetalen. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **32**, 159–202, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1874): Die genetische Gliederung der Flora Australiens. – Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **11**, 217–220, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1877): Die fossile Flora von Sagor in Krain: II. Theil. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **37**, 161–216, 17 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1878): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora von Parschlag in Steiermark: I. Blattpilze und Moose. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **38**, 81–92, 5 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1883a): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora Australiens. – Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **20**, 31–33, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1883b): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora Australiens (Auszug aus einer für die Denkschriften bestimmten Abhandlung). – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **87**, 80–84, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1883c): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora Australiens. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **47**, 101–148, 7 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1883d): Über die genetische Gliederung der Flora Neuseelands. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **88**, 953–977, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1885): Die fossile Flora von Sagor in Krain: III. Theil und Schluss. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **50**, 1–56, 5 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1886): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora Australiens: II. Folge. – Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **23**, 177–178, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1887a): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora Australiens: Zweite Folge. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **53**, 81–142, 8 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1887b): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora Neuseelands. – Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **24**, 1–3, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1887c): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora Neuseelands (Auszug aus einer für die Denkschriften bestimmten Abhandlung). – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **95**, 5–7, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1887d): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora Neuseelands. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **53**, 143–192, 9 Tafeln, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. (1890): Contributions to the Knowledge of the Fossil Flora of New Zealand. – Transactions and Proceedings of the New Zealand Institute, **23**, 237–310, 9 Tafeln, Wellington.
- FLÜGEL, E. (1959): Statement concerning the types and figured originals from the collections of the Novara expedition in the custody of the geological-paleontological section of the Museum of Natural History, Vienna, Austria. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **2**, 26–45, Wellington.
- FOETTERLE, F. (Red.) (1863): Mittheilungen der Kaiserlich-Königlichen Geographischen Gesellschaft, **7/XXVI**, 139 S., Wien (Geitler).
- HAAST, H.F. (1948): The Life and Times of Sir Julius von Haast: Explorer, Geologist, Museum Builder. – XXI + 1142 S., 4 Karten, Wellington.
- HAAST, J. (1861): Report of a Topographical and Geological Exploration of the Western Districts of the Nelson Province, New Zealand. – VIII + 150 S., Nelson.
- HAAST, J. (1862): Notes on the Geology of the Province of Canterbury. – Government Gazette, Province of Canterbury, **9/18**, 121–131, Christchurch.
- HAAST, J. (1864a): Report on the Formation of the Canterbury Plains: Session XXII-1864. – 63 S., 5 Tafeln, 1 Karte, Christchurch.
- HAAST, J. (1864b): Report on the Geological Survey of the Province of Canterbury: Session XXII-1864. – 31 S., Christchurch.
- HAAST, J. (1867): Ueber Moa-Reste aus Neuseeland: (Aus einem Schreiben de dato Christchurch 4. October). – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1867**, 375, Wien (Braumüller).
- HAAST, J. (1869): Saurier in der Tertiärformation Neuseelands: (Aus einem Schreiben an Herrn Dir. v. Hauer ddo. Canterbury-Museum 2. Sept. 1869). – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1869**, 350–351, Wien (Braumüller).
- HAAST, J. (1870a): Notizen aus Neuseeland: (Aus einem Schreiben an Herrn Director v. Hauer ddo. Glück auf bei Christchurch 18. März 1870). – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 157–158, Wien (Braumüller).
- HAAST, J. (1870b): Geologisches aus Neuseeland: (Aus einem Schreiben an Herrn Dir. v. Hauer de dato Glückauf, 30. Juli 1870). – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 246–247, Wien (Braumüller).
- HAAST, J. (1874): Vorkommen von Brachiopoden an den Küsten von Neu-Seeland: (Aus einem Briefe an Herrn Hofrath v. Hauer). – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1874**, 253–255, Wien (Braumüller).

- HAAST, J. (1886): Notes on the Age and Subdivision of the Sedimentary Rocks in the Canterbury Mountains, based upon the Palaeontological Researches of Professor Dr. C. Baron von Ettingshausen in Gratz (Austria). – Transactions and Proceedings of the New Zealand Institute, **19**, 449–451, Wellington.
- HAIDINGER, W. (1859): Die Meteoriten des k. k. Hof-Mineralien-Cabinetes am 7. Jänner 1859, chronologisch geordnet. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**, 21–26, Wien.
- HAIDINGER, W. (1862). Die Meteoritensammlung des k. k. Hof-Mineralien-Cabinetes am 30. Mai 1861. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, II. Abtheilung, **44**, 31–32, Wien.
- HAIDINGER, W. (1866a): Der Meteorsteinfall am 9. Juni 1866 bei Knyahinya nächst Nagy-Berezna im Ungher Comitate. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, II. Abtheilung, **54**, 200–205, Wien.
- HAIDINGER, W. (1866b): Der Meteorsteinfall am 9. Juni 1866 bei Knyahinya: (Zweiter Bericht). – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, II. Abtheilung, **54**, 475–522, Wien.
- HAUER, F. (1865): Die Haidinger-Feier am 5. Februar. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1865**, 22–29, Wien (Braumüller).
- HAUER, F. & STACHE, G. (1863): Geologie Siebenbürgens nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt und literarischen Hilfsmitteln. – X + 336 S., Wien (Braumüller).
- HOCHSTETTER, F. (1861): Die ausgestorbenen Riesenvögel von Neuseeland. – Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, **1**, 213–246, Wien (Gerold).
- HOCHSTETTER, F. (1863): Neu Seeland. – XX + 555 S., 15 Tafeln, 2 Karten, Stuttgart (Cotta).
- HOCHSTETTER, F. (1864): Reise der Österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wüllerstorff-Urbair: Geologischer Theil 1. Band, 1. Abtheilung: Geologie von Neu-Seeland. – XLVII + 274 S., 11 Tafeln, Wien (k. k. Hof- und Staatsdruckerei).
- HOCHSTETTER, F. (1867): Neue Funde von Moaresten und eines riesigen Wallfisch-Skelettes auf Neu-Seeland. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1867**, 76, Wien (Braumüller).
- HOCHSTETTER, F. (1868): Die neuen Moa-Skelette im Provinzial-Museum zu Christchurch in Neuseeland. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1868**, 67–69, Wien (Braumüller).
- HOERNES, R. (1897): Zur Erinnerung an Constantin Freiherrn von Ettingshausen. – Mittheilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **34**, 78–106, Graz.
- JOHNSTON, M. & NOLDEN, S. (2011): Travels of Hochstetter and Haast in New Zealand 1858–60. – 336 S., Nelson (Nikau Press).
- JOHNSTON, M. & NOLDEN, S. (2014): Hochstetter's First Nelson Diary: 27 July – 5 September 1859. – 122 S., Geoscience Society of New Zealand, Wellington.
- JOHNSTON, M., NOLDEN, S. & HOKE, L. (2012). Hochstetter's Nelson Diary: 6 September – 2 October 1859 and Dun Mountain Report. – 68 S., Geoscience Society of New Zealand, Wellington.
- LIPOLD, M. (1862): Die geologische Karte von Böhmen, ausgeführt durch die k. k. geologische Reichsanstalt in Wien, in der Sitzung am 22. September 1862 der I. Section der 37. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Karlsbad vorgelegt. – 20. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte, Karlsbad.
- MALING, P.B. (1962): The Philosophical Institute of Canterbury: a Survey of the First Hundred Years. – 6 S., Christchurch (The Press).
- MAYR, H. (1989): Karl Alfred von Zittel zum 150jährigen Geburtstag (25.9.1839–5.1.1904). – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **29**, 7–51, München.
- NOLDEN, S. (2006/2007): Ferdinand Hochstetter (1829–1884) und die Novara-Expedition in Neuseeland. – Mitteilungen der Anthropologischen Gesellschaft in Wien, **136/137**, 15–30, Wien.
- NOLDEN, S. (2007): The Letters of Ferdinand von Hochstetter to Julius von Haast: an annotated scholarly edition. – 500 S., Auckland.
- NOLDEN, S. (2012): Ferdinand Hochstetter: Allein bei den Antipoden! – In: MÜCKLER, H. (Hrsg.): Österreicher in der Südsee: Forscher, Reisende, Auswanderer, 127–148, Wien (Lit Verlag).
- NOLDEN, S. (2013): The Letters of Ferdinand von Hochstetter to Julius von Haast. – Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication, Nr. **133K**, 233 S., Wellington.
- REED, A.W. (2010): Place Names of New Zealand (3<sup>rd</sup> ed.). – 502 S., Auckland (Raupo Books).
- STACHE, G. (1864): Die Foraminiferen der tertiären Mergel des Whaingaroa-Hafens (Provinz Auckland). – In: UNGER, F., ZITTEL, K., SUESS, E., KARRER, F., STOLICZKA, F., STACHE, G., JÄGER, G., HOCHSTETTER, F. (Red.), HÖRNES, M. (Red.) & HAUER, F. (Red.): Reise der Österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wüllerstorff-Urbair: Geologischer Theil 1. Band, 2. Abtheilung: Paläontologie von Neu-Seeland: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora und Fauna der Provinzen Auckland und Nelson, 159–304, Wien (k. k. Hof- und Staatsdruckerei).
- STOLICZKA, F. (1864): Fossile Bryozoen aus dem tertiären Grünsande der Orakei-Bay bei Auckland. – In: UNGER, F., ZITTEL, K., SUESS, E., KARRER, F., STOLICZKA, F., STACHE, G., JÄGER, G., HOCHSTETTER, F. (Red.), HÖRNES, M. (Red.) & HAUER, F. (Red.): Reise der österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wüllerstorff-Urbair, Geologischer Theil 1. Band, 2. Abtheilung, Paläontologie von Neu-Seeland. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora und Fauna der Provinzen Auckland und Nelson, 87–158, 4 Tafeln, Wien (k. k. Hof- und Staatsdruckerei).
- VACEK, M. (1899): Franz Ritter von Hauer. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1899**, 119–126, Wien.
- ZITTEL, K., HAUER, F. [Beitr.] & SUESS, E. [Beitr.] (1864): Fossile Mollusken und Echinodermen aus Neu-Seeland. – In: UNGER, F., ZITTEL, K., SUESS, E., KARRER, F., STOLICZKA, F., STACHE, G., JÄGER, G., HOCHSTETTER, F. (Red.), HÖRNES, M. (Red.) & HAUER, F. (Red.): Reise der Österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wüllerstorff-Urbair: Geologischer Theil 1. Band, 2. Abtheilung: Paläontologie von Neu-Seeland: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora und Fauna der Provinzen Auckland und Nelson, 17–68, 10 Tafeln, Wien (k. k. Hof- und Staatsdruckerei).

## Die Korrespondenz von Eduard Suess mit Julius von Haast in Neuseeland

SASCHA NOLDEN<sup>1</sup>, THOMAS HOFMANN<sup>2</sup> & RICHARD LEIN<sup>3</sup>

7 Abbildungen

*Julius von Haast*  
*Eduard Suess*  
*Korrespondenz*  
*Universität Wien*  
*Moa-Skelett*  
*„Antlitz der Erde“*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	73
Abstract .....	74
Einleitung .....	74
Die Briefe .....	75
9. September 1880 .....	75
19. Januar 1881 .....	76
18. September 1881 .....	76
8. Februar 1882 .....	78
19. Februar 1882 .....	78
25. Juli 1882 .....	79
1. November 1882 .....	81
17. September 1883 .....	81
30. November 1884 .....	82
Ausblick .....	83
Dank .....	84
Literatur .....	84
Archivunterlagen .....	84

### Zusammenfassung

Acht Briefe von Eduard Suess aus Wien, Budapest und Marz an Julius von Haast in Neuseeland der Jahre 1881 bis 1884, bzw. ein Schreiben von Haast an Suess aus dem Jahr 1880 geben Einblick in die Arbeitsweise von Suess. Dies steht im unmittelbaren Kontext zur Entstehung seines dreibändigen Werkes „Das Antlitz der Erde“, wie auch in Hinblick auf den Aufbau einer wissenschaftlichen Sammlung des Institutes für Geologie am neuen Standort der Universität Wien an der Wiener Ringstraße. Suess war neben geologischer Fachliteratur aus Neuseeland vor allem an fossilen Moa-Resten, über die Haast verfügte, interessiert; Haast wiederum suchte den Kontakt mit Wissenschaftlern aus der „Alten Welt“.

<sup>1</sup> SASCHA NOLDEN: Research Librarian, Alexander Turnbull Library, National Library of New Zealand, Wellington, New Zealand. sascha.nolden@dia.govt.nz  
<sup>2</sup> THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geologie.ac.at  
<sup>3</sup> RICHARD LEIN: Department for Geodynamics and Sedimentology, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. richard.lein@univie.ac.at

## The correspondence of Eduard Suess with Julius von Haast in New Zealand

### Abstract

A collection of eight letters by Eduard Suess addressed from Vienna, Budapest and Marz to Julius von Haast in Christchurch, New Zealand, in the years 1881 to 1884, preceded by a letter from Haast to Suess from 1880, contribute to documenting an exchange of ideas, observations, specimens and scientific literature between two leading scientists based in Canterbury and Vienna respectively. The correspondence provides an insight into the approach to research adopted by Suess in sourcing information from around the globe, while showcasing another instance of Haast engaging in a lucrative trade in New Zealand natural history specimens, especially skeletal moa remains. The researches by Suess relate directly to the genesis and development of his monumental scientific work *Das Antlitz der Erde* (later published in English as *The Face of the Earth*), and the building and expansion of a geological and palaeontological collection for the Department of Geology at the University of Vienna after its relocation to a new building. Apart from geological publications from New Zealand, Suess was especially interested in moa bones, while Haast in turn was always seeking to grow the collections of Canterbury Museum and maintain his network of contacts with scientists around the world.

### Einleitung

Die hier vorliegenden Briefe von Eduard Suess (1831–1914) sind im Besitz der Alexander Turnbull Library, in der Nationalbibliothek Neuseelands. Sie stammen aus dem Nachlass von Julius von Haast (1822–1887) und decken den Zeitraum von Jänner 1881 bis November 1884 ab. Vorangestellt ist ein Brief von Julius von Haast an Eduard Suess vom September 1880 aus dem Besitz von Stephen Suess, dem Urenkel von Eduard Suess.

Eduard Suess war in diesen Jahren Universitätsprofessor und seit 1867 wirkliches Mitglied der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Diese Phase charakterisierte sein Sohn Franz Eduard Suess (1867–1941) später: „In den achtziger Jahren [= 1880er] begann er sein Hauptwerk, dessen Ausarbeitung den größten Teil seines späteren Lebens in Anspruch nahm.“ (Suess, 1981: 5).

Mit der Vollendung der I. Wiener Hochquellenleitung im Oktober 1873 genoss Suess auch in weiten Kreisen der Wiener Bevölkerung großes Ansehen. Damit fallen diese Briefe in eine Ära vor den großen persönlichen Karriere-schritten von Suess, die wie folgt zu nennen sind: Im September 1888 wurde er zum Rektor der Universität Wien gewählt; an der Akademie der Wissenschaften war er ab 1891 Generalsekretär, ab 1893 Vizepräsident und von 1898 bis 1911 deren Präsident. Was die wissenschaftlichen Werke betrifft, so sind in Suess' Schaffen drei Meilensteine zu nennen. Mit einer geologischen Darstellung Wiens (Suess, 1862) legte er nicht nur den Grundstein für das Bewusstsein, dass die Wasserversorgung Wiens nicht länger durch Hausbrunnen erfolgen könne, sondern schuf damit auch die Grundlage einer modernen Stadtgeologie („urban geology“). Der zweite Meilenstein, „Die Entstehung der Alpen“ (Suess, 1875), ein relativ dünnes Buch (168 Seiten), schloss mit einer globalen Conclusio, in der Suess den Schalenbau der Erde erkannte und Begriffe wie Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und Biosphäre erstmals verwendet, die heute weltweit verbreitet sind. Damit bereitet er in gewisser Weise sein Opus Magnum, das dreibändige Werk „Das Antlitz der Erde“ vor. Der erste Band erschien 1883, der zweite 1888, der dritte 1909. Im Zuge der über 25 Jahre dauernden Arbeiten am „Antlitz der Erde“ pflegte Suess intensive Korrespondenz mit einer Reihe namhafter Geologen rund um den Globus.

Auf der Südhalbkugel war Neuseeland durch Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) im Zuge seiner Erforschungen, die er als Geologe der Novara-Expedition (1857–1859) machte, in den Blickpunkt der Naturwissenschaften gerückt. Hochstetter hatte hier den Geologen Julius von

Haast getroffen und mit ihm gemeinsame Forschungsreisen unternommen. Nach der Abreise Hochstetters im Oktober 1859 pflegte Haast intensive Kontakte zu zahlreichen namhaften Wissenschaftlern in Europa. Hier sei auf die Arbeit von NOLDEN et al. (2016) verwiesen, in der nicht nur ein biografischer Abriss zu Haasts Leben, sondern auch seine Korrespondenz mit Geologen, die Mitglieder der k. k. Geologischen Reichsanstalt waren, bzw. ein Naheverhältnis zu der Institution hatten, dargestellt ist.

Was Haast betrifft, so nimmt Suess im Band 2 seines „Antlitz der Erde“, der sich dem Thema „Die Meere der Erde“ widmet, mehrmals explizit Bezug auf den deutschstämmigen Wissenschaftler in Neuseeland. Im ersten Abschnitt „Widerstreit der Meinungen über die Verschiebungen des Strandes“ (Suess, 1888: 3–41) führt er Haast als „genauen Kenner des trockengelegten Strandes in Neu-Seeland“ an (Suess, 1888: 26) und zitiert hier die Arbeit von HAAST (1879).

Der Abschnitt „Die Umriss des pacifischen Meeres“ (Suess, 1883: 181–255) beginnt mit einer ausführlichen Würdigung der Proponenten der neuseeländischen Geologie: „Neu-Seeland. Seit F. v. Hochstetter's glänzender Darstellung dieser Inselgruppe hat die Kenntniss von ihrem Baue durch die Forschungen von Jul. v. Haast und Hutton und durch die unter J. Hector's Leitung stehende Landesaufnahme sehr wesentliche Fortschritte gemacht. Der Rahmen, welcher mir hier vorgezeichnet ist, gestattet nicht mehr als die Mittheilung der wichtigsten Ergebnisse aus diesen mühevollen Arbeiten, aber ich habe den Vortheil, mich hiebei nicht nur auf die zahlreichen Veröffentlichungen, insbesondere auch auf Hector's geologische Uebersichtskarte, sondern auch auf freundliche Briefe des Hrn. v. Haast und insbesondere auf eine ausführlichere handschriftliche Skizze stützen zu können, welche Capt. Hutton mir zuzusenden die Güte hatte.“ (Suess, 1883: 181). Der hier genannte Sir James Hector (1834–1907), gebürtiger Schotte, erforschte als Geologe ab 1862 Neuseeland. Drei Jahre später, 1865, wurde er zum Direktor des New Zealand Geological Survey ernannt. Frederick Wollaston Hutton (1836–1905), ebenfalls ein englischer Naturwissenschaftler, arbeitet ab 1866 in Neuseeland.

Bei der chronologischen Betrachtung der Briefe zeigt sich, dass Suess Haast im letzten Schreiben am 30. November 1884 mit „Geehrter Herr u. Freund“ anspricht. Zunächst wurde Haast als „Sehr geehrter Herr“, bzw. als „Colleague“ adressiert, dies zeigt die zunehmend engere Verbundenheit. Interessant ist das doppelte Interesse von Suess, zum einen galt es der wissenschaftlichen Literatur, zum anderen auch den fossilen Moa-Resten (= Dinornis).

## Die Briefe

### 9. September 1880, Christchurch, Julius von Haast an Eduard Suess

(Private Nachlasssammlung Stephen Suess, Abb. 1)

Canterbury Museum  
Christchurch N.S. Sept 9 1880

Verehrtester Herr Professor,

Meinen herzlichsten Dank für gütige Übersendung Ihres höchst interessanten Vortrages „Über die vermeintlichen secularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche“ mit dessen Inhalt ich vollständig übereinstimme.

Hoffentlich wird mir bald die Freude zu Theil Ihr größeres Werk über diese wichtige geol. Frage studiren zu können. Sie wissen vielleicht, daß ich seit Jahren ähnliche Ansichten hege & in meinem letzten Werke Geology of Canterbury auf Seite 381 habe ich deren Andeutung gegeben.

Bereits im Jahre 1867 schickte ich einen längeren [2]<sup>1</sup> Aufsatz an einen Freund in London mit der Bitte, denselben entweder der Geol. Gesellschaft einzureichen oder in einer wissenschaftlichen Zeitschrift zu publizieren, in welchem ich die ganze Frage von meinem Standpunkte beleuchte-

te & zu dem Schluß kam, daß die großen Oscillationen des Höhenstandes des Meeres einen großen Einfluß auf die Faunen & Floren gehabt hätten.

Mein Freund legte ihn einem Astronomen vor, welcher ihm bewies, daß so ein Ding unmöglich sey & schickte mir nachher auf meine Bitte den Aufsatz zurück, um im Feuer zu enden.

Ich freue mich nun umso mehr, daß Sie den Gegenstand ihrer Aufmerksamkeit gewürdigt haben & zweifle keinen Augenblick daran, daß Sie Ihren Standpunkt behaupten werden.

Mit Versicherung ausgezeichnete Hochachtung  
Ihr ergebenster  
Julius von Haast

Herrn Professor Eduard Suess  
K. K. Universität  
Vienna Austria.

1 Die jeweils in eckige Klammern gesetzten Zahlen bezeichnen die Seitenzahl der Originalbriefe.

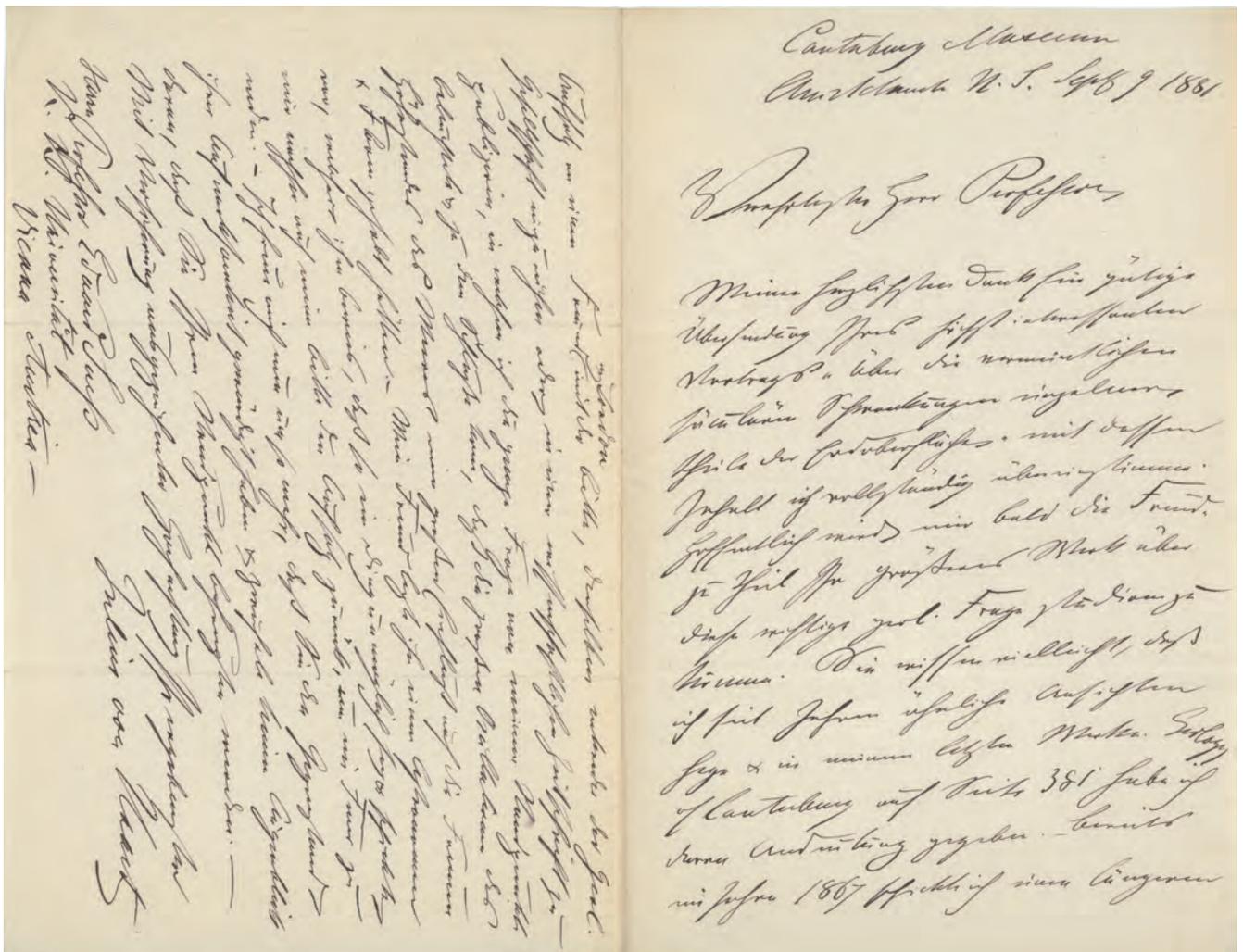


Abb. 1. Brief von Julius von Haast an Eduard Suess, datiert den 9. September 1880 (private Nachlasssammlung Stephen Suess).

## Anmerkungen

Der Vortrag zur erwähnten Arbeit „Über die vermeintlichen secularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche“ fand am Mittwoch den 2. Juni 1880 in der k. k. Geologischen Reichsanstalt statt („Die Presse“, 1. Juni 1880: 10). Die gedruckte Version erschien in den „Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt“ (Suess, 1880).

Der Hinweis betreffend „*Geology of Canterbury auf Seite 381*“ lautet im Original wie folgt: „*It will thus appear heterodox to believe in the level of the sea undergoing, according to changes in the crust of the earth or in, the configuration of the land (not to take cosmical agencies into account), more or less considerable oscillations. However, I am convinced that future researches will tend to prove that such changes have repeatedly taken place, and that the character and distribution of plants and animals have been greatly governed by them.*“ (HAAST, 1879: 381).

## 19. Januar 1881, Wien, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-8)

Wien, 19. Jan. 1881.

Sehr geehrter Herr

Ihr freundlicher Brief und Ihr zustimmendes Urtheil in Betreff meiner Ansicht über Oscillationen des Meeres haben mich um so mehr erfreut, als sie von einem Manne kommen, dessen selbständiges Urtheil hier die verdiente Achtung findet. Ich darf hinzufügen, daß auch von vielen andren Seiten Zustimmungen gekommen sind u. bis zu diesem Augenblick sich noch keine einzige Stimme seither zu [2] Gunsten der älteren Elevations-Theorie erhoben hat. Indem ich also mit der Ausarbeitung des umfangreichen Details vorschreite nehme ich mir die Freiheit, Ihre gütige Unterstützung in Bezug auf Neu Seeland mir zu erbitten. Ich besitze d. h. ich finde in unseren Bibliotheken Hochstetter's ältere Arbeiten, Ihre schöne Geol. of Canterbury u. die Transact. N. Zealand Instit. mit den Arbeiten von Dobson, Thomson, Hector u. J. Stewart. Diese Schriften habe ich benützt, aber es fehlt mir offenbar noch viel, u. insbesondere finde ich in keiner hiesigen Bibliothek Hector, [3] Geol. Survey of N. Z., in welcher namentlich im Report für 76/77 eine auf die Frage der Terrassen bezügliche Arbeit von Cox u. andre wichtige Dinge enthalten sein sollen. Nun würde ich freilich, wenn es nicht allzu unbescheiden wäre, Sie selbst, hoch geehrter Herr, ersuchen, mir etwa im Ausmasse einer Druckseite Ihre wesentlichen Erfahrungen über Terrassen in Neu-Seeland gütigst zuzusenden, aber ich fürchte mit einer solchen Bitte zu weit zu gehen. Jeder Beitrag wird mir sehr willkommen sein. Ich habe ihrer bereits viele aus den entlegensten [4] Regionen durch die Gefälligkeit meiner Freunde erhalten.

Wenn sie mir gestatten wollen, diese Correspondenz fortzuführen, werde ich in einem nächsten Briefe mich anfragen, ob es nicht möglich wäre, im Tausche für hiesige Fossilien oder im Kaufe irgend welche Moa-Reste für die neue Ausstellung unserer Geolog. Sammlungen in dem neuen Universitäts Hause zu erhalten. Für heute nur noch die Frage, ob Sie mein kleines Buch üb. die Entstehung der Alpen

besitzen u. ob ich mir erlauben darf, es Ihnen zuzuschicken. In aller Hochachtung sehr geehrter Herr, Ihr ergebener u. dankbarer

E Suess.

## Anmerkungen

Die erwähnte Arbeit von Samuel Herbert Cox (1850–1920), seines Zeichens Chief Inspector of Mines und Assistant Geologist im Geological Survey Department of New Zealand, die im Report des Neuseeländischen Geologischen Dienstes für [18]76/77 erscheinen sollte, wurde wohl erst im nächsten Report 77/78 publiziert (Suess, 1883: 674).

Mit dem hier angesprochenen „*neuen Universitäts Hause*“ ist das an der Wiener Ringstraße gelegenen Hauptgebäude der Universität Wien (Architekt: Heinrich von Ferstel, 1828–1883) gemeint, dessen Bau 1873 begonnen wurde. Die Übersiedlung vom Standort der alten Universität erfolgte am 26. September 1884. Zu Suess' Rolle schreibt TOLLMANN (1963: 17): „*Ein besonderes Anliegen von E. SUESS war der Aufbau und Ausbau der Lehrsammlung des Institutes, für die er auch aus eigenem größere Beträge aufwendete. Vom Anbeginn an entfaltete er für das Zustandekommen der später so vorbildlichen Sammlung eine enorme Aktivität.*“ Für die Sammlungen standen Suess im neuen Gebäude der Universität „*außer dem Hörsäle 4 große Sammlungssäle und 6 Arbeits- und Doublettenräume*“ (TOLLMANN, 1963: 16f.) zur Verfügung.

James Stewart (1832–1914), Civil Engineer, war seit 1859 in Neuseeland, welcher mit seiner Arbeit über Erhebungen auf sich aufmerksam gemacht haben dürfte.

## 18. September 1881, Wien, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-9, Abb. 2)

Wien, 18. Sept. 1881.

Sehr geehrter Herr

Herzlichen Dank für Ihr gütiges Schreiben. Ich eile sofort zu sagen, daß ich mit großem Vergnügen die Dinornis um £22.25- bis £25- kaufen will, vorausgesetzt nur, daß die Verpackung eine sorgfältige ist. Ich danke Ihnen recht sehr für die gütige Vermittlung und bitte mir gütigst zu sagen, ob ich den Betrag sofort oder [2] erst nach Empfang der Sendung schicken, an wen ich denselben adressieren soll, u. ob es passend ist, etwa einen Bon auf London zu schicken.

Ich hoffe, daß meine Arbeit Sie befriedigen wird; Hr. v. Dechen scheint nicht vollständig begriffen zu haben, um was es sich eigentlich handelt und verwechselt von vorneherein Dislocationen und Terrassen.

Unterdessen ist ziemlich sicher, daß auch Alles was über momentane Erhebung der Küsten in Süd-America seit Darwin geschrie [3] ben worden ist, insbesondere der Fall von Callao, u. Peru und Chile überhaupt, auf Urrthümern beruht, u. daß nur Massen von Sediment, welche die Erdbebenwelle ans Land wirft, Ursache der Täuschung waren. Mag es sich nicht ähnlich mit dem Neuseeländ. Erdbeben

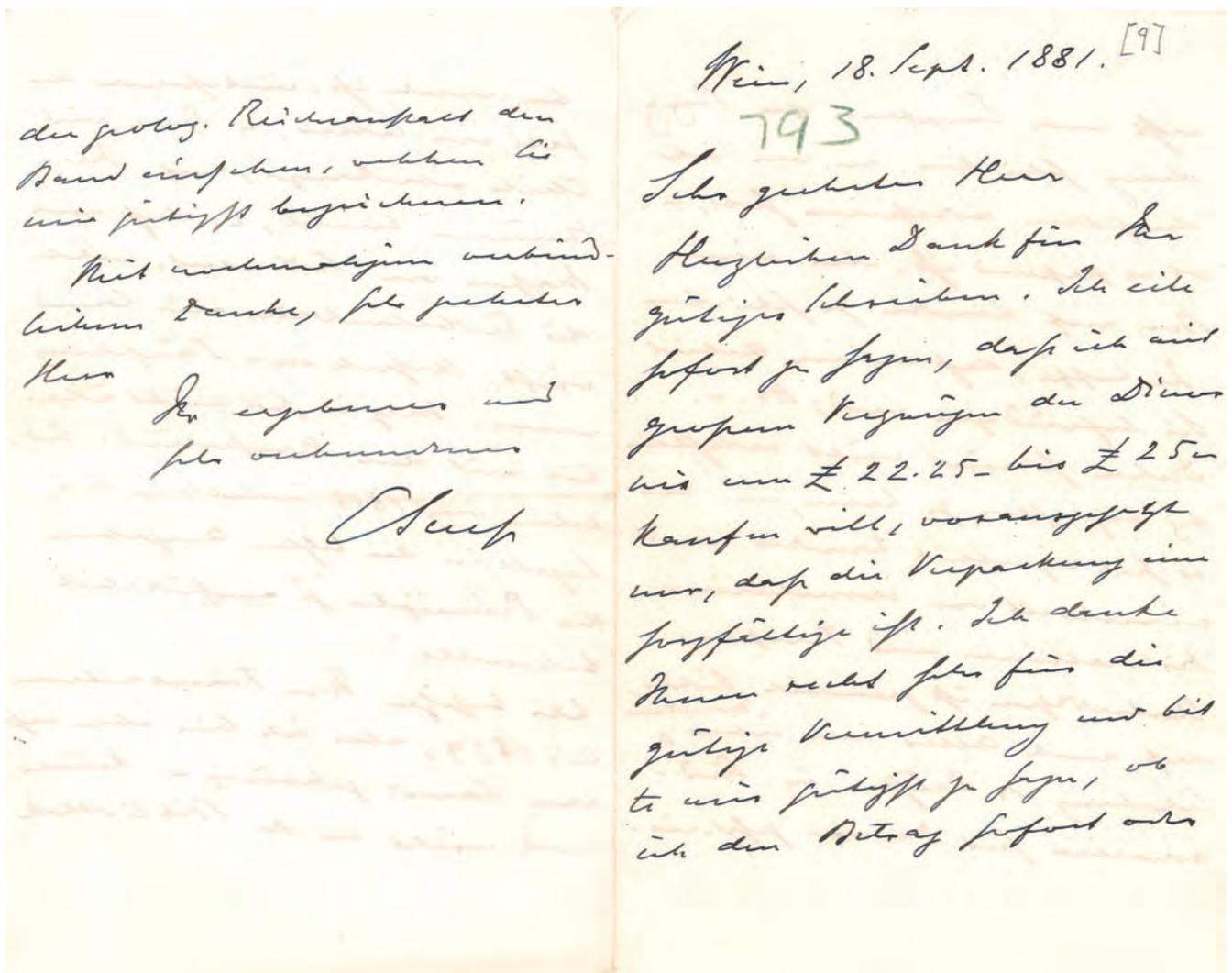


Abb. 2.  
Brief von Eduard Suess an Julius von Haast, datiert den 18. September 1881 (Alexander Turnbull Library).

von 1855 verhalten, das Lyell in den letzten Ausgaben der Principles so ausführlich behandelt?

Wir besitzen Ihre Transactions bis 1879, aber ich bin eben erst vom Lande gekommen u. konnte noch nicht in die Bibliothek [4] der geolog. Reichsanstalt den Band ansehen, welchen Sie mir gütigst bezeichnen.

Mit nochmaligem verbindlichem Danke, sehr geehrter Herr  
Ihr ergebener und sehr verbundener  
E Suess

#### Anmerkungen

Heinrich von Dechen (1800–1889) war von 1834 bis 1841 Professor für Bergbaukunde in Berlin und in Folge Oberberghauptmann in Bonn. In der Sitzung der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Bonn am 8. November 1880 „machte [Dechen] einige Bemerkungen über einen Vortrag, den der berühmte Geologe Ed. Süss am 2. Juni d. J. in der geol. Reichsanstalt in Wien (Verh. d. geol. Reichsanst. 1880 Nr. 11) über die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche gehalten hat[te]“ (DECHEN, 1880). Dieser Literaturhinweis

zeigt, dass die „Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt“ rasch gedruckt und verbreitet wurden und es derart möglich war, auf hier veröffentlichte Vorträge binnen weniger Monate zu reagieren.

Das „Erdbeben von 1855“ war das so genannte Wairarapa-Erdbeben, es ereignete sich am 23. Januar 1855 und hatte nach Richter eine geschätzte Stärke von 8,2. Zur Passage in dem Brief „Lyell in den letzten Ausgaben der Principles“ wäre zu ergänzen, dass es sich in Band II der 10. Auflage der „Principles of Geology“ von LYELL (1868) auf den Seiten 82 bis 88 (mit Figures 101 und 102) eine ausführliche Darstellung findet, auf die wohl Suess Bezug nimmt.

Mit „bin eben erst vom Lande gekommen“ meint Suess, dass er von der Sommerfrische in Márcfalva (damals Ungarn) kam, das Anwesen in Marz (Burgenland) befindet sich nach wie vor im Besitz der Familie Suess.

Über Marz berichtet SUESS (1916: 95): „Manches hat sich in Marz in den letzten Jahrzehnten geändert, weniger durch die versuchte Magyarisierung, als durch die Eisenbahn, durch die allgemeine Wehrpflicht und durch die Anziehungskraft der großen Fabriken in dem benachbarten Teile von Niederösterreich.“

## 8. Februar 1882, Wien, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-10)

Wien, 8. Februar, 1882

Sehr geehrter Herr College

In Folge Ihres freundlichen Schreibens vom 30. Nov. v. J. habe ich sofort an Dr. A. Krantz in Bonn den Betrag von 500 Mk. bezahlt, u. denselben ersucht, Ihnen den Empfang direct zu bestätigen. Sie werden sein Schreiben ziemlich gleichzeitig mit diesen Zeilen empfangen. Ich habe Ihnen nun auf's herzlichste für Ihre vielfache Gefälligkeit zu danken u. sehe mit [2] großer Spannung der Ankunft der Kiste entgegen, über deren Inhalt Sie mir so erfreuliches melden.

Mein Buch geht vorwärts u. sein Umfang ist nur zu sehr unter der Hand gewachsen. Die gütigst durch Dr Hector mitgetheilten Druckschriften sind mir höchst werthvoll gewesen.

Mit erneutem Danke, Geehrter Hr. College  
Ihr sehr verbundener  
E Suess.

### Anmerkungen

Adam August Krantz (1808–1872) war Mineraloge und renommierter Mineralienhändler, der ab 1850 sein Geschäft in Bonn betrieb. Nach dem Ableben des Gründers im Jahr 1872 wurde das *Rheinische Mineralien Comptoir* von dessen Schwiegersohn, Robert Theodor Hoffmann, weitergeführt. Haast stand in regelmäßigem Verkehr mit Bonn, und erwähnt auch in seinem Jahresbericht des Museums für 1882/1883 (HAAST, 1883) unter den hervorragenden Akquisitionen „a number of casts of unique and rare vertebrates and invertebrates were presented by Dr A. Krantz in Bonn“, und so wird oft der Name des Gründers weiterhin mit Bezug auf das Geschäft verwendet.

Mit „*Mein Buch geht vorwärts*“ meint Suess wohl sein dreibändiges Werk „Das Antlitz der Erde“.

## 19. Februar 1882, Wien, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-11)

Wien, 19 Februar 1882

Sehr geehrter Herr College

Ihr eben empfangenes freundliches Schreiben vom 31. Dec. hat sich mit meinem Briefe gekreuzt, der Ihnen die erfolgte Zahlung an Krantz anzeigt.

Vor Allem danke ich recht herzlich für die reiche Sendung u. muß nun den [2] ken, in welcher Form ich Sie am besten zufrieden stellen kann. Ich kann für 1882 auf keinen Fall aus der Dotation meines Museum's über eine so große Summe ansuchen; dieselbe kommt also jedenfalls auf 1883 Rechnung, doch hoffe ich nicht destoweniger die Buchsendung in diesem Jahre veranlassen zu können. Was ich an Mineralien [3] schicken könnte aus unseren Doubletten, würde hinter diesem Werthe zu sehr zurückbleiben. Ich hoffe Ihnen aber für Ihr technolog. Museum von hier sehr gute Sachen schaffen zu können u. werde hierüber nächstens schreiben. In dieser Richtung möchte ich um nähere Präcisirung Ihrer Wünsche bitten, z. B. ob u. welche Kunst Industrie [4] ob Gewebe, ob Muster für Rohrgeflecht, ob Serien architektonisch gewählter Photographien, ob Vorlagen für einzelne Gewerbe oder was überhaupt insbesondere erwünscht ist. Ich möchte da wohl Gutes zu bieten suchen.

Mit nochmaligem Gruß u. Dank, sehr geehrter Herr College, Ihr ganz ergebener

E Suess.

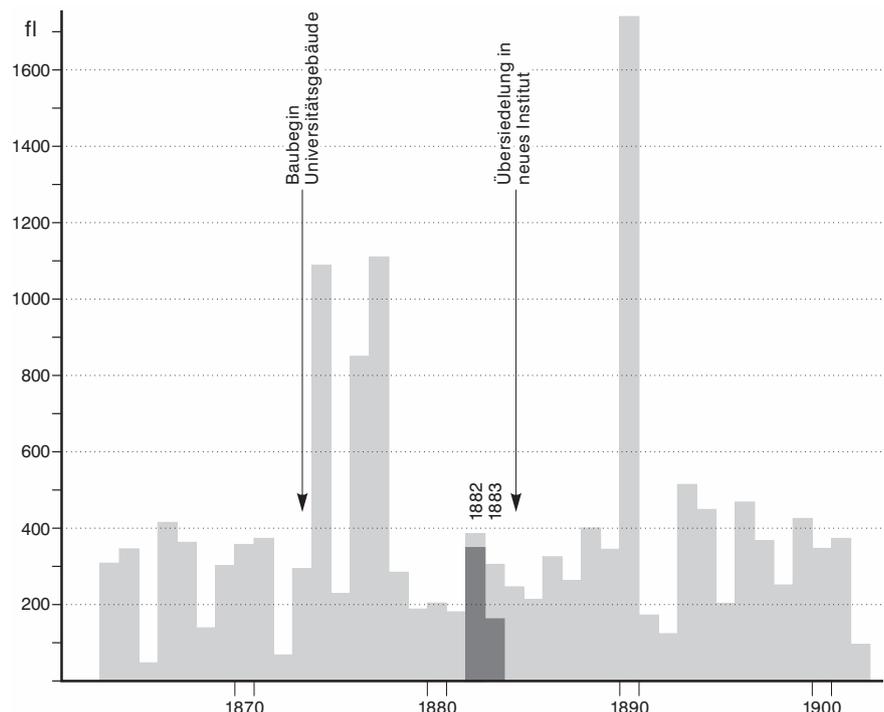


Abb. 3.  
Die Ausgaben (Gulden, fl.) für das Museum des Geologischen Institutes der Universität Wien betragen im Schnitt zwischen 300 und 400 Gulden pro Jahr. In den Jahren 1882 und 1883 sind die Beträge für den Ankauf von Dinornis-Skeletten dunkel gefärbt.

## Anmerkungen

Betreffend „*Dotation meines Museum's*“ gilt es zu bemerken, dass unmittelbar nach der Gründung des Geologischen Institutes (1862) Eduard Suess mit großem Elan und Weitblick den Aufbau einer Lehrsammlung in Angriff nahm. Für dazu benötigte Anschaffungen standen ihm jährlich ca. 300 bis 400 Gulden (fl.) zur Verfügung (Abb. 3). Trotz dieser eher bescheidenen Dotation konnte durch zusätzliche Schenkungen, eigene Aufsammlungen im Gelände und reger Tauschätigkeit die Sammlung rasch auf ein respektables Niveau angehoben werden. Mit der Übersiedlung des Institutes aus den beengten Räumlichkeiten der Alten Universität im Stubenviertel (Bereich Dr. Ignaz-Seipel-Platz, Sonnenfelsgasse 19) in die großzügig bemessenen Raumfluchten des neu errichteten Prachtbaues der Universität am Ring war der Aufbau einer repräsentativen Schausammlung vorrangiges Ziel. Hier waren auch im Gedenken an verstorbene Geologen großformatige Gedenktafeln (Epitaphe) ausgestellt (LEIN, 2014). Auf die Erwerbung großformatiger Objekte wurde großer Wert gelegt. Für diese Anschaffungen standen fallweise auch größere Geldmittel zur Verfügung (Abb. 3).

Zum Zeitpunkt des von Suess angestrebten Ankaufs der Riesenvogel-Skelette war der Ausgabenrahmen zu gering, sodass Suess die Ankaufssumme seiner Bestellung auf zwei Rechnungsjahre aufteilen musste. Im Inventarbuch des Geologischen Institutes, Band 3 (1882–1890) ist demnach zunächst für das Jahr 1882 der um 293 fl. 25 kr. getätigte Erwerb eines *Dinornis*-Skelettes aus Neuseeland vermerkt („*Kauf von Prof. J. Haast in Christchurch auf Neuseeland*“, Inventarnummer 1882/III/1). Im Folgejahr ist dann der Rest des Suess zugegangenen Materials unter der Bezeichnung „*Moa-Reste von Neuseeland*“ (Inventarnummer 1883/VII/1-12; Kaufsumme 139 fl. 82 kr.) eingetragen. Ein Teil dieses reichhaltigen Materials wurde als Tauschmaterial für Säugetierreste aus Frankreich eingesetzt, welche unter der Folgenummer 1883/VIII/1-11 im Inventarbuch vermerkt sind. Diesbezüglich war Suess in Kontakt mit Prof. Antoine-Fortuné Marion (1846–1900), einem französischen Naturforscher, der in Marseille gelehrt hat.

Das *technolog. Museum* war eine der vier Hauptabteilungen in Haasts Canterbury Museum.

Abb. 4.  
Das von Eduard Suess gekaufte *Dinornis*-Skelett im Geozentrum der Universität Wien.

## 25. Juli 1882, Marz, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-12)

Marz, Oedenburger Comitatz  
Ungarn, 25. Juli, 82.

Sehr geehrter Herr

Ich war von Wien abwesend, als Ihre Kiste ankam. Ich kann heute melden, dass Alles sich im besten Zustand befand u. ich sehr erfreut bin über die inhaltsreiche Sendung, wenn ich auch nicht in der Lage sein werde, alle Stücke für mich selbst zu behalten, sondern Einiges, namentlich an unser Museum [2] für vergleichende Anatomie abgeben werde. Die beiden Füße von *Din.* [= *Dinornis*] *elephantopus* werden in meiner Abwesenheit bereits montirt, das schöne erste Skelett erst wenn ich zurück komme. Der Opal wurde bereits geschnitten u. eines der Stücke aus demselben soll recht hübsch ausgefallen sein. Sie werden mir erlauben, wenn derselbe in einfacher Fassung wie Sie es wünschen, doch [3] auf meine Rechnung, herrichten zu lassen.



Zu diesem Zwecke muß ich aber erst das geschnittene Stück sehen. Sie haben die übersandten Knochen auf £40-geschätzt; ich erlaube mir nun die Anfrage, ob es nicht das Einfachste wäre, wenn ich Ihnen diesen Betrag bei Krantz in Bonn oder sonstwo anweisen liesse u. Sie selbst etwa aus Kranz's Catalogen [4] für Sich auswählen wollten, was Ihnen am Besten entspricht. Ich könnte sonst leicht Dinge anschaffen, welche Sie schon besitzen. Der Betrag wird Anfangs Januar in irgend einer gewünschten Form zu Ihrer Verfügung sein. Einstweilen, sehr geehrter Herr, wiederhole ich meinen herzlichsten Dank für die schöne Sendung und verbleibe ich, mit vielen Grüßen

Ihr ganz ergebener

E Suess

Nächste Woche bin ich wieder in Wien.

### Anmerkungen

Der Absendeort „Marz“ zeigt einmal mehr, dass Suess auf seinem Landsitz auch seine Arbeit und Korrespondenz fortsetzte.

Mit „unser Museum“ meint Suess die Sammlungen des Geologischen Institutes, bzw. der ursprüngliche Name des Geologischen Institutes lautete viele Jahre hindurch auch „Geologisches Museum“. Diese Bezeichnung entsprach

in hohem Maße den realen Verhältnissen, denn das Institut verfügte neben den repräsentativen Sammlungssälen kaum über eigene Arbeitsräume für das Personal, noch über Laboratorien.

Im Gegensatz dazu ist das 1850 von dem Anatomen Joseph Hyrtl (1810–1894) gegründete „Museum für vergleichende Anatomie“ zu sehen, das der medizinischen Fakultät zugerechnet wird.

Betreffend „das schöne erste Skelett erst wenn ich zurück komme“ ist zu bemerken, dass ein Dinornis-Skelett (Abb. 4) im frei zugänglichen Bereich des Geo- und Pharmazentrums (Universitätszentrum Althanstraße II, [UZA II]) ausgestellt ist, auch hier ist anzunehmen, dass es sich um das eben hier erwähnte Objekt handelt.

Zu „Der Opal wurde bereits geschnitten“ findet sich im Verrechnungsbuch des Institutes für Geologie (Abb. 5) nach dem 18. Juni 1882 der Eintrag „Opalschliff“ und die Ausgabe von zwei Gulden. Dass es sich hier um jenen Opal für Haast handelt, steht wohl außer Zweifel.

Der Vermerk „auf meine Rechnung“ zeigt einmal mehr, dass Suess es verstand, mit der Eleganz eines Gentleman, indem er die Frau von Haast beschenkte, die Gunst von Haast zu erwerben mit dem Ziel, Informationen und Literatur von ihm und über Neuseeland zu erhalten.

1882 Einnahmen		1882 Ausg.	
28/6	Rest . . . . .	1	14
10/7	Einnahme . . . . .	<del>50</del>	—
7	„ . . . . .	25	—
14/7	„ . . . . .	5	—
	Einn. . . . .	31	14
	Ausg. . . . .	28	10
	Resto Einn. . . . .	3	04
28/6	Porto an ad. Suess	—	30
	„ - P. Wäcker	—	10
4/7	Drabl		12
7	Pappwecke		20
7/7	austral. Kiste		48
10/7	große Converte		50
10/7	2 Poststücke		4
	1 „		5
	Sicjellack		8
11/7	Reinigung Sockel	23	26
12/7	Mrs & Damon	—	10
7	„ „ Marion	—	10
18.	Porto Mary	—	18
	Regleitstein	—	6
	Packpapier	—	12
	Daron Czörnig (Saguel)	—	33
	Tayblatt		16
	Opalschliff . . . . .	2	—
		28	10

Abb. 5. Verrechnungsbuch des Institutes für Geologie mit einem Eintrag von zwei Gulden für „Opalschliff“.

## 1. November 1882, Budapest, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-13)

Budapesth, 1. Nov. 1882

Sehr geehrter Herr

Seit einer Woche von Wien abwesend, habe ich doch den Auftrag zurück gelassen, Ihnen die geschnittenen Opale u. den nach Ihrem Wunsche gefassten Ring pr. Post zu übersenden.

Mein Assistent meldet mir soeben, dass die Expedition erfolgt sei, und [2] ich hoffe, daß Sie die Sendung in guter Ordnung erhalten u. mit dem Ringe zufrieden sein werden. Ferner erlaube ich mir anzuzeigen, dass im Laufe des Monats Januar, der Verabredung gemäß, für Sie hier £40- für die Moa-Reste verfügbar sein werden. Ich bitte mir zu sagen, ob ich Ihnen den Betrag übersenden, oder z. B. bei Krantz in Bonn gutschreiben lassen soll. Wenn Ihre hochgeehrte Frau Gemahlin den Ring trägt, wird Sie, hoffe ich, in dem Stein erinnert werden an die reichen Produkte des Lands, welches Ihrem Gemahl so viel verdankt, u. die bescheidene Fassung mag Ihr ein geringes Zeichen der Hochachtung sein, mit welcher Ihr Mann in allen [4] wissenschaftlichen Kreisen Europa's genannt wird.

Mit vielen Grüßen, geehrter Herr, Ihr ganz ergebener

E Suess.

### Anmerkungen

Auffallend ist „Budapest“ als Ort des Absenders. Der Tageszeitung „Die Presse“ vom 7. November 1882 (Seite 2) ist zu entnehmen, dass der Abgeordnete Suess aus politischen Gründen eigens aus Budapest angereist war, um vor der Wiederwahl des Abgeordneten Dr. Ferdinand Kronawetters (1838–1913) zu warnen.

Die „Frau Gemahlin“ ist Haasts zweite Ehefrau, Lady Mary Ann von Haast (1844–1913), geborene Dobson (NOLDEN et al., 2016: Abb. 1).

Mit „Mein Assistent“ ist Leo Burgerstein (1853–1928) gemeint, der von 1877 bis zum Ende des Sommersemesters 1882 Suess als Assistent zur Verfügung stand, den er z.T. auch auf dessen wissenschaftlichen Reisen begleitete. Trotz seiner erfolgreichen Tätigkeit als Geologe, welche in zahlreichen Publikationen ihren Niederschlag fand, wechselte Burgerstein 1882 in den Schuldienst. Als Fachmann für schulhygienische Fragen habilitierte er sich (1906) und hielt bis 1927 zu dieser Thematik eine für Lehramtsstudenten verpflichtend vorgeschriebene Vorlesung. Unter Burgersteins Aufsicht wurde der in den Briefen und im Verrechnungsbuch erwähnte Opal geschnitten und die Produkte seiner weiteren Verarbeitung (Ring) an Haast zurückgeschickt. Auf Burgerstein folgte nach dessen Abgang Franz Wähner (1856–1932), der diesen Posten von 1882 bis 1885 innehatte, dann ins k. k. Naturhistorische Hofmuseum wechselte, bis er schließlich 1901 als ordentlicher Professor nach Prag berufen wurde, wo er bis zu seiner Pensionierung (1926) wirkte.

Zum Passus „dass die Expedition erfolgt sei“ findet sich in einem Verrechnungsbuch des Geologischen Institutes, welches Ausgaben des Institutes zwischen 1881 und 1885

zum Inhalt hat, mit Datum 25.10.1882 folgende Posten eingetragen: „Sendung an J.v.Haast (Neuseeland) 11 fl. 56 kr., Begleitschein (Haast) 6 kr., Wichsleinwand (Haast) 15 kr., Kistchen (Haast) 10 kr.“

## 17. September 1883, Wien, Eduard Suess an Julius von Haast

(Alexander Turnbull Library, MS-Papers-0037-225-14)

Wien, 17. Sept. 1883

Sehr geehrter Herr

Ich bin durch längere Zeit im Hochgebirge gewesen und Ihre gütigen letzten Zeilen sind mir daher erst jetzt zugekommen. Die Zahlung wurde Seinerzeit nach Ihrem Wunsche an Lochmann in Schkeuditz geleistet und ich lege eine Abschrift [2] seiner Bestätigung hier bei. Ich muß voraussetzen dass der Brief, in welchem ich Ihnen diess anzeigte, verloren gegangen ist. Die Bestätigung Lochmann's ist, wie Sie ersehen wollen, vom 7. Februar l. J. datirt und ich würde Ihnen das Original einsenden, wenn ich dasselbe nicht am Schluß dieses Jahres der Rechnungsbehörde vorlegen müßte. Ich bitte mir gütigst zu sagen, ob Lochmann Anstand erhebt oder ob Ihre Zweifel an der geleisteten Zahlung nur am Mangel an Nachrichten entstanden sind. Für den ersten Fall, der allerdings mir sehr unwahrscheinlich scheint, würde ich hier eine amtlich beglaubigte Copie der Empfangsbestätigung [4] anfertigen lassen. Ich habe seither an Sie und Herrn Hector 2 Copien des 1. Heftes meines Buches über d. „Antlitz der Erde“ per Post gesandt, welche wohl glücklich angekommen sind. Mit den besten Grüßen, sehr geehrter Herr

Ihr ganz ergebener

E Suess.

### Anmerkungen

Zum Beginn des Briefes, „Ich bin längere Zeit im Hochgebirge gewesen“, finden sich in den „Erinnerungen“ von Eduard Suess weitere Ausführungen. „Nach dem Schlusse des Parlamentes und der Vorlesungen begab ich mich zur Fortsetzung meiner Studien in die Alpen. Dr. Diener, jetzt Professor an der Wiener Universität, und mein Sohn Franz Eduard, der 29 Jahre später, nach Uhlig's Tode, meine Lehrkanzel bekleiden und Dieners Kollege werden sollte, waren mit mir. Wir widmeten einige Tage dem Studium der großen Intrusivmasse des Adamello, dann weitere Tage dem Piz Alv (Bernina), einem jener vereinzelt Reste eines abgetragenen Baues, die so großen Einfluß auf das Verständnis der Alpen geübt haben. Dann gingen wir nach Zürich, wo ich der Schweizer Naturforscherversammlung meine Ansichten über den Bau der Gebirge vorlegte.“ (SUESS, 1916: 323).

Betreffend „Ich habe seither an Sie und Herrn Hector 2 Copien des 1. Heftes meines Buches über d. „Antlitz der Erde“ pr Post gesandt“, findet sich in oben erwähnten Verrechnungsbuch eine Bestätigung, wo mit Datum 3. Juli 1883 die Portokosten dieser Sendung („3 fl. 36 kr.“) vermerkt sind (Abb. 6). Gemäß den Eintragungen im Verrechnungsbuch verschickte Suess in der Zeit von 21. Juni 1883 bis 9. Juli 1883 insgesamt 43 Exemplare des eben gedruckten



nie der Structur des Tian-Schan übernommen, u. sie geehrter Freund, fragen, ob es Ihnen gefallen wollte, in ähnlicher Weise auf 3–4 Seiten die Grundlinien der Vertheilung der Felsarten [5] auf N. Seeland, oder gar über Beziehungen zu Australien zu besprechen. Was mir immer noch die meiste Sorge macht, ist die Juraformation auf N. Seeland. Manches hat sich jetzt geklärt, indem viel Originalsammlungen nach Oesterr. gekommen sind. Abich hat sich nach Wien gezogen u. alle Kaukas. Dinge aufbereitet. Waagen bearbeitet bei uns die Dinge der Himalaya u. vergleicht sie direct. Die neuen Arktischen Funde sind zum großen Theile an Fuchs u. an Mojsisovics gekommen der für Petersburg ein großes Memoire über arktische Trias arbeitet. Neumayr verfasst treffend den Jura u. die untere Kreide, u. wir wissen nun ganz genau, dass im besonders, arktischen Jura Meer von Franz Josephsland u. Spitzbergen herabgeht einerseits bis Moskau u. andererseits bis Californien. Der ganze Nordamerikanische Jura ist arktisch; jener von Chile aber ist europäisch, Zone für Zone, Schicht für Schicht. Sogar der Jura der Himalaya hat noch arktische Spuren, während in der Salt Range schon der europ. Mittel Jura herrscht. Vom Süden wissen wir aber nichts zu sagen, u. sehnsüchtig warten wir auf neue Aufschlüsse über Ihre neuseeländ. Juravorkommnisse.

Mit den herzlichsten Grüßen geehrter Herr u. Freund Ihr ganz ergebener

E Suess.

#### Anmerkungen

Mit „Antwort des Bildhauers“ wird wohl Bezug genommen auf den Künstler Victor Tilgner (1844–1896). Er hatte eine Büste Ferdinand von Hochstetters, dem damaligen Präsidenten, aus Anlass des 25-Jahrjubiläums der k. k. Geographischen Gesellschaft am 22. Dezember 1881 gemacht. Heute befindet sich auf Hochstetters Ehrengrab am Wiener Zentralfriedhof (Gruppe 14A, Nummer 41) sowie auf Stele vor der Technischen Universität in Wien, der einstigen Wirkungsstätte Hochstetters, ein Bronzeabguss. Ein Gipsabguss (Abb. 7) ist im Naturhistorischen Museum in Wien aufgestellt. Hochstetter war am 18. Juli 1884 verstorben. Mit dem Brief vom 30. November 1884 nimmt Suess offenbar Bezug auf eine Anfrage von Haast betreffend eines Abgusses einer Hochstetter-Statue. Dazu sei auf einen Brief vom 22. November 1881 von Guido Stache (1833–1921) an Haast verwiesen, der im Vorfeld der oben erwähnten 25-Jahrjubiläumsfeier an Haast schreibt: „Ich denke nun, ausser in der Reichsanstalt [= Geologische Bundesanstalt], im Polytechnicum [= Technische Universität], im Hofmuseum [= Naturhistorisches Museum] u. im Bibliothekssaal der geographischen Gesellschaft in Wien, sollte die Büste auch irgendwo in Neuseeland einen guten Platz finden.“ (NOLDEN et al., 2016: 66). In seinem Jahresbericht des Museums für 1882/83 vermerkt Haast „A life-sized bust of Ferdinand von Hochstetter was also obtained and placed in the Technological Hall.“ (HAAST, 1883).

Ivan Muschketoff (1850–1902) war Professor am kaiserlichen Berginstitut in St. Petersburg. Hermann Abich (1806–1886), Geologe und Forschungsreisender, lebte seit 1877 in Wien und gilt als Kaukasusexperte. Wilhelm Heinrich Waagen (1841–1900), Geologe und Paläontologe, hatte einen Schwerpunkt bei mesozoischen Faunen. Theodor Fuchs (1842–1925) war als Geologe und Paläontologe Ku-

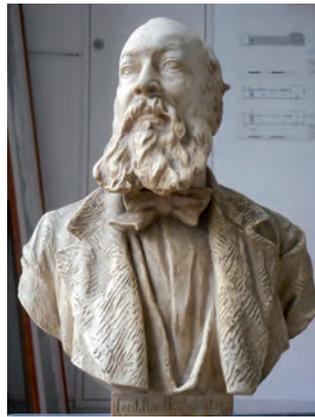


Abb. 7. Gipsbüste Ferdinand von Hochstetters von Victor Tilgner (GBA: Schenkung Heidi Kauffmann-Hochstetter).

stos am k. k. Naturhistorischen Hofmuseum. Edmund von Mojsisovics (1839–1907) war an der k. k. Geologischen Reichsanstalt als Geologe tätig (Schwerpunkt: Gliederung der Trias). Melchior Neumayr (1845–1890) war ab 1879 Ordinarius für Paläontologie an der Universität Wien und ab 1879 auch Schwiegersohn von Eduard Suess.

Betreffend der „Neuseeländ. Juravorkommnisse“ schreibt SUESS (1883: 186) über den Jura „mesozoische Zone, welche die Hokanui-Berge umfasst und durch besonders reiche Gliederung sowohl der marinen als der pflanzenführenden Lagen der Jurazeit ausgezeichnet ist, wie die Beobachtungen von Cox und McKay zeigen.“ Er bezieht sich hier wieder auf die „Reports of Geological Exploration“ der Jahre 1877 bis 1878.

#### Ausblick

Alleine die Tatsache, dass sich eine immerhin einen Zeitraum von vier Jahren umfassende Korrespondenz zwischen Suess und Haast erhalten hat, muss als großer Glücksfall gelten. Aber mehr noch, dass durch weitere Dokumente, wie das Inventarbuch des Geologischen Institutes der Universität Wien und ein zufällig erhalten gebliebenes Verrechnungsbuch (LEIN, 2015), nicht nur die sachliche Richtigkeit des Inhaltes der Briefinhalte bestätigt, sondern darüber hinaus ergänzende Details hinzugefügt werden konnten. Durch die inhaltliche Vernetzung dieser unterschiedlichen Quellen wird eine atmosphärische Verdichtung des Geschehens erreicht. Zugleich gewähren diese Dokumente einen interessanten Einblick in die Arbeitsmethodik, die Suess bei der Verfolgung vorrangig erstrebter Ziele anwandte (den damit verbundenen enormen Arbeitsinsatz nicht scheuend). Es scheint, als ob der Brief von Haast an Suess vom 9. September 1880 den Beginn der Korrespondenz zwischen den beiden Gelehrten darstellen würde. Jedenfalls hatte Suess erhebliches Interesse, von kompetenten Gewährsleuten für seine wissenschaftlichen Arbeiten Detailinformationen und Literaturhinweise zu erhalten. Zum anderen war er zu diesem Zeitpunkt auf der Suche nach eindrucksvollen Objekten für die Schausammlung des Institutes, knapp vor deren Aufstellung.

Dass Suess eine Vorliebe für die Wirbeltierpaläontologie hatte, was auch in der Ankaufspolitik für die Sammlung seinen Niederschlag fand, unterstreicht einmal mehr das breite Spektrum seiner Interessen. Fundierte Kenntnisse

auf diesem Fachgebiet hatte sich Suess selbst erarbeitet. Sein Wissen befähigte ihn, wiederholt in unzähligen Referaten zu einschlägigen Fragen Stellung zu nehmen. Belege dafür finden sich in zahlreichen, auch kleineren Publikationen und Fossilbestimmungen ab 1858 wie in den Arbeiten von SUESS (1861, 1863, 1870).

Ab Suess' Pensionierung (1901) lag freilich dieser z.T. mit bedeutenden Objekten ausgestattete Sammlungsteil brach. Infolge der rasch voranschreitenden Spezialisierung der erdwissenschaftlichen Fächer war ein sinnvoller Einsatz der z.T. mit bedeutenden Objekten ausgestatteten Wirbeltiersammlung des Geologischen Institutes im Rahmen seiner Lehre nicht mehr möglich. Mit der Übersiedlung des Geologischen Institutes vom Hauptgebäude der Universität in den dritten Stock des 1962 eröffneten Neuen Institutsgebäudes (NIG, Universitätsstraße 7), kam es durch Platzmangel zur Reduzierung der Schausammlung. Somit hatten auch Prachtstücke, wie das von Haast erworbene Dinornis-Skelett, als Schauobjekte ausgedient. Die Übertragung des Sammlungsbestandes an das Paläon-

ologische Institut (2. Stock im NIG) war demnach ein sinnvoller Schritt. Ein Hinweis auf Provenienz und Vorgeschichte wäre bei den von Suess angekauften und derzeit im 1995 vollendeten Geo- und Pharmazentrum (Universitätszentrum Althanstraße II [UZA II]) ausgestellten Objekten demnach sinnvoll und wünschenswert. Dass hier wieder zahlreiche Objekte, darunter das von Suess erworbene Moa-Skelett, auf öffentlichen Flächen aufgestellt sind, entspricht einmal mehr der Intention eines Geologischen Museums im Sinne von Suess.

## Dank

Unser Dank gilt im besonderen STEPHEN SUESS, dem Urenkel von Eduard Suess, der aus dem Nachlass seines Vaters (Hans Suess) den Brief von Julius Haast an Eduard Suess zur Verfügung stellte. Ferner bedanken wir uns bei der ALEXANDER TURNBULL LIBRARY, National Library of New Zealand, Wellington, Neuseeland.

## Literatur

DECHEN, H. (1880): Referat über den Vortrag von Süß: Über die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche. – Sitzungsberichte der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Bonn, **37**, 220–226, Bonn.

HAAST, J. (1879): Geology of the Provinces of Canterbury and Westland, New Zealand: A report comprising the results of official explorations. – IX + 486 S., "Times" Office, Christchurch.

HAAST, J. (1883): Canterbury Museum. – The Star [Tageszeitung], [Ausgabe Nr. 4745, Seite 4], 16 Juli 1883. Christchurch.

LEIN, R. (2014): Kult und Totengedenken: Die Epitaphe des Geologischen Museums. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 60–64, Wien.

LEIN, R. (2015): Rechnungsbücher als Bausteine zur Geschichte des Geologischen Institutes der Universität Wien. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **113**, 93–96, Wien.

LYELL, C. (1868): Principles of Geology: or the modern changes of the earth and its inhabitants: Vol. II. – 10<sup>th</sup> Edition, XVI + 649 S., London (Murray).

NOLDEN, S., HOFMANN, T. & SCHEDL, A. (2016): Geologen der k. k. Geologischen Reichsanstalt: Briefe an Julius von Haast in Neuseeland in den Sammlungen der Alexander Turnbull Library. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 41–72, Wien.

SUESS, E. (1861): Über die großen Raubthiere der österreichischen Tertiär-Ablagerungen. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **43**, 217–232, Wien.

SUESS, E. (1862): 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. (1863): Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **47**, 306–331, Wien.

SUESS, E. (1870): Neue Säugthierreste aus Oesterreich. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 28–30, Wien.

SUESS, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. – IV + 168 S., Wien (Braumüller).

SUESS, E. (1880): Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1880**, 171–180, Wien.

SUESS, E. (1883): Das Antlitz der Erde: Erste Abtheilung. – 779 S., Prag (Tempisky).

SUESS, E. (1888): Das Antlitz der Erde: Zweiter Band. – IV + 703 S., Prag (Tempisky).

SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig (Hirzel).

SUESS, F.E. (1981): Das Lebenswerk von Eduard Suess: dargestellt von seinem Sohn F.E. Suess anlässlich des hundertsten Geburtstages. – In: TOLLMANN, A. (Red.) & KRISTAN-TOLLMANN, E. (Red.): Eduard Sueß – Forscher und Politiker 20.8.1831–26.4.1914 im Gedenken zum 150. Geburtstag, 1–6, Horn.

TOLLMANN, A. (1963): Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien (1862–1962). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **13**, 8–40, Wien.

## Archivunterlagen

Verrechnung der Verlagsgelder der Assistenten, 1881–1885. – Archiv des Geologischen Institutes der Universität Wien.

Erwerbsprotokolle der Geologischen Sammlung der Wiener Universität, Band 3, 1882–1890. – Archiv des Geologischen Institutes der Universität Wien.



## The Christmas Landslide at Mt. Hundstein (Lungau, Austria) in 1768: myth or historical fact?

EWALD HEJL<sup>1</sup> & ROMAN TÜRK<sup>2</sup>

6 Text-Figures, 1 Table

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
157 Tamsweg / NL-33-01-24 Schladming

Holocene  
natural hazard  
landslide  
lichenometry  
mythogeography

*“Wer übertreibt, beginnt abzuweichen von der Wahrheit. Das ist der Anfang der Lüge und die Lüge ist das häßlichste Ding auf der Erde. [...]”*  
*“– Oh Sir, ich werde ganz gewiß nie mehr übertreiben.”*

Dialogue between the teacher Augustus Thurgar and the five year old Eduard Suess in Prague during the year 1836 (Suess, 1916: 16).

### Contents

Abstract	85
Zusammenfassung	86
Introduction	86
Location and topography	86
Basement geology	88
Quaternary sediments and landscape development	88
Ignaz von Kürsinger jun. – oral traditions and written records of the landslide	88
Lichenometric studies in 2006	91
Discussion	93
Conclusion	94
References	95

### Abstract

The landslide at Mt. Hundstein, which is supposed to have occurred during the Holy Night of 1768, is documented by the Lungau monograph of IGNAZ VON KÜRSINGER (1795–1861) which has been published in 1853. The event is generally taken as historical fact, and is taught as such in the elementary schools of Lungau. It is also narrated by a local book of folktales, which has been printed in several editions since 1922. A careful examination of the story reveals some contradictions between the different narrations, as well as between the narrations on the one hand and the local geological situation on the other hand. Most probably, the landslide story underwent a certain mythification during the first decades after the event, and was progressively modified by imaginative additions. Thus, the original testimonies of the witnesses became altered.

Lichenometric and geological investigations on the spot show, that the landslide was much smaller than it is suggested by the ancient reports and tales. The landslide deposits *sensu stricto* occupy only a small area at the bottom of the Ödkar, at an altitude between 2,050 and 2,140 m. Re-deposited boulders of the avalanche-fan at the bottom of the Lignitz valley are mainly older than the event of 1768 and are not the result of the historical landslide. The statement that a portion of the Hundstein has fallen to the other side of the mountain ridge, i.e. down to the Weisspriach valley, is an outcome of pure imagination or even a lie.

The traditional story of the Christmas Landslide may be considered as a mythified synthesis of true observations, speculations, religious expectations, dishonest exaggerations, and narrative alterations.

1 EWALD HEJL: Fachbereich für Geographie und Geologie der Universität Salzburg, Abteilung Allgemeine Geologie und Geodynamik, Hellbrunnerstrasse 34/III, 5020 Salzburg. ewald.hejl@sbg.ac.at  
2 ROMAN TÜRK: Fachbereich Organismische Biologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34/1, 5020 Salzburg. roman.tuerk@sbg.ac.at

# Der Weihnachtsbergsturz am Hundstein (Lungau, Salzburg) im Jahr 1768: Mythos oder historisches Faktum?

## Zusammenfassung

Der Bergsturz am Hundstein, der sich in der Christnacht von 1768 ereignet haben soll, ist in der 1853 erschienenen Lungau-Monografie IGNAZ VON KÜRSINGERS (1795–1861) schriftlich überliefert, gilt als historisches Faktum und wird an den Schulen des Lungaus als solches gelehrt. Das Ereignis fand auch Eingang in ein Lungauer Sagenbuch, das seit 1922 in mehrfacher Auflage erschienen ist. Bei genauerer Betrachtung zeigen sich jedoch Widersprüche zwischen den überlieferten Berichten, sowie solche zwischen den Überlieferungen einerseits und der geologischen Situation vor Ort andererseits. Anscheinend fand schon in den ersten Jahrzehnten nach dem Ereignis eine gewisse Mythenbildung statt, die in weiterer Folge durch lebhaftere Schilderungen, Ausschmückungen und Hinzufügungen zu einer zunehmenden Verfälschung der ursprünglichen Zeugenaussagen geführt hat.

Lichenometrische Untersuchungen und eine geologische Bestandsaufnahme vor Ort sprechen für einen Berg- oder Felssturz, der bei weitem nicht so riesige Ausmaße hatte, wie es die überlieferten Berichte vermuten lassen. Die eigentliche Bergsturzablagerung liegt nur im Karboden des Ödkars, in einer Höhe von ca. 2.050 bis 2.140 m. Der umgelagerte Blockschutt auf dem tiefer gelegenen Murenkegel im Talgrund des Lignitztales ist größtenteils älter als das Ereignis von 1768 und daher nicht unmittelbar und schon gar nicht ausschließlich auf den historischen Bergsturz zurückzuführen. Die Behauptung, ein Teil des Berges sei auch auf der anderen Seite des Grates ins Weißpriachtal gestürzt, dürfte überhaupt frei erfunden sein.

Die tradierte Geschichte des sogenannten Weihnachtsbergsturzes ist eine mythifizierte Synthese tatsächlicher Beobachtungen, spekulativer Zeugenaussagen, religiöser Erwartungen, betrügerischer Übertreibungen und diverser Verfälschungen durch spätere Erzähler.

## Introduction

Since the early days of geological science, our understanding of landslide mechanisms is based on direct observations and on historical documents of such observations. The landslide of Goldau (Kanton Schwyz, Switzerland), for example, which occurred in 1806, in the afternoon of September 2<sup>nd</sup>, has been observed by several people, and their testimony has been summarized in a newspaper (“Neue Zürcher Zeitung”) from September 9<sup>th</sup>. Another example is the Elm landslide (Kanton Glarus, Switzerland), which occurred in 1881, in the afternoon of September 11<sup>th</sup> (cf. HEIM, 1932). In the meantime, many other examples of landslide testimonies were published, and their number still increases (KARIYA et al., 2007).

However, it should be borne in mind, that the terms “true” and “historical” are not synonymous. Not every chronological fact is described by historical documents, and not every testimony is necessarily true in the strict sense of the word. The specific circumstances of terrifying events can produce an exceptional psychological situation, including traumatic memory and stimulated imagination.

The scientific term of myth geography was introduced by RIEDL (2010) for the attempt to clarify mutual relationships between the human perception of landforms and the mythological expectations in a specific sociocultural environment. This concept has been applied to mythological aspects of the Cyclades (RIEDL, 2010) and to regional examples from Lower Austria (RIEDL, 2016). Mythological research is often concerned with the historical input and age of myths, but also with psychological, linguistic and anthropological questions. In general, myths are traditional stories which are reported over several generations of a society. Their intersubjective acceptance is an important difference to individual dreams that are not dedicated for oral or written re-narration from one generation to the next. Myths do not reflect a primitive state of the human mind, and are not necessarily induced by a semantic misinterpretation of linguistic traditions (cf. RIEDL, 2010, and references cited therein).

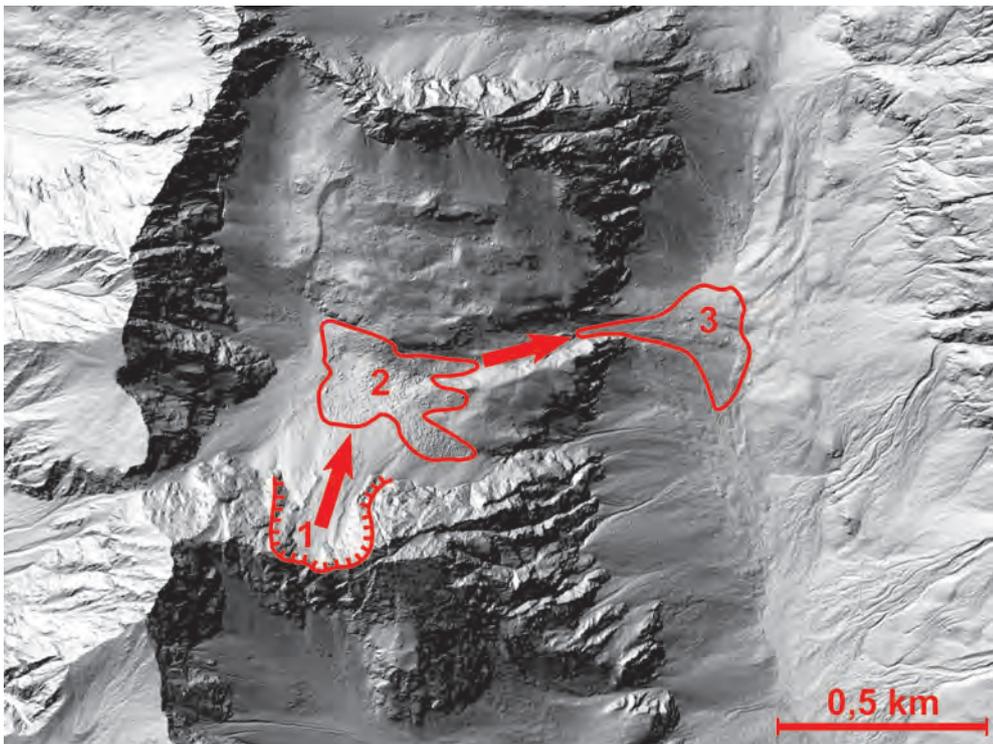
The Hundstein landslide, which is supposed to have occurred during the Holy Night of 1768 in Lungau, could not be observed directly because of the darkness of the night, but has been perceived by sounds (thunder), optical phe-

nomena (lightning), and by a smell of sulphur in the next morning. These acoustic, optic, and olfactoric perceptions gave rise to some contradictory descriptions, which underwent mythification in course of time. Based on the reported descriptions, on the present-day situation at the landslide location, and on lichenometric data, this article aims at a better understanding of the landslide and its historical context.

## Location and topography

The Lungau is identical with the district of Tamsweg, which is one of six administrative districts of the Province of Salzburg. With an area of about 1,000 km<sup>2</sup>, the Lungau is mainly situated at altitudes above 1,000 m (965 m in Ramingstein; 3,076 m at the summit of Mt. Hafner), and is drained towards East by the Mur river. Because of the high mountain crests to the West and North, the central basin of Tamsweg is well protected against clouded weather, and receives less rain than the surrounding mountains. The annual mean precipitation around Tamsweg is about 800 mm (station Tamsweg: 742 mm), while the main crests of the Radstadt and Schladming Tauern receive up to more than 1,500 mm precipitation. The mean air temperature at the bottom of the basin varies between + 15° C in July, and – 7° C in January. Tamsweg has about 170 days of frost, and the snow cover lasts for almost four months (i.e. 109 days, as an average value between 1961 and 1990). These and other climatic data are provided by the “Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik” (1190 Vienna, Hohe Warte 38).

The Lignitz valley extends in N–S direction over a length of 11 km between the Lignitz pass (2,205 m) and the village of Zankwan (1,157 m). It is drained from North to South by the Lignitz brook, which flows into the Taurach, being a tributary of the river Mur. The bottom of the Lignitz valley is mostly between 1,300 and 1,800 m altitude. Its limiting crests to the West and East have maximum elevations of more than 2,600 m (Hundstein 2,614 m; Steinkarspitze 2,626 m; Hocheck 2,638 m). The valley has an u-shaped glacial morphology, with trough shoulders and glacial cirque bottoms at about 2,000 m altitude.



Text-Fig. 1.  
Shaded relief map of the Ödkar, the adjacent crests, and the Lignitz valley. 1 = Break-off niche; 2 = primary landslide deposits; 3 = avalanche fan. Arrows indicate the downfall direction of the landslide.

Geological mapping of the Geological Survey of Austria (cf. HEJL & SLAPANSKY, 2005) has shown that the quoted Christmas Landslide has affected the Ödkar, which is situated to the West of a small lake ("Kleiner See", 1,764 m), and to the Northeast of Mt. Hundstein (2,614 m).

The landslide has broken out from the northern flank of the eastern crest of Mt. Hundstein, where it produced a 200 m broad niche between 2,300 and 2,400 m altitude (Text-Fig. 1). The basal gliding-plane dips towards NNE, with a slope angle of about 35°.

The landslide deposit consists of boulders of up to more than 5 m in size, which occupy the central part of the Ödkar, between 2,050 and 2,140 m altitude (Text-Figs. 1, 2). They cover an area of 40,000 m<sup>2</sup>.

Big boulders can be also found in the steep trench, which drains the Ödkar in eastward direction, i.e. down to the bottom of the Lignitz valley. At the lower end of this gorge, the scree passes into an avalanche fan, going down to the southern shore of a little lake (1,764 m). The avalanche fan has more vegetation than the boulder deposits of the Öd-



Text-Fig. 2.  
The landslide deposit at the bottom of the Ödkar, at about 2,060 m altitude (view towards west).

kar, but does not have a very old appearance too. With only few bunch of grass between the boulders and almost no trees, it seems to be much younger than adjacent moraines and rock-fall deposits at the same elevation (Text-Fig. 3).

### Basement geology

The Lignitz valley is situated in the Schladming Crystalline Complex (SCC), which is a polymetamorphic unit of the Austroalpine. The SCC is composed of pre-alpine, medium- to high-grade metamorphic rocks, and of Variscan metaplutonites. Its pre-alpine metamorphic rocks comprise paragneisses, migmatites, amphibolites, and few garnet-micaschists. The plutonites have mainly granitic and granodioritic compositions, and were transformed into gneisses during an alpine metamorphism under greenschist facies conditions (cf. MATURA, 1980; EXNER, 1989, 1990; HEJL & SLAPANSKY, 2005).

Mt. Hundstein and the outcrops around the Ödkar are mainly composed of monotonous migmatitic gneisses, i.e. gneisses rich in biotite and plagioclase, with bright leucosomes of plagioclase and quartz. Muscovite and chlorite occur as minor constituents; the latter is always the result of retrograde metamorphism. The leucosomes are concordant layers and nebulous veins, with thicknesses up to few cm. Such migmatitic gneisses are the predominant rock type of the big boulders occurring at the bottom of the Ödkar. SLAPANSKY (1990) has reported, that blocks of serpentinite, of talc schist and of chlorite schist are also conspicuous elements of the landslide deposit. These rocks must have originated from a small ultrabasic body and its marginal facies.

The basal gliding-plane of the landslide is due to the NNEward dipping schistosity of the gneisses, layers rich in mica being the planes of preferred rupture.

### Quaternary sediments and landscape development

Quaternary sediments being elder than the climax of the Würmian glaciation are mostly not preserved in the Lungau area. Such sediments are only known from the vicinity of Flatschach and Unternberg, i.e. in the Mur valley to the West of Tamsweg. At these places, bedded sands and clays of up to 15 m thickness are buried under Würmian ground moraine (EXNER, 1989, 1994). Also the banded lacustrine clays of a former pit in Flatschach belong to this unit. EXNER (1989) has supposed that they have been deposited in early Würmian times.

During the climax of the Würmian glaciation, about 20,000 years ago, the central Lungau basin was buried under a 1,000 m thick ice cover of the upper Mur glacier (SPREITZER, 1959/1960). In consequence of late Würmian warming, the central Lungau basin became free of ice, and the glaciers retreated back to the tributary valleys of the Tauern ranges, as for example the Weisspriach and Lignitz valleys, and later to the glacial cirques at altitudes above 1,800 m. The precise age of the corresponding moraines is badly known. EXNER (1989, 1990) has suggested, that

the end-moraines at the connections of the Tauern valleys and the central basin could have a Gschnitz age (circa 13 ka BP), and those of the cirques above 1,800 m could correspond to the Egesen stage (circa 10 ka BP) – however without proof. During the final stages of glaciation, but still under permafrost, periglacial mass flows as for example tongue-shaped rock glaciers have developed at altitudes above 2,000 m (LIEB, 1983).

The history of latest Würmian and Holocene vegetation, with progressive immigration of trees, is relatively well known by palynological investigations and <sup>14</sup>C-dating of peat-bogs (KRISAI et al., 1991). *Pinus* dominates among the tree pollen of the latest Dryas; pollen of contemporaneous herbs support the assumption of a cold steppe, as for example in present-day Central Asia. After 13 ka BP, the Lungau was densely wooded by pines (*Pinus cembra*) up to elevations of about 1,700 m. This situation persisted until the early Holocene (9 ka BP), when spruces (*Picea*) spread very fast up to 1,800 m altitude, and became the predominant trees. During the late Holocene (since circa 5 ka BP), firs (*Abies*) became quite common too, but the spruces (*Picea*) still prevail until present.

When the first Illyrian or Celtic settlers arrived in Lungau, they found a primeval forest of spruces and some firs, which occupied the entire valley bottoms and slopes. Beginn of agriculture is documented by the appearance of corn pollen in the pollen profiles of the peat bogs. Especially the early Middle Age was a period of fast growing population and accelerated clearing of the woods. Consequently, the Lungau evolved gradually to the present-day cultivated land.

The bottom of the Lignitz valley is generally covered by Holocene scree, rockfall deposits, and avalanche fans. The moraine adjacent to the little lake ("Kleiner See", 1,764 m) must have a late Würmian age – may be Gschnitz or Daun. The small moraines of the Ödkar must be a little bit younger – probably Egesen (circa 10 ka BP). The present-day timber-line is at an elevation of approximately 1,800 m, i.e. slightly above the valley bottom (Text-Fig. 3).

### Ignaz von Kürsinger jun. – oral traditions and written records of the landslide

This chapter deals with the biography of Kürsinger jun. in order to emphasize his credibility and to facilitate the understanding of historical circumstances. His Lungau monograph (KÜRSINGER, 1853) was indeed the most or even only comprehensive description of the area at this time. Biographic data were summarized according to MARTISCHNIG (1993).

Ignaz von Kürsinger jun. was born in Ried im Innkreis (Upper Austria) as a son of the imperial official Ignaz von Kürsinger sen. (1761–1834), who was director of the court district of Ried. Kürsinger sen. was very popular because of his heroic support of the local population during the Napoleonic wars. Kürsinger jun. attended the secondary school in Linz and Kremsmünster. After his studies of jurisprudence and political sciences at the University of Vienna from 1815 to 1819, he became an official at the regional



Text-Fig. 3.  
The little lake (1,764 m) and the avalanche fan viewed from above.

administration in Linz (“Landesregierung”), but was soon transferred to the administrative courts of Obernberg and Braunau (Upper Austria). In 1829 he became official at the court of Mauerkirchen (Upper Austria) and then, in 1833, he was nominated as administrative official (“Pfleger”) of Thalgau (Flachgau, Salzburg).

From 1834 onwards, Kürsinger jun. was head of the administrative court (“Pflegericht”) of Mittersill (Oberpinzgau, Salzburg), where he became a regional celebrity with his successful activities concerning the drainage of the Salzach swamps, the amnesty of deserters and welfare programs. In 1841 he organized an expedition to the top of the Grossvenediger (3,667 m) – Salzburg’s highest mountain, which had not yet been ascended at this time. During 3<sup>rd</sup> September 1841, 26 mountaineers of this expedition reached the summit. Besides of a report of the Grossvenediger ascent, Kürsinger also published a monographic description of the Oberpinzgau, dealing with the history, topography, statistics, and the natural history of the region.

In 1842, Kürsinger moved to Schärding (Upper Austria) where he became the head of the administrative court (“Pflegericht”). Again he initiated welfare programs and started a re-organisation of the financial system, but in consequence of an intrigue of his subordinates, he was impeached of administrative irregularities, and was suspended from his office in 1844. As a private gentleman, he moved to Tamsweg (Lungau, Salzburg), where his younger brother, Karl von Kürsinger, was official at the administrative court. During the next three years, Ignaz von Kürsinger jun. had plenty of time for historical investigations in the official archives of Tamsweg and Moosham, as well as for field excursions in the surroundings. He collected topographic, historic, and ethnographic information, and summarized them in a comprehensive Lungau monograph, which was published in 1853, six years after his return from Tamsweg.

In the meantime, he had moved to the city of Salzburg, and had been rehabilitated by the ministry in July 1848. During the revolution of 1848, the city and the rural districts of Salzburg had nominated him as a Member of the Constituting Parliament (“Konstituierende Nationalversammlung”) in Frankfurt am Main (Germany). He sat in the middle-left of the parliament – spatially as well as politically – and voted together with the Grossdeutsch-Austrian Party. Kürsinger jun. died in 1861, in the city of Salzburg.

Kürsinger’s Lungau monograph (“Lungau. Historisch, ethnographisch und statistisch aus bisher unbenützten statistischen Quellen”) was the most comprehensive description of the region for decades, and even nowadays is still an important source of historical information. It comprises topographic, climatic and hydrographic data, as well as descriptions of important villages, market places and valleys. One of the described excursions deals with the Lignitz valley and the landslide of the Hundstein Mountain.

Kürsinger’s walking-tour through the Lignitz valley is not precisely dated, but must have happened during the years from 1844 to 1847. He started in Mariapfarr, and followed an alpine footpath along the villages of Örhoos, Zankwarn, Grabendorf and Kraischaberg. After about one hour and 15 minutes, he arrived at a summer pasture with eleven alpine huts, corresponding to the place of the present-day village of Lignitz. From here he went farther north, along the bottom of the deeply incised Lignitz valley, which appeared to him as horrible gorge, filled with broken pieces of rock, boulders and rubble. As a non-geologist, he was obviously not able to distinguish landslide deposits *sensu stricto* from moraines, avalanche deposits, rockfall and scree. All the boulders in the valley below the Hundstein appeared to him as having resulted from a single but enormous landslide. Modern mapping by the Geological Survey of Austria (cf. HEJL & SLAPANSKY, 2005) has shown, that the landslide deposits of Mt. Hundstein occu-

py only a rather small area, as has been mentioned in this article. Kürsinger tried to find out when this landslide could have occurred. He searched in the archives of Moosham, but found only some requests for tax abatement from the years 1769 and 1770, because of destroyed oxen pastures in consequence of a landslide in the Lignitz and Weisspriach valleys. Finally, after long interrogations of the native population, Joseph Rainer, a farmer in Lintsching and member of the local board, gave him the following explanation:

*“My father, who died few years ago as an old man, was born in 1761. He was a boy of 7 or 8 years in age, when together with his parents he went to the church of Mariapfarr, in order to participate in a Holy High Mass – because it was the Holy Night, when Christ the Lord was born to Bethlehem.*

*When after worship the devout believers left the church in pious atmosphere, they became attentive to a noise like thunder, with lightning that shined between the claps, – the terrible phenomenon came from the direction of the Weisspriach- and Lignitz valleys.*

*Nobody had an explanation for this frightful phenomenon. It was in 1768 when recently an epidemic disease like pestilence had killed many human beings in Lungau. Therefore, many people were anxious that the day of the Last Judgement could begin to dawn; some others thought that a special kind of cannons were fired off in order to announce the birth of Christ to the wide valley; others thought that it could be a landslide, and one had to wait. In the morning and the next day an annoying smell of sulphur spread out over the valley.*

*After few days, some courageous men went to the region where the mysterious midnight noise had come from.*

*And they solved the enigma – the rocks on top of Mount Hundstein had collapsed, and had buried the grassy oxen pastures under huge rock debris, that had fallen over frightful walls down to the Weisspriach and Lignitz valleys. Now, even a goat does not find its scanty food on these former pastures.*

*This story has been often told by our old father, when we sat around him in the evening.*

*“This occurrence”, he [the father] said, “has been impressed so deeply on my youthful mind, that still today I think to hear the horrible thunder and to see the lightnings; it was a good fortune”, the father always emphasized when he told us the event, “that the landslide happened during the Holy Night before Christmas and not in late summer, because otherwise people and cattle could have been killed and buried under the rubble.”*

This was the story that the farmer and member of the local board (“Gemeindevorstand”) Joseph Rainer has told to Kürsinger during the years 1844 to 1847. The story became part of Kürsinger’s Lungau monograph.

Michael Dengg (born in 1879) was a farmer and mason who lived in Mauterndorf (Lungau). Besides his hard professional work, he collected Lungau folktales and published them in 1922 for the first time. Dengg gave full credit to Kürsinger’s Lungau monograph from 1853, but also used other sources of information, as for example per-

sonal communication of native Lungau inhabitants. DENG (1922) includes a report of the Hundstein landslide, which coincides roughly with that of KÜRSINGER (1853), but is different in some details. We tried to translate some important sentences into English, and have underlined the specific differences:

*“When his relatives sat around him during the Holy Night before midnight worship, the old Karl-farmer in Lintsching used to narrate of a terrible phenomenon which had occurred during the Holy Night of 1768. It was the Hundstein landslide. It was his grandfather, who has been witness, and who has told it to him several times. He was a little boy of 8 years in age, when during the Holy night he accompanied his parents to the midnight worship in Mariapfarr. [...] It was a long continuous thunder, which was followed by several powerful earthquakes, as when all the mountains would fall one upon another. Glaring flashes illuminated shortly the terrible spectacle, which happened there, but did not permit to discern what it could be. [...] Only when a lightning was very bright, one could see in the direction where the misfortune occurred, that a huge black cloud towered up.*

*[...] Some people claimed that it is an earthquake which is expanding more and more. Others believed that a planet had collided with the Earth and had broken into debris. Others said that a special kind of cannons were fired off from the alps in order to announce the birth of Christ to the wide valley. [...]*

*[...] Because nobody could give a conclusive explanation for this uncommon event, and because the noise did not diminish but even increase for some time, the excited souls could not be calmed, and always new foolish speculations were discussed.*

*Only in the morning it became quieter. The terrible thunder and earthquake, that had frightened the people during the night, had ceased. The clouds of smoke and dust, which had accumulated in the valleys began to disperse. But a smell of sulfur spread over the Lungau and lasted for several days.*

*[...] This has been told by the grandfather of the old Karl-farmer and he closed with the words: “This event has been impressed so deeply on my youthful mind, that still today I think to hear the horrible thunder and to see the green lightning.”*

Besides some stylistic details, the following differences between the two descriptions are important:

- KÜRSINGER (1853) has mentioned no earthquakes but only noise and lightning;
- DENG (1922) states some additional speculations of the witnesses (earthquake, planet collision);
- DENG (1922) describes black clouds – visible during the lightning as well as in the next morning.
- KÜRSINGER (1853) has emphasized a midnight event – in contrast to DENG (1922), who states that the landslide lasted over hours, until the morning.
- The color of the flashes, which was not specified by KÜRSINGER (1853), became green in the tale reported by DENG (1922).

## Lichenometric studies in 2006

In course of a field trip on September 14<sup>th</sup> in 2006, we walked through the upper Lignitz valley and ascended up to the bottom of the Ödkar, where the big boulders of the landslide deposit occur. We tried to elaborate a complete survey of saxicolous lichens on the landslide boulders (see the list below) and to perform representative measurements of thallus diameters of *Rhizocarpon geographicum*, which are supposed to be a function of the time having elapsed since the landslide event.

### List of saxicolous lichens of the landslide deposit

*Bellemeria alpina* (SOMMERF.) CLAUZADE & CL. ROUX  
*Calvitimela aglaea* (SOMMERF.) HAFELLNER  
*Carbonea supersparsa* (NYL.) HERTEL  
*Carbonea vorticosa* (FLÖRKE) HERTEL  
*Lecanora cenisia* ACH.  
*Lecanora intricata* (ACH.) ACH.  
*Lecanora polytropa* (EHRH. ex HOFFM.) RABENH. var. *polytropa*  
*Lecidea commaculans* NYL.  
*Lecidea confluens* (WEBER) ACH. var. *confluens*  
*Lecidea lapicida* (ACH.) ACH. var. *lapicida*  
*Lecidea lapicida* (ACH.) ACH. var. *pantherina* ACH.  
*Miriquidica garovaglii* (SCHAER.) HERTEL & RAMBOLD  
*Porpidia superba* (KÖRB.) HERTEL & KNOPH  
*Porpidia tuberculosa* (SM.) HERTEL & KNOPH  
*Protoparmelia badia* (HOFFM.) HAFELLNER var. *badia*  
*Rhizocarpon geographicum* (L.) DC.  
*Rhizocarpon lavatum* (FR.) HAZSL.  
*Rhizocarpon lecanorinum* ANDERS  
*Schaereria fuscocinerea* (NYL.) CLAUZADE & CL. ROUX

*Sporastatia polyspora* (NYL.) GRUMMANN  
*Sporastatia testudinea* (ACH.) A. MASSAL.  
*Tremolecia atrata* (ACH.) HERTEL  
*Umbilicaria cylindrica* (L.) DELISE ex DUBY var. *cylindrica*

This lichen cover of the landslide deposit reflects the acidic conditions on the gneiss surfaces in the subalpine and alpine vegetation belt of the Central Alps. Remarkable is the occurrence of *Lecidea commaculans*, which is extremely rare in the Alps.

Thallus diameters of *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. were determined according to the recommendations of BESCHEL (1961). We measured the maximum diameter of thalli with approximately circular shape, we made sure that they did not comprise intergrown individuals, and that they did not touch each other (Text-Figs. 4, 5). Repeated measurements of the same diameter have shown that the reading precision of the flexible scale bar is about 0.5 mm. Consequently, we have rounded the individual values to full millimetres.

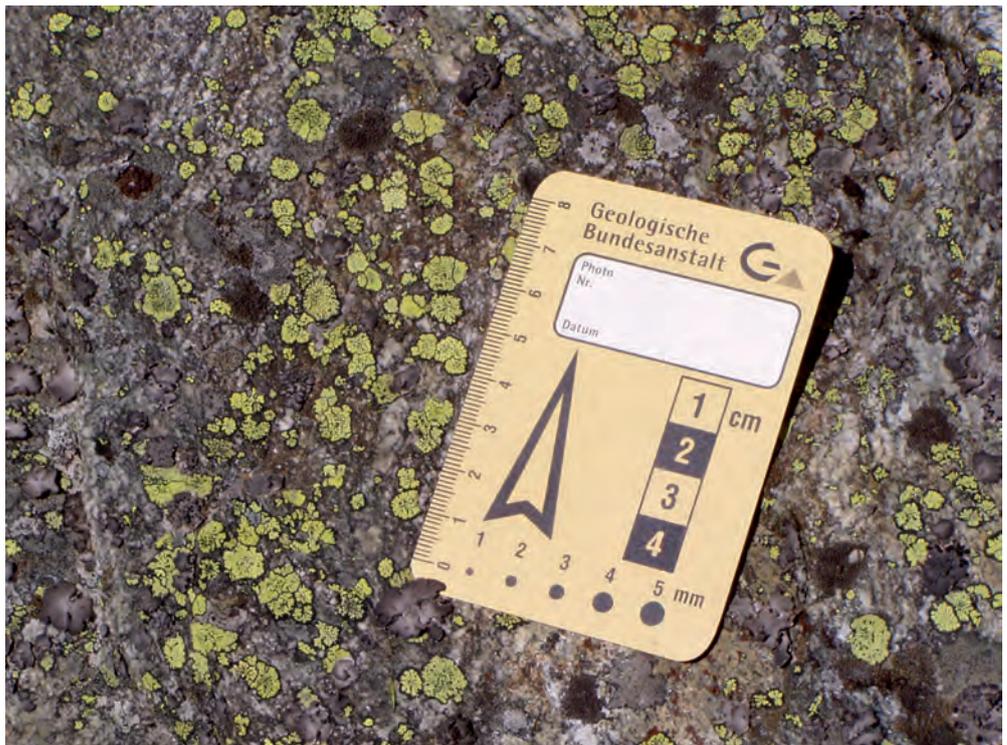
The measurements were undertaken at 10 representative boulder surfaces in the central part of the landslide deposit, between 2,060 and 2,075 meters altitude. The chosen surfaces had a minimum size of 0.5 m<sup>2</sup> with a fairly homogeneous orientation, concerning direction of exposition and dip angle. On each of these surfaces, the maximum diameters of the 15 largest thalli were measured. The results of the individual measurements as well as arithmetic means and standard deviations are presented in Table 1. In the case of the blocks 1 and 6, respectively two different exposition surfaces were studied. In the case of block 4, the two tested surfaces represent sharply delimited areas with obviously different thalli sizes in the upper and lower part of the rock (4a and 4b, respectively). We suppose that the larger thalli sizes at the base of block 4 are due to a higher humidity supply, because of a longer lasting or repeated snow cover in course of the year.

	block 1a	block 1b	block 2	block 3	block 4a	block 4b	block 5	block 6a	block 6b	block 7
<b>block size (m)</b>	4	4	2	2	3	3	4	4	4	4
<b>altitude (m)</b>	2,060	2,060	2,060	2,060	2,060	2,060	2,070	2,070	2,070	2,075
<b>exposition</b>	010°/60°	135°/70°	340°/18°	012°/52°	195°/56°	195°/56°	116°/18°	192°/50°	041°/59°	110°/53°
<b>thallus size (mm)</b>	17 17 15 14 11 17 10 14 14 16 17 15 14 13 14	28 25 30 33 25 34 33 37 21 26 33 28 22 23 30	16 16 14 18 14 17 15 15 16 17 16 15 18 14 13	7 4 4 5 6 6 5 7 7 6 6 5 7 5 6	22 18 16 15 15 14 21 14 14 21 16 21 18 23 15	35 32 38 35 41 41 33 38 37 41 29 37 29 31 31	29 20 22 20 20 28 23 25 24 27 33 39 31 26 27	7 7 9 10 10 10 9 11 10 10 10 10 10 10 12 9 11	14 15 13 17 16 12 15 16 24 17 17 19 21 19 26	24 26 26 27 29 26 28 21 27 26 30 26 26 26 27
<b>arith. mean (mm)</b>	14.5	28.5	15.6	5.7	17.5	35.2	26.3	9.7	17.4	26.3
<b>std. dev. (mm)</b>	2.1	4.8	1.5	1.0	3.2	4.2	5.3	1.3	3.9	2.1

Tab. 1.  
Results of the lichenometric measurements at the Ödkar bottom (area 2 of Text-Fig. 1).



Text-Fig. 4.  
*Rhizocarpon geographicum* (greenish yellow), *Lecidea lapicida* (pale grey to reddish), *Tremolecia atrata* (rusty red) et div. al. spec. on a southward exposed block of the landslide deposit.

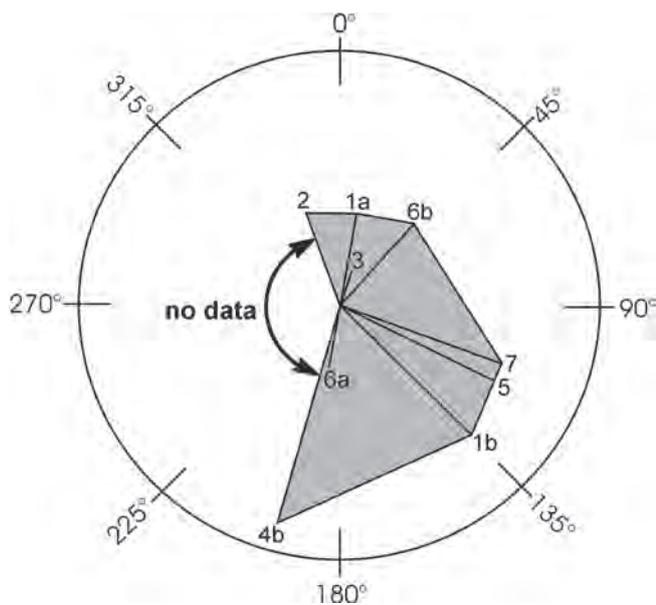


Text-Fig. 5.  
*Rhizocarpon geographicum* (greenish yellow) and *Umbilicaria cylindrical* (greyish to brownish black) on block 6a (southward exposure). The maximum diameters of *Rhizocarpon* thalli with circular shape, but without intergrowth with their neighbours were measured (cf. Table 1).

The diameters of *Rhizocarpon geographicum* range between 4 and 41 mm, but within each individual surface the diameters are relatively constant (low std. dev.) and thus indicate that the growth condition were quite similar within each individual area. However, significant differences are observed between the various exposures. Our measurements cover North-, East- and South-exposures. Unfortunately we could not find suitable surfaces with West-exposure (Text-Fig. 6). The thallus sizes on the surrounding boulders and rock surfaces outside of the landslide de-

posit in the central part of the Ödkar are much larger. We found maximum diameters up to more than 12 cm at *Rhizocarpon geographicum* and more than 20 cm at *Rhizocarpon alpicola*. Such large sizes also occur on the avalanche fan at the ground of the Lignitz-valley to the south of the small lake (Text-Fig. 3).

Text-Figure 6 displays the arithmetic means of thallus diameters as a function of exposure. Apart from block 6a, the maximum diameters of the thalli in South- and South-



Text-Fig. 6. Maximum thalli diameters as a function of exposition. The largest thalli occur on blocks with southward and southeastward exposure. The exceptional low value of block 6a may be due to a later arrival of diaspores and/or to a longer lasting snow cover close to the base of the block.

east-exposures are significantly larger than those in North-exposures. The reason for these differences is probably the lower supply of light which reduces the photosynthetic activity of the thalli. Another possible reason is the higher amount of melting water running off the surfaces on the South-exposure due to the higher heat up on sunny winter days. This simultaneous action of both sunlight and wetting seems to be very favourable for lichen growth. Wetting experiments of ARMSTRONG (1976) have shown that the growth rate of a given lichen increases with the wetting frequency until an optimum value, and then decreases with further wetting. There is no growth when the thallus is dry, but the initial phase of rewetting always causes a net loss of carbon from the lichen. This initial loss of carbon is due to leakage and starting respiration of the thallus. Only when the thallus is wet sufficiently long and well exposed to the light, the photosynthetic activity can overcome this carbon loss. Thus, long lasting water saturation under sunlight is more favourable for lichen growth than a frequent succession of short wetting periods and intermittent desiccation.

## Discussion

Lichenometric data from the landslide deposit can be interpreted in a two-fold manner: first with regard to lichenometric timescale calibration, second with regard to the credibility of the historical landslide reports. Both aspects should be considered in a synoptically way, because they have logical implications on each other. On the one hand, every timescale calibration requires a certain credibility of the reported chronology; on the other hand, the calibration results can provide a better understanding of the real events. In order to avoid a circular argumentation, lichenological findings from other areas must be considered too.

Since the early days of lichenometric dating (BESCHEL, 1957, 1961, 1963), it is well known that lichen growth rates are dependent on humidity, favourable temperature, light and the presence of nutrients. Among these factors, the climatic parameters (humidity, temperature and light) are the most important, because on most rock surfaces the nutrients are present in excess – at least with regard to the slow growth of crustaceous (saxicolous) lichens. Mineral nutrients become available through weathering of the substratum, or may be blown or washed over the exposed surfaces. Bacteria can absorb atmospheric nitrogen and excrete it in form of water-soluble nitrate. Thus, the local supply of nutrients is probably not the limiting factor for lichen growth. BESCHEL (1961) has argued that lichen growth rates are mainly controlled by climatic conditions. He concluded that “*Lichenometry permits relative dating of events which led to the exposure of bare rock surfaces within the age limit of the lichens in similar macroclimates. This can be converted to an absolute scale if one event is dated by other means, e.g. historical information, or if the growth rate is measured directly*” (BESCHEL, 1961: 1044). Depending on the climatic setting, the diametral growth rates of *Rhizocarpon geographicum* are indeed highly variable. They range from  $< 0.1 \text{ mm a}^{-1}$  in Antarctica and on polar islands to almost  $1.5 \text{ mm a}^{-1}$  under favourable climatic conditions, as for example on gravestones in North Wales (cf. the bibliographic review in BRADWELL & ARMSTRONG, 2007). Diametral growth rates between  $0.3$  and  $0.5 \text{ mm a}^{-1}$  are quite common in alpine areas above the timber line. But even under a fairly similar macroclimate, the local microclimatic conditions can cause large deviations from the mean growth rate, as has been demonstrated by the different thallus sizes on rock surfaces with different exposition within a very small area of the Christmas Landslide deposit.

An additional complication arises from the fact that the diametral growth rates of *Rhizocarpon geographicum* are not constant during the whole life of the individual lichen. First, the reproductive bodies (diaspores) of the lichens must arrive on a newly exposed rock surface and be lodged in capillary cracks or small hollows. This first arrival does not necessarily occur in the first year after the exposure, but may happen several years later. Afterwards, the diameter of the thallus increases very slowly, and some additional years may elapse before the lichen becomes visible. BESCHEL (1961) has suggested a hypothetical sigmoidal growth curve (diameter versus time), and explained it in the following way: As long as the organic matter produced by the thallus is distributed over the whole lichen area and shared by all its parts, a constant production rate per area will result in an exponential increase of the diameter. When the radius reaches a critical value where the horizontal transport of organic substances becomes ineffective, the central parts will cease to contribute to the marginal growth. Only an outer rim of constant thickness will produce the organic matter for a further increase in diameter. Consequently, the radial growth rate should become fairly constant.

However, later growth rate studies on *Rhizocarpon geographicum* and other saxicolous lichens have shown that a linear increase of thallus diameters with time is rather the exception than the rule. When the growth velocity is plotted against time, we obtain a growth rate curve, which is the first differentiation of the growth curve. In most cases,

such growth-rate curves are bell-shaped, with an initial phase of accelerated growth, a broad peak corresponding to a phase of high growth rates, and a final but long period of decelerated growth. In the case of *Rhizocarpon geographicum*, the phase of declining growth occurs in thalli with diameters being larger than ca. 50 mm (ARMSTRONG, 1983). Consequently, growth rates can be also regarded as a function of the lichen size. The validity of this statement is essentially confirmed by a recent study of BRADWELL & ARMSTRONG (2007) who have measured diametral growth rates of this lichen species on a terminal moraine complex in southern Iceland between May 2001 and September 2005. They found that growth rates increase rapidly in small thalli (< 10 mm), remain high until a size of ca. 50 mm and then decrease gradually. Former lichenometric dating attempts having assumed constant growth rates over several decades are probably unreliable and should be viewed with caution.

With regard to the Christmas Landslide, it is important to notice that the thalli on the big boulders of the Ödakar are mostly smaller than 40 mm. About half of the thalli, especially those from northward exposures are even smaller than 20 mm. Most probably, many of these lichens are still in the phase of accelerated growth, some of them may have reached the phase of maximum growth rates, but certainly not the final phase of decelerated growth. Due to the special circumstances at the bowl-shaped bottom of the Ödakar with its long lasting snow cover, we do not know if the first arrival of diaspores happened soon after the landslide event and if the annual increase in diameter follows a regular trend. Nevertheless, the thalli of *Rhizocarpon geographicum* on the boulders at the bottom of the Ödakar are distinctly smaller than those in the steep trench below, and those on the avalanche fan to the south of the little lake (Kleiner See, 1,764 m), where some thalli of *Rhizocarpon geographicum* have diameters of more than 12 cm. If we assume that the blocks of the avalanche fan were created by the Christmas Landslide and came to rest in 1768, and if we further assume that the lichen diaspores have been lodged on the boulders shortly after the event, such large present-day diameters (> 12 cm) of *Rhizocarpon* thalli would imply a mean diametral growth rate of more than 0.5 mm a<sup>-1</sup>. In comparison with other alpine locations, such high growth rate is rather improbable. Therefore, we assume that the avalanche fan is mainly older than the year 1768. It may have been created by repeated rock falls, avalanches and even landslides coming down from Mt. Hundstein and the Ödakar during the Holocene, but the last event in 1768 did probably not contribute very much to the fans growth. However, we cannot exclude that a minor portion of scree from the Christmas Landslide has been transported as far as to the bottom of the Lignitz valley.

The lichenometric investigations strongly suggest that the deposits of the historical landslide from 1768 are mainly restricted to the boulder field at the bottom of the Ödakar (area 2 in Text-Fig. 1) – in contrast to earlier statements, which have argued for a significant extension of the landslide down to the bottom of the Lignitz valley (SLAPANSKY, 1990; HEJL, 2003). In any case, the landslide could not fall to the Weisspriach valley, which is to the west of Mt. Hundstein (2,614 m) and Mitterspitzen (2,607 m), on the other side of the crest. In order to do this, the landslide should have fallen upwards over the crest. Such process is obviously impossible.

The landslide story which has been reported by KÜRSINGER (1853) appears as a strong exaggeration, which does not fit to the geological situation on the spot. We have already mentioned a certain tendency of mythification – for example an earthquake, a planet collision, a long-lasting event over hours until the next morning, and green flashes reported by DENG (1922) –, but what could have been the reason for the misleading statement, that a portion of the landslide has fallen to the Weisspriach valley, which is on the other side of the crest? This obviously wrong detail has not been added by Deng, but is part of KÜRSINGER's report from 1853. With regard to this detail, we should remember that Kürsinger has searched in the archives of Moosham and there he found some requests for tax abatement from the years 1769 and 1770 because of destroyed oxen pastures in consequence of a landslide in the Lignitz and Weisspriach valleys. It is only logical that the first request is from the year 1769, because it would have been impossible to evaluate the amount of destruction during the few winter days between Christmas 1768 and New Year 1769. A first survey of the destructions could have been made in spring 1769 and been used as argument for tax abatement. But why a second request for tax abatement in 1770? Could it be that the first request was successful and that some clever farmers have tried to enlarge the affected area as much as possible, in order to obtain tax abatement too? We are not able to find out if this was the case. But the example shows, that even a documented historical fact may be obscured by individual interests. In any case, special attention should be paid to the credibility of the witnesses (cf. SUSS, 1916: 16).

With regard to its mythogeographical significance, it can be stated that the story of the Christmas Landslide has indeed emerged from a historical event, and that it was not the outcome of pure imagination or of a certain state of consciousness. On the other hand, the written records demonstrate that some speculative elements of the story (Last Judgement, cannons) were introduced immediately by the persons who became witnesses of the landslide in 1768. These speculative elements of the story can be explained by the emotional state and religious expectations in the context of the Holy Night.

## Conclusion

Because of the specific microclimatic conditions at the bottom of the Ödakar, the boulder deposits of the historical landslide from Christmas 1768 are only of limited value for the regional calibration of a lichenometric timescale. The long lasting snow cover in the hollows between the boulders, and variable microclimatic conditions depending on the exposition are responsible for a complicated pattern of local diametral growth rates of *Rhizocarpon geographicum*. Any extrapolation to other areas of bare rock surfaces should be considered with great care. However, the lichenometric investigations show that the emplacement of the boulders in the Ödakar is younger than the major part of the avalanche fan, down the slope at the bottom of the Lignitz valley. Consequently, only a minor part of this avalanche fan should originate from the Christmas Landslide of 1768.

The synopsis of historical information, lichenometry, and the local geological situation shows that the tales of the Christmas Landslide are strongly exaggerated with regard

to the size and chronology of the event. These alterations of the true story may be partly due to later mythification but also to lies of original witnesses. Some of these witnesses could have been motivated by personal economic interests, i.e. by the possibility to get tax reductions by the administrative authorities.

Thus, the story of the Christmas Landslide is a mythological synthesis of a natural event (landslide), religious expectations (Last Judgement), speculations of the witnesses (planet collision, earthquake), economically motivated exaggerations (with regard to tax reduction) and narrative alterations (green lightning) in course of time.

## References

- ARMSTRONG, R.A. (1976): The influence of the frequency of wetting and drying on the radial growth of three saxicolous lichens in the field. – *New Phytologist*, **77**, 719–724, Oxford.
- ARMSTRONG, R.A. (1983): Growth curve of the lichen *Rhizocarpon geographicum*. – *New Phytologist*, **73**, 913–918, Oxford.
- BESCHEL, R.E. (1957): Lichenometrie im Gletschervorfeld. – Jahresbericht des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Tiere, **22**, 164–185, München.
- BESCHEL, R.E. (1961): Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). – In: RAASCH, G.O. (Ed.): *Geology of the Arctic* (Proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology), Vol. **2**, 1044–1062, Toronto.
- BESCHEL, R.E. (1963): Observations on the time factor in interactions of permafrost and vegetation. – Proceedings of the First Canadian Conference on Permafrost, Technical Memorandum, No. **76**, 43–56, Ottawa.
- BRADWELL, T. & ARMSTRONG, R.A. (2007): Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. – *Journal of Quaternary Science*, **22/4**, 311–320, West Sussex (John Wiley & Sons).
- DENGG, M., (1973; first edition 1922): *Lungauer Volkssagen*. – 3<sup>rd</sup> edition, 296 p., Mauterndorf.
- EXNER, C. (1989): *Geologie des mittleren Lungaus*. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**, 7–103, Wien.
- EXNER, C. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **36**, 1–38, Wien.
- EXNER, C. (1994): *Geologie des Schwarzenberges bei Tamsweg* (Lungau, Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 227–243, Wien.
- HEIM, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. – Beiblatt zur Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, **20**, 1–214, Zurich.
- HEJL, E. (2003): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 369–371, Wien.
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg. – 83 p., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KARIYA, Y., SATO, G., MOKUDAI, K., KOMORI, J., ISHII, M., NISHII, R., MIYAZAWA, Y. & TSUMARA, N. (2007): Rockfall hazard in the Daiseikei Valley, the northern Japanese Alps, on 11 August 2005. – *Landslides*, **4**, 91–94, Berlin (Springer).
- KRISAI, R., BURGSTALLER, B., EHMER-KÜHNKELE, U., SCHIFFER, R. & WURM, E. (1991): *Die Moore des Ost-Lungaus. Heutige Vegetation, Entstehung, Waldgeschichte ihrer Umgebung*. – *Sauteria*, **5**, 240 p., Salzburg (Abakus Verlag).
- KÜRSINGER, I. (1853): *Lungau. Historisch, ethnographisch und statistisch aus bisher unbenützten urkundlichen Quellen*. – 854 p. (reprint of the original edition of 1853), 3<sup>rd</sup> improved edition, Salzburg.
- LIEB, G.K. (1983): *Beobachtungen zum Spätglazial im Weißpriachtal* (Schladminger Tauern). – Festschrift für S.O. Morawetz (= Arbeiten aus dem Institut der Karl-Franzens-Universität Graz, **25**), 139–144, Graz.
- MARTISCHNIG, M. (1993): *Ignaz von Kürsinger (1795–1861). Leben und Werk*. – In: KÜRSINGER, I. (1853): *Lungau. Historisch, ethnographisch und statistisch aus bisher unbenützten urkundlichen Quellen*, 791–815 (reprint of the original edition of 1853), 3<sup>rd</sup> improved edition 1993, Salzburg.
- MATURA, A. (1980): *Die Schladminger und Wölzer Tauern*. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 363–368, Wien (Springer).
- RIEDL, H. (2010): *Mythogeographie. Ein Versuch an Hand kykladischer Fallstudien*. – *Salzburger Geographische Arbeiten*, **47**, 172 p., Salzburg.
- RIEDL, H. (2016): *Geographie und Mythos in der Landeskunde Niederösterreichs*. – 122 p., Wiener Neustadt.
- SLAPANSKY, P. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 476, Wien.
- SPREITZER, H. (1959/1960): *Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten*. – *Geographischer Jahresbericht aus Österreich*, **28**, 1–50, Wien.
- SUCESS, E. (1916): *Erinnerungen*. – X + 451 p., Leipzig (Hirzel).





## Das Bunte Moor in der Oberfernau (Stubai Alpen, Tirol) – Eine neu bearbeitete Schlüsselstelle für die Kenntnis der nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen der Ostalpen

GERNOT PATZELT\*

5 Abbildungen, 1 Tabelle

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

174 Timmelsjoch / NL 32-06-04 Sölden

Stubai Alpen  
Buntes Moor  
Gletscherschwankungen  
Klimageschichte  
Holozän

### Inhalt

Zusammenfassung .....	97
Abstract .....	97
Einleitung .....	98
Forschungsgeschichtlicher Rückblick .....	99
Das neue Sedimentprofil .....	102
Das Pollenprofil .....	103
Das Bunte Moor im regionalen Vergleich .....	103
Schlussbemerkung .....	106
Dank .....	106
Literatur .....	106

### Zusammenfassung

Das Bunte Moor in der Oberfernau im Stubaital ist eine forschungsgeschichtlich bedeutende Lokalität für die Kenntnis der holozänen Gletscher- und Klimaentwicklung. Es werden die bisher erarbeiteten Forschungsergebnisse zusammengefasst, kritisch betrachtet und ergänzt, sowie einem neu aufgenommenen Sedimentprofil gegenübergestellt. Das neue Profil deckt mit 19 <sup>14</sup>C-Datierungen das Holozän ab 8000 BC in guter zeitlicher Auflösung ab. Im jüngeren Abschnitt der holozänen Wärmezeit ist ab 6000 BC eine 80 cm messende Torflage entstanden, deren Wachstum um 2000 BC endet. Ab dieser Zeit weisen Einschwemmungen von glazialen Material auf mehrfach unterbrochene, große Gletscherstände des Fernaufeners hin. Für den von AARIO (1943) erstmals beschriebenen und von MAVR (1964) bestätigten Vorstoß des Fernaufeners, der die neuzzeitlichen Gletscherhochstände in der Länge um 125 m übertroffen hat, ergab das neue Profil keinen stratigrafischen Beleg. In der römerzeitlichen sowie in der hochmittelalterlichen Klimagunstphase weisen die entsprechenden Torflagen auf wärmere Klimaverhältnisse hin, bei denen der Gletscher eine deutlich geringere Ausdehnung gehabt haben musste, als zur Zeit des Gletschervorstoßes um 1920 AD.

Der regionale Vergleich mit den Ergebnissen aus ostalpinen Gebirgsgruppen zeigt gute Übereinstimmung mit den erfassten Verhältnissen im Bunten Moor.

### The “Bunte Moor” bog in Oberfernau (Stubai Alps, Tyrol) – a revised key location for the knowledge of the postglacial glacier fluctuations in the Eastern Alps

#### Abstract

The “Bunte Moor” bog in Oberfernau (Stubai Valley, Tyrol) is a historically important research location for the knowledge of the Holocene glacier- and climate development. In this paper the previously developed research will be summarized, critically examined and supplemented, as well as compared with a newly recorded sediment profile. The Holocene from 8000 BC on is covered in good chronological resolution in the new profile by nineteen <sup>14</sup>C-datings. In the younger section of the interglacial

\* GERNOT PATZELT: Patscher Straße 20, 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

period of the Holocene from 6000 BC to around 2000 BC an 80 cm thick peat layer developed. Since then, evident input of glacially derived sediment indicates a phase of discontinuous large glacier extents of the "Fernaufener" glacier. There is no stratigraphic evidence within the new profile for a glacial advance of the "Fernaufener" surpassing the modern glacier maximum extent in length by 125 m as described by AARIO (1943) and later on confirmed by MAYR (1964). In the Roman and high-medieval period, the relevant peat layers reference to a warmer climate, where the glacier must have had a much lower extent than at the time of the glacier advance around 1920 AD.

The regional comparison with results from mountain ranges of the Eastern Alps shows a good correlation with the recorded setting in the "Bunte Moor" bog.

## Einleitung

Die Endmoräne des Fernaufeners im Talschluss des Stubaitales und das daran anschließende „Bunte Moor“ (Abb. 1) sind Schlüsselstellen für die Erforschung der nacheiszeitlichen alpinen Gletscherentwicklung. Im südlichen Bereich des ehemaligen Zungenendes ist die von KINZL (1929: 103) erstmals genannte „Fernaumoräne“ innerhalb des neuzeitlichen Moränenkomplexes deutlich abgesetzt erhalten. Im unmittelbar davor liegenden Bunten Moor (Abb. 2) hat AARIO (1943, 1944) erstmals die Pollenanalyse zur Erfassung von Gletscherschwankungen angewendet. Diese Arbeit ist nicht nur von den Ergebnissen, sondern auch von

der Methodik her ein Markstein für die Erforschung der holozänen Gletscher- und Klimageschichte.

Die den Arbeiten von AARIO nachfolgenden Untersuchungen sind entweder methodisch nicht einwandfrei (MAYR, 1968) oder unvollständig publiziert (WEIRICH & BORTENSCHLAGER, 1980). In der vorliegenden Arbeit wird das Pollenprofil von WEIRICH mit den bisher nicht veröffentlichten Radiokarbondaten ergänzt. Dadurch wird es chronologisch vergleichbar mit dem Sedimentprofil, das im Zuge der vorliegenden Untersuchung aufgenommen und mit einer neuen Probenserie datiert wurde. Verbunden ist damit das Anliegen, diese wissenschaftshistorisch bedeutende Lokalität in Erinnerung zu rufen und aufzuwerten.

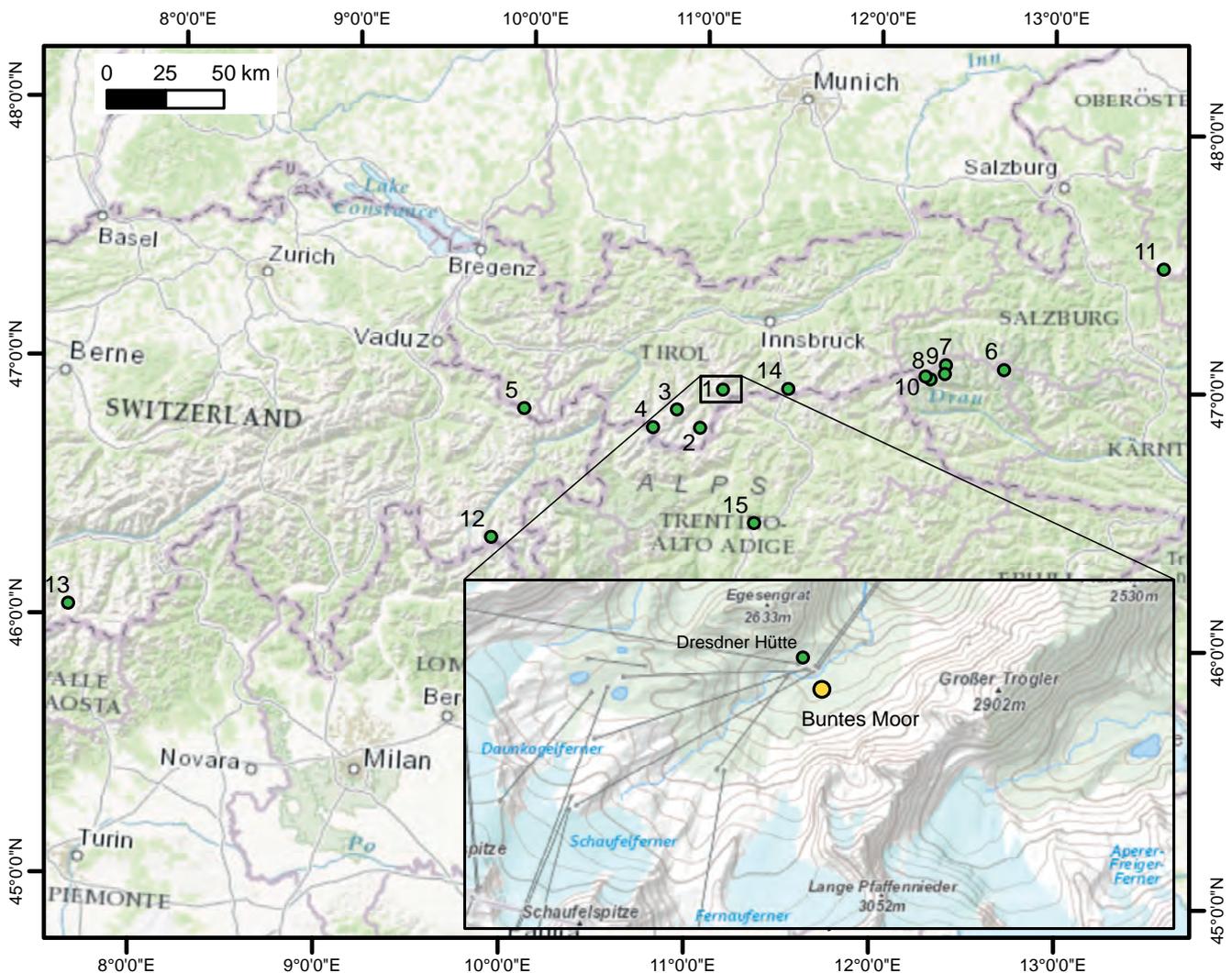


Abb. 1.

Lage des Bunten Moores (46°59'43" N, 11°08'31" E, 2.280 m) und des Fernaufeners sowie der regionalen Vergleichslokalitäten.

1 Oberfernau, 2 Schönwieshütte, 3 Mittelbergferner, 4 Gepatschferner, 5 Kromertalmoränen, 6 Pasterze, 7 Schlattenkees, 8 Essener-Rostocker Hütte, 9 Zettalunitz-kees, 10 Simonykees, 11 Hallstätter Gletscher, 12 Tschervagletscher (Schweiz), 13 Mont Miné-Gletscher (Schweiz), 14 Brenner, 15 Bozen.

Datenquelle: ESRI World Topographic Map, Detailkarte: basemap.at

## Forschungsgeschichtlicher Rückblick

Die Fernamoräne hat KINZL (1929: 117) anhand morphologischer Kriterien einer Vorstoßperiode des 17. Jahrhunderts zugeschrieben. HEUBERGER & BESCHEL (1958) bestätigen diese Einschätzung und bestimmen für die Fernamoräne mit Hilfe der neu entwickelten Flechtenmessmethode (Lichenometrie) eine Ablagerungszeit um 1680 AD. Die junge Bodenbildung eines alpinen Rankers auf der Moräne weist, wie dies auch MAYR (1964: 266) feststellt, ebenfalls auf neuzeitliches Alter hin. Eine neue Untersuchung der glazialen Ablagerungen in diesem Bereich ist jedoch noch nicht erfolgt.

Für die pollenanalytische Arbeit von AARIO (1944) war eine entsprechende feinstratigrafische Aufnahme der Sedimente des Moorprofils notwendig. Als bedeutendstes Ergebnis ist dabei eine Störung der Moorstratigrafie festgestellt worden. Ein vorgefundenes Torfpaket war teilweise erodiert und durch Grobschotter überlagert. Der Schotter wurde als glazigenes Sediment angesprochen. Eine entsprechende Moräne konnte zwar nicht festgestellt werden, jedoch wurde aus der Situation ein Gletscherhochstand abgeleitet, der rund 125 m über die neuzeitliche Gletscherausdehnung hinausreichte.

Dieser Schichtkomplex ist von ca. 2 m ungestörten, lehmig-sandigen Sedimenten und Torfbändern überlagert, womit für den Gletscherhochstand ein deutlich vorneuzeit-

liches Alter erschlossen und mit Hilfe der Pollenanalyse auf die subatlantische Periode und eine Zeit zwischen 600 vor und Christi Geburt festgelegt wurde. Die inzwischen vorgenommenen Radiokarbondatierungen ergaben dafür einen Zeitraum um 1500 BC (siehe unten).

Weiterführende Untersuchungen im Bunten Moor hat MAYR (1964, 1968) mit umfangreichen Geländearbeiten in den Jahren 1961 bis 1963 durchgeführt. Durch Grabungen wurden zahlreiche Sedimentprofile erschlossen und damit eine neue chronostratigrafische Gliederung erarbeitet, vorerst noch ohne Radiokarbondatierungen. Als wichtigstes Ergebnis erscheint, dass durch Aufschlussweiterung die Moräne zum von AARIO (1944) postulierten Gletscherhochstand gefunden und dieser somit bestätigt wurde (MAYR, 1964: Taf. 4). Sie wird als „Moorstauchmoräne“ bezeichnet und stratigrafisch der Fichten-Tannenzeit des Subboreals zugeordnet.

Der neu erschlossenen Stratigrafie des Moores hat MAYR (1964) das Pollenprofil von AARIO (1944) angepasst. Dabei ist das 370 cm messende Pollenprofil von AARIO ohne ergänzende Analyse um 110 cm auf 480 cm Profilhöhe gestreckt worden. Diese Vorgangsweise erscheint unzulässig und führt zu Diskrepanzen mit den nachfolgenden Profilaufnahmen und Analysen (siehe unten).

Das Profil hat MAYR (1968) mit überarbeiteter Stratigrafie und den sieben ersten, inzwischen gemessenen Radiokarbondaten nochmals publiziert. Die Daten mussten



Abb. 2.  
Das Vorfeld des Fernaufeners mit erhaltenen Seiten- und Endmoränen (rechte Bildhälfte) und das Bunte Moor (grüne Fläche, linke untere Bildhälfte) mit der Felsumrahmung. Entnahmestelle des neuen Sedimentprofils markiert (Pfeil). Aufnahme: 27.07.2009.

nachträglich von Seiten des Labors um  $+230 \pm 30$  Jahre korrigiert werden (FELBER, 1969: 114). Diese Korrekturen konnten von MAYR (1968) in der für die INQUA 1965 in Boulder, USA, vorgelegten Publikation nicht mehr berücksichtigt werden.

In der nachfolgenden Arbeit von WEIRICH & BORTENSCHLAGER (1980) sind jedoch die korrigierten Daten verwendet worden (Tab. 1). Sie zeigen im oberen, überwiegend anorganischen Profilabschnitt innerhalb der großen Standardabweichungen Übereinstimmung, im unteren Torfabschnitt jedoch deutliche Abweichungen von den inzwischen neu durchgeführten Datierungen. Diese Unstimmigkeiten konnten nicht geklärt werden.

Die von WEIRICH in den Jahren 1974 bis 1976 durchgeführte Pollenanalyse des Moorprofils wurde nach deren unerwarteten Ausscheiden von BORTENSCHLAGER fertiggestellt und publiziert (WEIRICH & BORTENSCHLAGER, 1980). Zur Zeit der Profilaufnahme von WEIRICH war die Erosionswand des Moores gegenüber den Arbeiten AARIO und MAYR zurückverlegt und verstürzt, die ursprünglichen Aufschlussverhältnisse zeigten sich schon damals stark verändert. Das

neu aufgenommene Profil entsprach mit 385 cm gut der Mächtigkeit des Profils von AARIO (1944) (370 cm) und nicht der von MAYR (1964) (480 cm).

Das Pollenprofil erfüllt mit der artenreichen Aufschlüsselung sowie in der Darstellung einen modernen Standard. Es kann mit Hilfe der Sedimentstratigrafie mit dem Profil von AARIO (1944) parallelisiert werden, wodurch der unterschiedliche Analysestandard überbrückt wird.

Für die 1980 erschienene Arbeit von WEIRICH und BORTENSCHLAGER wurden die sieben Radiokarbondatierungen aus dem nicht mehr zugänglichen Profil von MAYR (1968) übertragen. Nicht verwendet wurden die gezielt für das Pollenprofil entnommenen und 1976 gemessenen neun zusätzlichen Daten. Die beiden Basisdaten von MAYR (VRI-8 und VRI-9) konnten schon von WEIRICH & BORTENSCHLAGER (1980) nicht eindeutig zugeordnet werden, eine Unstimmigkeit, die mit der aktuellen Datenserie bestätigt wird. Die aufgezeigten Diskrepanzen ließen es sinnvoll erscheinen, das Moorprofil neu zu bearbeiten. Die Ergebnisse dieser Bemühung werden nachstehend mitgeteilt.

Proben Nr.	Profiltiefe cm	Labor Nr.	con. $^{14}\text{C}$ BP	calib. $^{14}\text{C}$ BC (2 $\sigma$ )
MAYR, 1968 (mit $+ 238 \pm 80$ a korrigiert)				
		VRI-11	1890 $\pm$ 120	200 BC–400 AD
		VRI-15	2280 $\pm$ 110	800 BC–50 BC
		VRI-14	2640 $\pm$ 110	1050 BC–400 BC
		VRI-13	2820 $\pm$ 120	1400 BC–750 BC
		VRI-10	3150 $\pm$ 120	1700 BC–1050 BC
		VRI-9	6220 $\pm$ 150	5500 BC–4800 BC
		VRI-8	6220 $\pm$ 110	5500 BC–4850 BC
WEIRICH & BORTENSCHLAGER, 1980 (Datenserie ergänzt)				
	18	VRI-460	220 $\pm$ 70	1490 AD–1950 AD
	34	VRI-459	530 $\pm$ 70	1280 AD–1490 AD
	46	VRI-458	450 $\pm$ 70	1320 AD–1640 AD
	74	VRI-457	1010 $\pm$ 80	860 AD–1220 AD
	74	VRI-457W	1270 $\pm$ 70	640 AD–950 AD
	75	VRI-526W	1200 $\pm$ 150	550 AD–1200 AD
	85	VRI-556	620 $\pm$ 80	1260 AD–1440 AD
	105	VRI-527	1940 $\pm$ 150	400 BC–400 AD
	280	VRI-530	3150 $\pm$ 80	1620 BC–1220 BC
	305	VRI-531	3490 $\pm$ 80	2030 BC–1620 BC
	350	VRI-532	5590 $\pm$ 110	4710 BC–4230 BC
Profil 1 der vorliegenden Arbeit				
BM- 1	38	VERA-4507	795 $\pm$ 35	1160 AD–1280 AD
BM-2a	47	VERA-4506A	1035 $\pm$ 35	890 AD–1120 AD
BM-2b	47	VERA-4506B	755 $\pm$ 35	1215 AD–1295 AD
BM-3	62	VERA-4505	1080 $\pm$ 40	880 AD–1030 AD
BM-4	70	VERA-4504	1420 $\pm$ 35	570 AD–665 AD
BM-5	91	VERA-4503	1710 $\pm$ 35	240 AD–410 AD
BM-6	105	VERA-4502	2310 $\pm$ 35	430 BC–200 BC
BM-7	142	VERA-4501	2460 $\pm$ 35	760 BC–410 BC
BM-8	160	VERA-4965	2655 $\pm$ 40	910 BC–780 BC
BM-10	192	VERA-4966	3015 $\pm$ 45	1400 BC–1120 BC
BM-11	195	VERA-5481HS	3430 $\pm$ 35	1880 BC–1630 BC
BM-12	197	VERA-5223	3690 $\pm$ 40	2200 BC–1950 BC
BM-12	197	VERA-5223HS	3805 $\pm$ 30	2350 BC–2130 BC
BM-13	225	VERA-5482HS	5170 $\pm$ 40	4050 BC–3810 BC
BM-14	231	VERA-5483HS	5460 $\pm$ 40	4370 BC–4230 BC
BM-15	270	VERA-4967	6990 $\pm$ 50	5990 BC–5750 BC
BM-16	273	VERA-5605	7635 $\pm$ 35	6570 BC–6420 BC
BM-17	280	VERA-5484	7645 $\pm$ 35	6590 BC–6430 BC
BM-18	365	VERA-5224	8375 $\pm$ 35	7530 BC–7350 BC
BM-19	385	VERA-5225	8805 $\pm$ 35	8180 BC–7730 BC

Tab. 1.  
Radiokarbondaten aus dem Bunten Moor. Alle  $^{14}\text{C}$ -Daten wurden mit Intcal 13 (REIMER et al., 2013; BRONK RAMSEY, 2005) kalibriert.

# BUNTES MOOR, OBERFERNAU, 2.280 m

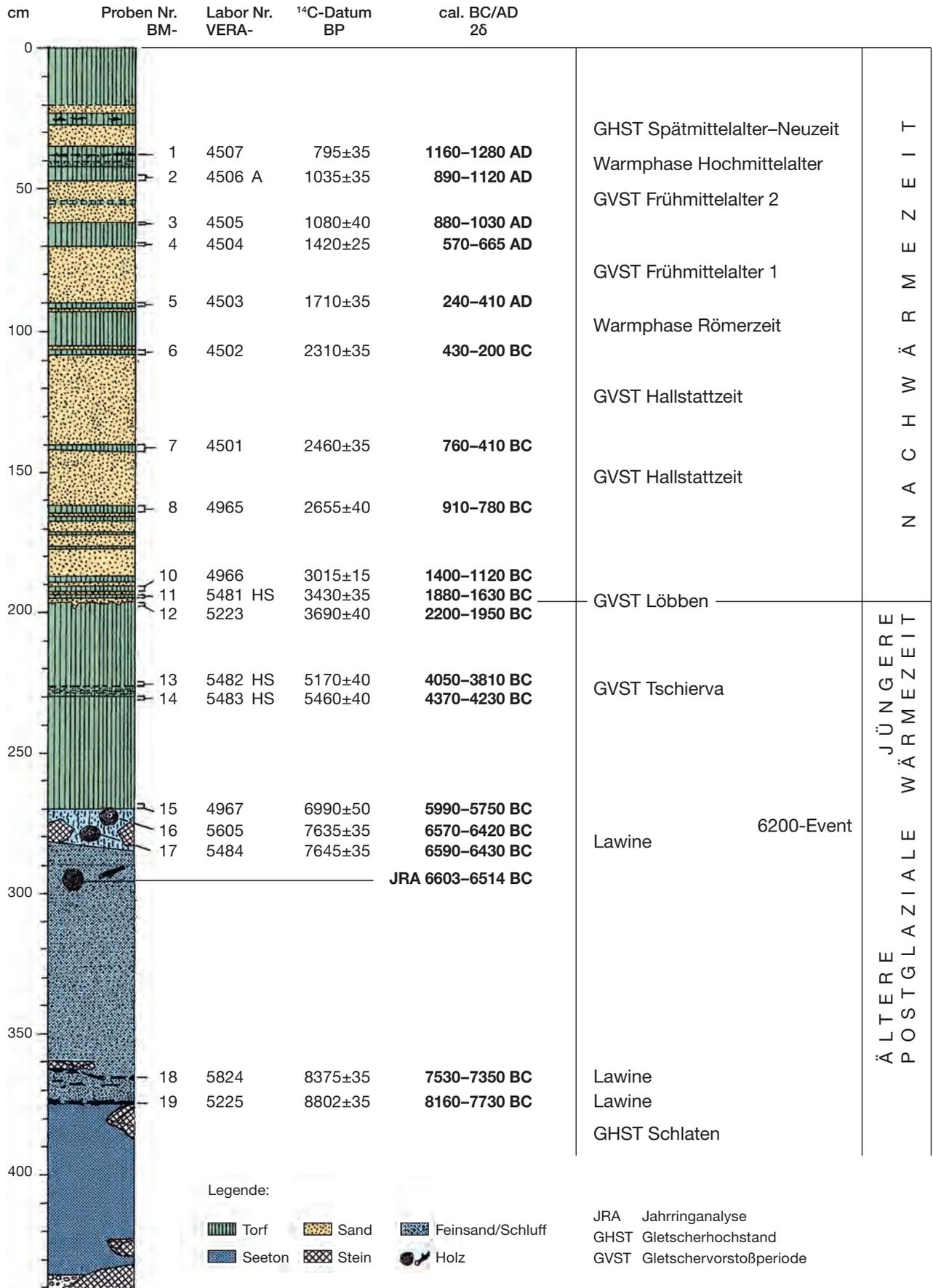


Abb. 3. Stratigraphie, Radiokarbonaten und die Gliederung des Holozäns im neuen Sedimentprofil des Bunten Moores.

## Das neue Sedimentprofil

Durch die technische Erschließung des Gebietes für den Skilift wurden die Geländebeziehungen im Bereich der Oberfernau stark verändert. Das Moränengelände wurde großflächig planiert und umgestaltet (Abb. 2). Durch einen Wasserleitungsgraben quer durch das Moor wurde die Stratigraphie gestört. Ein neu aufgeschütteter Damm an der Moorböschung schützt zwar vor weiterer Erosion, überdeckt jedoch zum Teil die Moorablagerungen. Die Lokalitäten der vorangegangenen Untersuchungen sind verschüttet und nicht mehr zugänglich. Nur das Moränengelände im südlichsten Abschnitt ist weitgehend unverändert erhalten geblieben.

Für die neue Profilaufnahme (Abb. 3) konnte durch Schachtgrabungen nordöstlich der alten Profilstellen eine ungestörte Schichtfolge von insgesamt 440 cm Mächtigkeit erschlossen werden. Die Torf- und anorganischen Sedimente der oberen 275 cm entsprechen den älteren Aufnahmen, die darunterliegenden Feinsand-Seetonlagen sind erstmals im Detail dargestellt. Ob an der Basis in 430 cm Profiltiefe anstehender Fels oder nur ein Felsblock erreicht wurde, ließ sich nicht eindeutig klären.

Dem neuen Profil wurden sorgfältig und exakt stratigraphisch festgelegt 19 Proben für die Radiokarbondatierungen entnommen. Diese wurden am VERA-Labor in Wien mit dem AMS-Verfahren bestimmt und mit den übrigen Daten

## Buntes Moor, Oberfernau, 2.280 m: Stratigraphie und Pollendiagramm von 1974

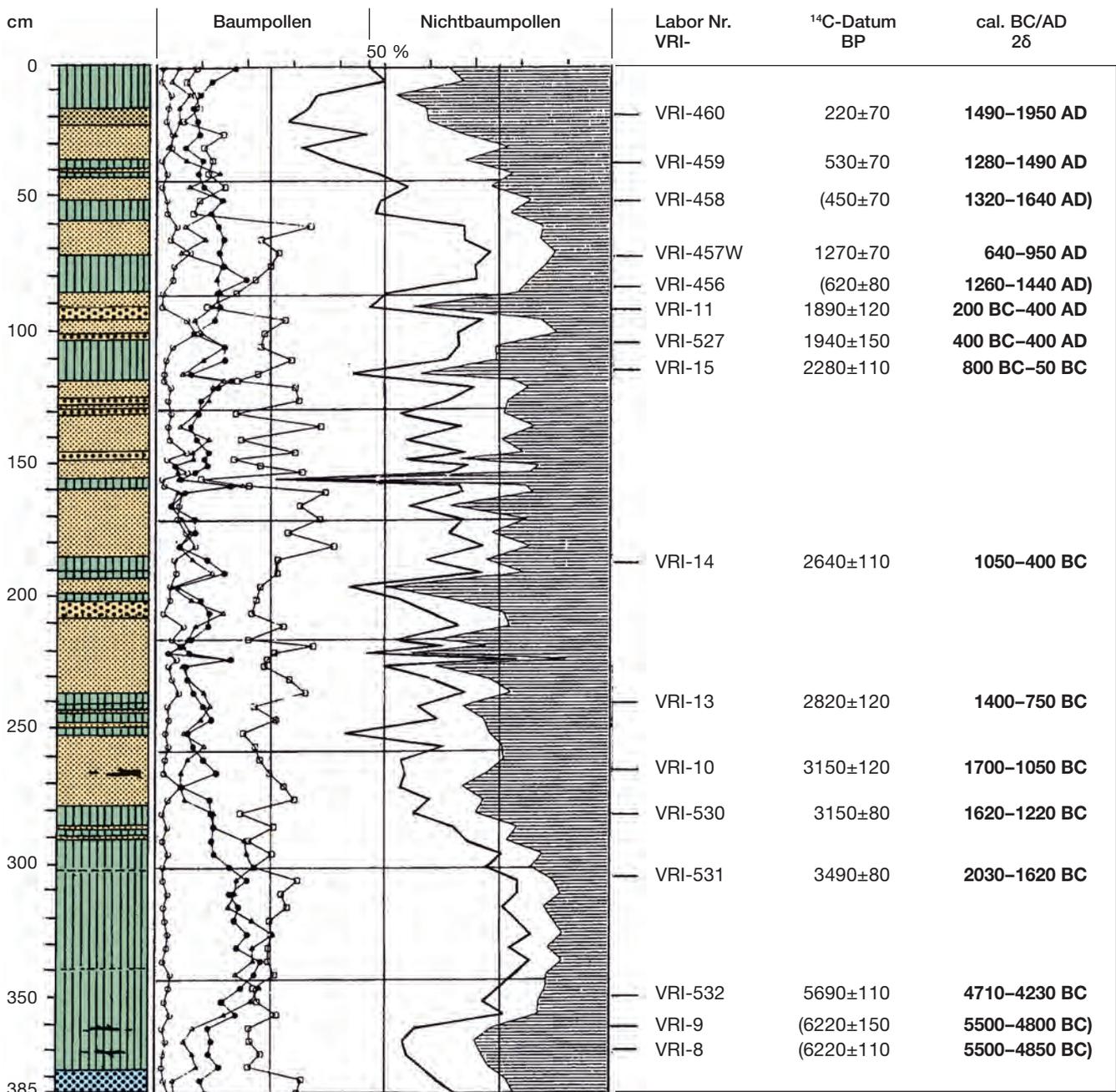


Abb. 4. Stratigraphie, Hauptdiagramm und die Radiokarbondaten im Pollenprofil des Bunten Moores.

einheitlich nach Intcal 13 kalibriert (Tab. 1). Damit wurde eine deutlich präzisere zeitliche Festlegung der Sedimentationsabfolge erreicht. Die große Probandichte sollte auch eine bessere Beurteilung der vorangegangenen Datierungen ermöglichen und vor allem die Altersbestimmungen des Pollenprofils von WEIRICH & BORTENSCHLAGER (1980) kontrollieren und schärfer fassen.

Das Basisdatum der Datenserie liegt mit 8160–7730 BC (BM-19) am Beginn der Pollenzone V des Boreals und gibt ein Mindestalter für das Eisfreiwerden des Talbeckens, indem das Moor liegt. Die zersplitterten Ast- und Zweigreste werden, wie auch die der 10 cm darüber liegenden Probe BM-18 (7530–7350 BC), mit den eingelagerten Felsbruchstücken als Ablagerungen von Lawinen interpretiert, die gelegentlich auch heute noch aus der südlich aufragenden Felsflanke das Moor erreichen. Die folgende Sedimentation von 70 bis 75 cm Feinsand und Schluff mit einem eingeschlossenen, jahrringchronologisch datierten Baumstamm (6603–6514 BC) in 295 cm Profiltiefe endet mit einer gestörten, steindurchsetzten Sandlage. Zwei Baumholzproben aus dieser Schicht ergaben ein übereinstimmendes Alter von 6590–6430 BC (BM-17) und 6570–6420 BC (BM-16). Es wird damit wiederum ein Lawinenereignis erfasst. Den Daten zufolge liegt zwischen den Proben BM-16 und BM-15 ein 500 bis 600 Jahre andauernder Hiatus, der Wachstumsstillstand und/oder Erosion anzeigt.

Mit der Probe BM-15 (5990–5750 BC) ist der Beginn des Torfwachstums im Moor festgelegt, das durch eine schluffreiche Einschwemmung zwischen 4370–4230 BC (BM-14) und 4050–3810 BC (BM-13) nicht unterbrochen, bis 2200–1950 BC (BM-12) andauert. Diese Torfbildung umfasst den jüngeren Abschnitt der holozänen Wärmezeit, die mit Ausnahme der Einschwemmung in 230 cm Profiltiefe durchgehend auf geringe Gletscherausdehnung hinweist.

Die Torfbildung endet mit einer glazialen Einschwemmung zwischen 2200 BC und 1950 BC (BM-12) sowie 1880 BC und 1630 BC (BM-11). Es folgt von 1400–1120 BC (BM-10) bis 430–200 BC (BM-6) eine Folge von dünnen Torfbändern und zunehmend mächtiger werdenden glazigenen Sandlagen, die eine Zeit großer Gletscherstände anzeigen. Aufgrund der topografischen Gegebenheiten im Gletschervorfeld des Fernaufeners muss die Ausdehnung des Gletschers dabei jeweils ein Ausmaß erreicht haben, die jene des Vorstoßes von 1920 AD übertraf. Bei geringerer Ausdehnung als 1920 AD konnte in diesem Zungenbereich kein Abfluss und im untersuchten Profil des Moores keine glaziale Einschwemmung erfolgen.

Das Pollendiagramm (Abb. 4) zeigt ab dieser Zeit mit VRI-530 (3150 ± 80 BP, cal. 1620–1220 BC) bis VRI-15 (2280 ± 110 BP, cal. 800–50 BC) stark schwankende, hohe Nichtbaumpollen (NBP)-Anteile, die den Einschwemmungen im Moor entsprechen und die Gletschervorstoßphasen mit der Klimaungunst dieser Zeit bestätigen. Die von MAYR (1964) beschriebene „Moorstauchmoräne“ zeichnet sich in diesem Profil allerdings nicht ab.

Die Torflage zwischen BM-6 (430–200 BC) und BM-5 (240–410 AD) weist auf eine geringere Gletscherausdehnung hin, die der römerzeitlichen Warmphase entspricht (Abb. 3). Es folgt wiederum glazigene Sedimentation von zwei frühmittelalterlichen Gletschervorstoßphasen, die zwischen 570–665 AD (BM-4) und 880–1030 AD (BM-3) unterbro-

chen war. Das Torfband in 35–48 cm Profiltiefe gibt mit BM-2 (890–1120 AD) ein Mindestalter für den Beginn der Warmphase des Hochmittelalters, deren Höhepunkt mit einem Holzhorizont durch BM-1 auf 1160–1280 AD datiert ist. Die darüber folgenden Feinsandlagen sind in diesem Profil nicht datiert. Sie dürften im Spätmittelalter und in der Neuzeit abgelagert worden sein.

## Das Pollenprofil

Für das Pollenprofil von WEIRICH (Abb. 5) wurde die dort dargestellte Stratigrafie neu gezeichnet, um diese mit dem neuen Sedimentprofil leichter vergleichbar zu machen. Sie zeigt eine in den Grundzügen übereinstimmende Schichtfolge. Die Abweichungen der Sedimentstärken sind auf die gletschernähere Lage der Entnahmestelle zurückzuführen. Die von MAYR übernommene <sup>14</sup>C-Datenserie wurde durch die elf bisher nicht publizierten <sup>14</sup>C-Daten ergänzt (Tab. 1, Abb. 5). Diese stimmen innerhalb des größeren Standardfehlers von 500 AD bis 2000 BC mit denen des neuen Sedimentprofils überwiegend gut überein. Nur die beiden Daten VRI-526W (550–1200 AD) und VRI-458 (1320–1640 AD) zeigen jeweils eine Altersinversion an und sind auszuschneiden. Im tieferen Profilabschnitt waren die Daten nicht mit denen des neuen Profils in Übereinstimmung zu bringen. Das Alter von Probe VRI-532 (4710–4230 BC) ist stratigrafisch nicht eindeutig einzugliedern. Für die von MAYR übernommenen Basisdaten VRI-8 (5500–4850 BC) und VRI-9 (5500–4800 BC) konnten schon WEIRICH & BORTENSCHLAGER (1980: 23, Fig. 5) keine eindeutige Zuordnung finden. Die Daten fallen nach der Pollenanalyse in die Zeit eines markanten Nichtbaumpollen (NBP)-Maximums, nach der Kalibration aber in die ausgeprägte Jüngere Wärmezeit (Abb. 5). Dieser Widerspruch konnte mit den vorliegenden Informationen nicht geklärt werden. Die beiden Daten bleiben im Folgenden unberücksichtigt.

Der ausgeprägte NBP-Gipfel mit der Abnahme des Erlenpollenanteils in diesem Profilabschnitt (260–280 cm Profiltiefe) fällt nach der Datierung BM-15 im neuen Sedimentprofil in eine Zeit vor 5990–5750 BC und damit in den Bereich des oben erwähnten Hiatus und des vorangegangenen Lawinenhorizontes. Das Pollenprofil weist also auf eine ausgeprägte Klimaverschlechterung mit Gletscherwachstum hin, die allerdings wegen der unklaren Datierungen zeitlich nicht scharf erfasst und abgrenzbar ist.

## Das Bunte Moor im regionalen Vergleich

Der aufgezeigte Befund, dass das Talbecken im Bereich des Bunten Moores spätestens um 8000 BC bereits eisfrei war, findet für diesen Zeitbereich an mehreren ostalpinen Lokalitäten eine Bestätigung. Schon die ersten, mit <sup>14</sup>C-Datenserien versehenen Pollenprofile von BORTENSCHLAGER aus dem Nahbereich neuzeitlicher Gletscherhochstände der Venedigergruppe (Hohe Tauern) reichen an den Beginn des Boreals zurück (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1973). Im Profil Rostocker Hütte R-I ergab die Basisprobe neu kalibriert 8200–7550 BC. Im Profil Schlattenkees S-I wurde das Basisdatum neu kalibriert auf 8500–7650 BC bestimmt.

## BUNTES MOOR, OBERFERNAU, 2.280 m

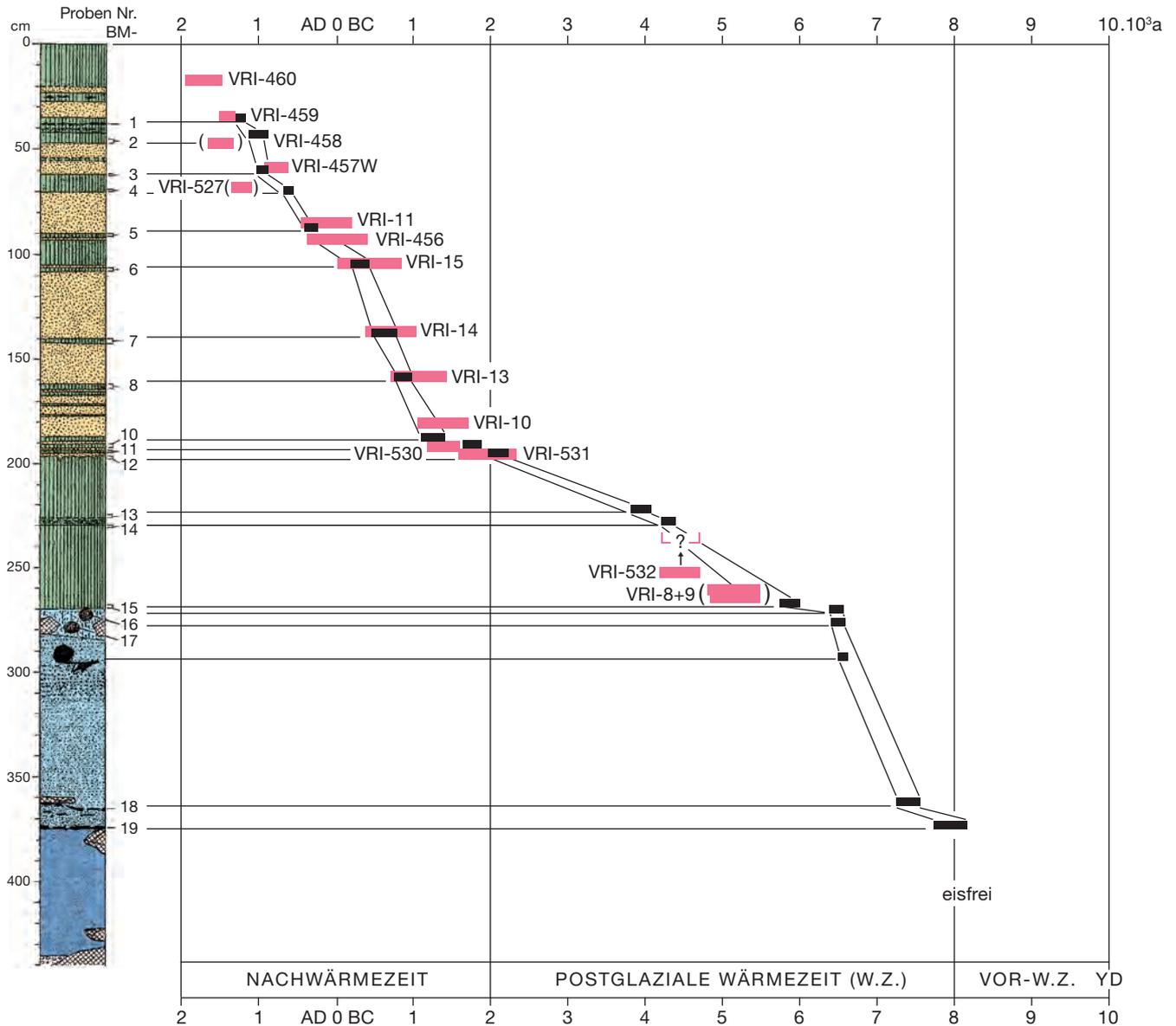


Abb. 5. Die kalibrierten Radiokarbonaten (2 $\sigma$ -Geltungsbereich) im neuen Schichtprofil des Buntensees (schwarze Balken) und im Pollenprofil (rote Balken).

Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden in den letzten Jahren durch entsprechende Neubearbeitung kontrolliert und ergänzt. Dabei ist das alte Profil Rostocker Hütte R-II erweitert und im tieferen Abschnitt verlängert worden. Das Basisdatum der dabei neu erschlossenen Torflage ergab 8450–7800 BC (VRI-1887: 9000  $\pm$  80 BP, PATZELT, 2015: 97). Das Profil liegt ca. 70 m außerhalb der neuzeitlichen Ufermoräne.

Im Bereich der ca. 2.200 m hoch gelegenen, rechten Ufermoräne des Schlatenkees ergaben die kalibrierten Daten des Pollenprofils S-1 von BORTENSCHLAGER und neu aufgefundene Torf- und Holzproben im Umkreis dieser Lokalität, von denen KURT NICOLUSSI (Universität Innsbruck) die Hölzer jahrringchronologisch bearbeitet hat, Belege für Baumwachstum ab 8200 BC. Eine Ufermoräne des Schlatenkees ist knapp vorher, zwischen 8400 und 8200 BC, abgelagert worden (PATZELT, 2015). Die erwähnten Belegstellen liegen ca. 100 m außerhalb der neuzeitlichen Ufermoräne.

Im Dorfertal (südliche Venedigergruppe, Hohe Tauern) wurden in einem Moor, das vom Abfluss und eingespülten Sedimenten des Zettalunitzkees nur bei Maximalständen erreicht wird, dafür in einem Torfprofil zwei übereinstimmende Basisdaten von 8300–7750 BC und 8250–7600 BC (VRI-1404: 8950  $\pm$  90 BP, VRI-1405: 8810  $\pm$  90 BP) bestimmt. In einem zweiten, für die Pollenanalyse entnommenen Profil ergab die Basisprobe ein Alter von 8160–7670 BC (VERA-1997: 8775  $\pm$  30 BP) und bestätigt damit die ersten Daten. Sie geben ein Mindestalter für einen Gletscherhochstand in neuzeitlicher Größenordnung.

Im zentralen Gebirgsraum der Ötztaler Alpen wurden im oberen Gurgler Tal die Pollenprofile aus dem Moor Schönwies, unweit der Schönwieshütte (2.262 m), analysiert (BORTENSCHLAGER, 1984). Das Basisdatum ergab mit dem Mittelwert aus zwei Proben 9300–8300 cal. BC (Profil Schönwies II, VRI-528: 9300  $\pm$  300 BP, VRI-529: 9590  $\pm$  260 BP) und fällt damit in die Pollenzone IV des Praeboreals. Die Neuanalyse des Profils durch NOTHEGGER (1997)

bestätigt mit dem Basisdatum 9150–8250 cal. BC (VRI-1695: 9340 ± 130 BP) die Datierung von Profil Schönwies II. Die Profilentnahmestelle liegt ca. 1.250 m vor der neuzeitlichen Endmoräne des Rotmoosferners von 1855 AD.

Im Vorfeld der Pasterze (Hohe Tauern, Großglocknergebiet) sind zahlreiche Torf- und Holzreste, z.T. von großen Baumstämmen gefunden worden, die unter dem zurück-schmelzenden Zungeneis herausgespült wurden. Deren Wachstumsstandort ist unbekannt und noch eisbedeckt (NICOLUSSI & PATZELT, 2001). Eine aktualisierte Bearbeitung dieser Daten (NICOLUSSI, 2011) bestätigt, dass sieben Datierungen in den Zeitraum 8100–7900 BC fallen und damit kleinere Gletscherstände als heute anzeigen. Mit zwei Daten ist Baumwachstum und geringere Eisausdehnung für die praeboreale Zeit vor 8200 BC belegt. Die Pasterze war in dieser Zeit bereits kleiner als heute.

Die jahringchronologische Bearbeitung der Hölzer im eisrandnahen Vorfeld des Mont Miné-Gletschers (Schweizer Alpen) durch KURT NICOLUSSI ergab ab 7550 BC Baumwachstum in einem Bereich, der jetzt eisfrei wird (NICOLUSSI & SCHLÜCHTER, 2012). Der Gletscher muss schon einige Zeit vorher kleiner gewesen sein als heute.

In das aufgezeigte Bild der frühholozänen Eisausdehnung, die kleiner als die neuzeitlichen Gletscherhochstände war, fügt sich die Datierung der Basis des Bunten Moores für die Zeit um 8000 BC gut ein. Das Moor kann nach den Daten der zitierten Lokalitäten auch etwas früher eisfrei geworden sein. Damit unvereinbar dagegen ist die zeitliche Festlegung der Kromertalmoränen in der Silvrettagruppe für das Boreal (MORAN et al., 2016). Das Kromer-Stadial erfordert eine Schneegrenzhöhe, die 60–70 m tiefer lag als das neuzeitliche Bezugsniveau. Eine solche Schneegrenzdepression ist nach den Ergebnissen der vorliegenden Untersuchung ab der 2. Hälfte des Praeboreals auszuschließen. Die zeitliche Festlegung des Kromer-Stadials beruht auf einem Mittelwert von Expositionsdatierungen, die durchwegs Mindestalter für die Moränenablagerung ergeben. Es spricht nichts dagegen, dass die Klostertalmoränen deutlich früher, etwa in der frühpraeborealen Abkühlungsphase um 8900 BC abgelagert wurden und sich damit in den hier erfassten Ablauf der frühholozänen Gletscherentwicklung gut einfügen würden.

In die Zeit der Schichtlücke des Sedimentprofils zwischen BM-16 und BM-15 fällt die markante Temperaturdepression, die sich im grönländischen Inlandeis für etwa 160 Jahre zwischen 8297 und 8136 BP abzeichnet (THOMAS et al., 2012) und in der vorliegenden Arbeit als „6200-Event“ angeführt ist (Abb. 3). Im Bereich der alpinen Gletscher war dieser Event lange Zeit nicht zu fassen. Einen ersten Hinweis darauf ergab das Profil 3 im Vorfeld des Gepatschferners (Öztaler Alpen; NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 35), wo im Uferbereich ein Gletschervorstoß stratigrafisch für die Zeit zwischen 6400 und 6000 BC festlegbar war, der einer Eisrandlage von 1950 AD entspricht. Inzwischen ist an gegenwärtig ausschmelzenden Baumstämmen ein Vorstoß des Mont Miné-Gletschers (Schweizer Alpen) mit 6183–6169 BC jahringchronologisch präzise datiert (NICOLUSSI & SCHLÜCHTER, 2012). Aber auch hier ist die Reichweite des Gletschers für diese Zeit nicht bestimmbar.

In der Torflage des Bunten Moores entspricht die schwache Einschwemmung um 4300 BC zeitlich dem Gletschervorstoß, der am Tschiervagletscher jahringchronologisch

für die Zeit zwischen 4650 und 4230 BC festgelegt wurde (JOERIN et al., 2008). Um 4300 BC ist auch ein Vorstoß des Gepatschferners erfolgt (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 38, Abb. 21) und für die gleiche Zeit ein solcher des Gurgler Ferners.

Den Abschluss der wärmezeitlichen Torfbildung bilden im Bunten Moor glaziale Einschwemmungen zwischen 2200 und 1950 BC (BM-12), 1880 und 1630 BC (BM-11) sowie 1400 und 1120 BC (BM-10), die auf beginnende nachwärmezeitliche Gletscheraktivität hinweisen. Für diese Zeit wurde mit der Lössschwankung um 1770–1490 BC (HD-2913–2205: 3340 ± 60 BP) erstmals eine Vorstoßperiode festgestellt (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1973), die inzwischen mehrfach bestätigt wurde und zeitlich schärfer erfasst werden konnte. Am Gepatschferner sind zwei Wachstumsperioden, die erste auf 1626 BC und die zweite, weiterreichende auf 1558 BC exakt datiert worden, wobei der Gletscher letztlich neuzeitliche Größenordnung erreicht haben dürfte. Damit beginnen die nachwärmezeitlichen Hochstandperioden, die an mehreren Alpengletschern bestätigt wurden (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 75). Am Gepatschferner ist ein weiterer Gletschervorstoß mit dem Jahr 1170 BC dendrochronologisch datiert.

Für die Hallstattzeit, die im Bunten Moor mit den Daten 910–780 BC (BM-8) und 430–200 BC (BM-6) abgegrenzt ist, war am Gepatschferner eine Gletscherwachstumsperiode zwischen 700 und 400 BC festlegbar (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 44, Abb. 24). Am Hallstätter Gletscher (Dachsteingruppe) weist ein überfahrenes Bodenprofil auf einen Vorstoß um 800 BC hin (PATZELT, 2003).

Die vielfach nachgewiesene römerzeitliche Warmzeit ist im neuen Profil durch eine Torflage zwischen den Daten 430–200 BC (BM-6) und 240–410 AD (BM-5) erfasst. Geringe Gletscherausdehnung und entsprechende Jahringanalysen von Hochlagenbäumen belegen wärmere Klimabedingungen in dieser Zeit (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 76), die mit einem am Gepatschferner jahringchronologisch datierten Gletschervorstoß um 336 AD geendet haben (PATZELT, 1995; NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 48). Die darauffolgende, mehrgliedrige Gletschervorstoßperiode hat am Gepatschferner um 757 AD eine Ausdehnung wie um 1940 AD erreicht und dauerte über 809 AD hinaus an (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: 50, Abb. 27). Das Simonykees (südliche Venedigergruppe, Hohe Tauern) hat um 500 AD (VRI-284: 1600 ± 70 BP, 250–610 cal AD) im rechten Uferbereich die neuzeitliche Ausdehnung geringfügig übertroffen. Eine Kontrolldatierung im Jahr 2015 bestätigt dieses Ergebnis in einem durch das AMS-Verfahren schärfer gefassten Zeitrahmen von 435–645 cal AD (VERA-6245 HS: 1.490 ± 30 BP).

Im Vorfeld des Mittelbergferners (Öztaler Alpen) konnte der frühmittelalterliche Vorstoß und Hochstand sehr präzise datiert werden. Hier ließ sich die Überschüttungszeit auf einem gut entwickelten Boden an der linken Talflanke durch MB-1 auf 420–650 AD (HV-11407: 1495 ± 55 BP) und auf der rechten Talflanke durch MB-2 auf 420–660 AD (VERA-4511: 1490 ± 65 BP) festlegen, in guter Übereinstimmung mit den am Simonykees bestimmten Daten.

Die historisch gut belegte, hochmittelalterliche Warmphase war am Gepatschferner jahringchronologisch zwischen 930 AD und 1172 AD zu fassen (NICOLUSSI & PATZELT, 2001: Abb. 29). Sie hat nach kurzer Unterbrechung in der Zeit um

1100 AD mit dem im neuen Sedimentprofil des Bunten Moores auf 1160–1280 AD (BM-1) festgelegten Datum den Höhepunkt erreicht.

In der darauffolgenden Gletscherhochstandperiode, die in den Ostalpen ab 1300 AD, in den Westalpen ab der 2. Hälfte des 14. Jahrhunderts AD nachweisbar ist, erreichten die Gletscher im 17. Jahrhundert AD und um 1855 AD nacheiszeitliche Maximalstände. Diese sind in der Oberfernau modellhaft ausgeprägt.

## Schlussbemerkung

Im Bunten Moor mit dem Gletschervorfeld des Fernauerers ist die nacheiszeitliche Gletscher- und Klimaentwicklung

ab 8000 BC gut erschlossen. Nur selten sind dieser Zeitraum und der Ereignisablauf an einem Ort in solcher Vollständigkeit fassbar. Damit erhält die Lokalität eine über den lokalen und den forschungsgeschichtlichen Bereich hinausgehende Bedeutung für das Holozän des alpinen Gebirgsraumes.

## Dank

Der Verfasser dankt Frau Univ. Prof. Dr. EVA WILD, VERA-Labor an der Universität Wien, für die stets gewährte freundliche Unterstützung und den fachlichen Rat im Rahmen der angeführten Datierungsarbeiten.

## Literatur

AARIO, L. (1943): Über die Wald- und Klimaentwicklung an der lappländischen Eismeerküste in Petsamo: mit einem Beitrag zur nord- und mitteleuropäischen Klimageschichte. – *Annales Botanici Societatis Zoologicae-Botanicæ Fennicæ Vanamo*, **19/1**, 1–158, Helsinki.

AARIO, L. (1944): Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in Oberfernau in den Stubai Alpen. – *Acta Geographica*, **9/2**, 5–31, Helsinki.

BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. – *Berichte des naturwissenschaftlichen-medizinischen Vereines in Innsbruck*, **71**, 19–56, Innsbruck.

BRONK RAMSEY, C. (2005): OxCal Program v3.10. – Oxford. <http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal3/oxcal.htm> (abgerufen am 18.10.2016).

FELBER, H. (1969): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode im Institut für Radiumforschung und Kernphysik IV. – *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung II*, **177/1–3**, 113–121, Wien.

HEUBERGER, H. & BESCHEL, R. (1958): Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubaier (Tirol). – In: PASCHINGER, H. (Red.): *Geographische Forschungen (Kinzl-Festschrift)*. – *Schlern-Schriften*, **190**, 73–100, Innsbruck.

JOERIN, U.E., NICOLUSSI, K., FISCHER, A., STOCKER, T.T. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tshierva Glacier, Eastern Swiss Alps. – *Quaternary Science Reviews*, **27**, 337–350, Oxford.

KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**, 66–121, Innsbruck.

MAYR, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit Beginn der postglazialen Wärmezeit. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **8/3**, 257–285, Berlin.

MAYR, F. (1968): Postglacial Glacier Fluctuations and Correlative Phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. – *INQUA U.S.A., University of Colorado Studies, Serie in Earth Sciences, No. 7, Proceedings of the VII Congress*, **14**, 167–177, Boulder.

MORAN, A.P., KERSCHNER, H. & IVY OCHS, S. (2016): Redating the moraines in the Kromer Valley (Silvretta Mountains) – New evidence for an early Holocene glacier advance. – *The Holocene*, **26/4**, 655–664, Los Angeles.

NICOLUSSI, K. (2011): Gletschergeschichte der Pasterze – Spurensuche in der nacheiszeitlichen Vergangenheit. – *Die Pasterze. Der Gletscher am Großglockner, Nationalpark Hohe Tauern*, 24–27, Salzburg.

NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **26** (2000), 1–87, Innsbruck

NICOLUSSI, K. & SCHLÜCHTER, C. (2012): The 8.2 ky event-Calendar-dated glacier response in the Alps. – *Geology*, **40/9**, 819–822, Boulder (<http://dx.doi.org/10.1130/G32406.1>).

NOTHEGGER, B. (1997): Palynologische Untersuchungen zur Ermittlung von Waldgrenz- und Klimaschwankungen in den Ostalpen anhand der Profile Schönwies und Rotmoos. – *Diplomarbeit, Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck*, 54 S., Innsbruck.

PATZELT, G. (1995): Die klimatischen Verhältnisse im südlichen Mitteleuropa zur Römerzeit. – In: BENDER, H. & WOLFF, H. (Hrsg.): *Die ländliche Besiedlung und die Landwirtschaft in den Rhein-Donau-provinzen in der römischen Kaiserzeit*. – *Passauer Universitäts-schriften zur Archäologie*, **2**, 7–20, Passau.

PATZELT, G. (2003): Forschungen im Gletschervorfeld. – In: MANDL, F.: *Almen im Herzen Österreichs. Dachsteingebirge – Niedere Tauern – Salzkammergut – Totes Gebirge*. – *ANISA 2003*, 184–185, Haus im Ennstal.

PATZELT, G. (2015): Holozäne Gletscher- und Waldgrenzentwicklung im Bereich des Schlatenkeeses, Venedigergruppe, Osttirol (Österreich). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **47/48** (2013/2014), 91–99, Innsbruck.

PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplementband* **16**, 25–72, Berlin–Stuttgart.

- REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., CHENG, H., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNEY, C.S.M. & VAN DER PLICHT, J. (2013): IntCal 13 and Marine 13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years BP. – *Radiocarbon*, **55**/4, 1869–1887, Tuscon.
- THOMAS, E.R., WOLFF, E.W., MULVANCY, R., STEFFENSEN, J.P., JOHNSEN, S.J., ARROWSMITH, C., WHITE, J.W.C., VAUGHN, B. & POPP, T. (2012). The 8.2 ky event from Greenland ice cores. – *Quaternary Science Reviews*, **26**, 70–81, Oxford.
- WEIRICH, J. & BORTENSCHLAGER, S. (1980): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols III: Stubaiäer Alpen – Zillertaler Alpen. – *Berichte des naturwissenschaftlichen-medizinischen Vereines in Innsbruck*, **67**, 7–30, Innsbruck.



**Die fossile Gattung *Mesodontopsis* PILSBRY 1894–1895 in Mitteleuropa**

HERBERT BINDER\*

2 Tabellen, 5 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000  
 BMN / UTM  
 22 Hollabrunn / NM 33-11-18 Langenlois  
 25 Poysdorf / NM 33-12-09 Hohenau an der March  
 42 Gänserndorf / NM 33-12-21 Gänserndorf  
 58 Baden / NM 33-12-25 Baden  
 59 Wien / NM 33-12-26 Schwechat  
 79 Neusiedl am See / NL 33-03-03 Neusiedl am See  
 107 Mattersburg / NL 33-03-08 Mattersburg

*Helix locardi*  
*Mesodontopsis doderleini*  
*Mesodontopsis chaixi*  
 Pannonium  
 Pliozän  
 Klimawechsel

**Inhalt**

Zusammenfassung . . . . . 109  
 Abstract . . . . . 109  
 Abkürzungen der verwendeten Sammlungen . . . . . 110  
 Einleitung . . . . . 110  
 Fundorte in Österreich. . . . . 110  
 Fundorte in Ungarn. . . . . 110  
 Systematischer Überblick. . . . . 111  
 Diskussion . . . . . 113  
 Dank . . . . . 114  
 Literatur. . . . . 114  
 Tafeln . . . . . 116

**Zusammenfassung**

Die Gattung *Mesodontopsis* ist eine prominente Schnecke in den obermiozänen und pliozänen Ablagerungen Mitteleuropas. Es werden die Entwicklung und die Merkmale der verschiedenen Arten erklärt. So wird *Helix locardi*, beschrieben aus Frankreich, auch zu dieser Gattung gestellt. Aus Museumsbeständen von bisher unbekannt Fundorten werden mehrere Exemplare der Gattung *Mesodontopsis* abgebildet. Es folgen Charakterisierungen der stratigrafisch bemerkenswerten Morphotypen von *Mesodontopsis doderleini* aus dem Pannonium. Ferner wird durch die Wiedergabe von Fossilien der Nachweis von *Mesodontopsis chaixi* aus den pliozänen Schichten Österreichs erbracht.

**The genus *Mesodontopsis* PILSBRY 1894–1895 in the upper Miocene and Pliocene from Central Europe**

**Abstract**

The represents of the genus *Mesodontopsis* are prominent gastropods in the Upper Miocene and Pliocene layers of Central Europe. The development and the features of various species are explained. Hence *Helix locardi*, described from France, is ordered to the genus *Mesodontopsis*. Several specimens from unknown sites are illustrated. Following morphological types of *Mesodontopsis doderleini* from the Pannonian, remarkable for the stratification, are characterized. Further figures of fossils provide documentary evidence for *Mesodontopsis chaixi* in the Pliocene layers from Austria.

\* HERBERT BINDER: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, 1014 Wien, Österreich. herbert.binder2@chello.at

## Abkürzungen der verwendeten Sammlungen

**NHMW-G:** Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung inklusive Sammlung Troll-Obergfell.

**NHMW-M:** Naturhistorisches Museum Wien, Molluskenabteilung.

**IPUW:** Institut für Paläontologie der Universität Wien inklusive Sammlung Papp (PA).

**GBA:** Geologische Bundesanstalt, Wien.

**BM:** Bayerische Staatssammlung München.

## Einleitung

Die Rekonstruktion des Obermiozäns ist in den Mittelpunkt geologischer Untersuchungen gerückt (DAXNER-HÖCK, 1996; HARZHAUSER et al., 2004; NEUBAUER et al., 2016). Landschnecken sind in den paläontologischen Untersuchungen wegen der aus ihrem Vorkommen gezogenen ökologischen Schlussfolgerungen von Bedeutung (LUEGER, 1981, 1985; STOJASPAL, 1989; HARZHAUSER & BINDER, 2004; KOKAY, 2006; BINDER, 2008). *Mesodontopsis* ist eine auffällige Gattung mit mehreren Arten aus dem Obermiozän und Pliozän von West- und Mitteleuropa (ZILCH, 1959–1960; SCHLICKUM & STRAUCH, 1973; LUEGER, 1981).

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, weitere Exemplare dieser Gattung von bisher unbekanntem Aufschlüssen zu dokumentieren und sie auch stratigrafisch einzuordnen.

## Fundorte in Österreich

**Ebersbrunn** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-11-18 Langenlois: westliches Weinviertel südwestlich von Ziersdorf. Eine Schottergrube zwischen Ebersbrunn und Radlbrunn. Stratum und Alter: Pannonium (RABEDER, 1985; KOVAR-EDER, 1988).

**Eichkogel** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-25 Baden: ein Hügel mit Kuppe aus Süßwasserkalk südlich von Mödling (HARZHAUSER & BINDER, 2004). Stratum und Alter: Pannonium H (PAPP, 1953), MN 11 (DAXNER-HÖCK, 1996).

**Gols** (Burgenland): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NL 33-03-03 Neusiedl am See: Südöstlich von Neusiedl, Sandgrube (ZAPFE, 1957). Stratum und Alter: Pannonium.

**Götzendorf** (Sandberg), Niederösterreich: Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-26 Schwechat: Gemeinde Mannersdorf am Leithagebirge, Sandgrube (RÖGL et al., 1993). Stratum und Alter: Pannonium F, MN 9 (DAXNER-HÖCK, 1996).

**Hauskirchen** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-09 Hohenau an der March: östlich von Mistelbach, Sand- und Schotterablagerungen (GRILL, 1968: 90; HARZHAUSER et al., 2011: 169). Stratum und Alter: Sarmatium bis oberes Pannonium (ANDREWS & BERNOR, 1999).

**Leopoldsdorf** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-26 Schwechat: südlich der Stadtgrenze von Wien (PAPP, 1951: 118). Stratum und Alter: Pliozän.

**Mannersdorf/March** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-21 Gänserndorf: Tongrube. Stratum und Alter: Pannonium (LUEGER, 1981).

**Prottes** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-21 Gänserndorf: südöstliches Weinviertel, Schottergrube im Nordosten des Ortes (BACHMAYER & MLYNARSKI, 1985; RABEDER, 1989). Stratum und Alter: Pannonium.

**Schwechat** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-26 Schwechat: ehemalige Schottergrube Heidfeld, südöstlich von Schwechat (BACHMAYER, 1966). Stratum und Alter: Pannonium.

**Velm** (Niederösterreich): Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-26 Schwechat: südlich von Himberg bei Wien, Sandgrube östlich des Ortes (Käfertal) (LUEGER, 1981). Stratum und Alter: Pannonium.

**Wien-Freudenau:** Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NM 33-12-26 Schwechat: Ton und Sandlagen in einer Baugrube für das Donaukraftwerk Freudenau (STOJASPAL, 1997). Stratum und Alter: Pannonium.

**Wiesen** (Burgenland) Österreichische Karte ÖK50 UTM – Blatt NL 33-03-08 Mattersburg: Sandgrube Bircz an der Straße von Sauerbrunn nach Mattersburg. *Hydrobia*-Horizont. Stratum und Alter: Pannonium C (PILLER & VAVRA, 1991: 203).

## Fundorte in Ungarn (siehe KORDOS et al., 2010)

**Ács:** Südwestlich von Komárom im Norden von Ungarn. Stratum und Alter: Pannonium.

**Bérbaltavár:** Südöstlich von Vasvár. Stratum und Alter: Pannonium.

**Fonyód:** am Südufer des Balaton (Plattensee). Fundstelle: mittlere Badehäuser (LÖRENTHEY, 1911). Stratum und Alter: Pannonium.

**Nagyvázsony:** Südwestlich von Veszprém. Fundstelle: Brunnen auf der Straße nach Veszprém. Stratum und Alter: Pannonium.

**Nyárád:** Westlich von Pápa. Stratum und Alter: Pannonium MN 11 (ANDREWS & BERNOR, 1999).

**Öcs:** Östlich von Sümeg (HALAVÁTS, 1911; LÖRENTHEY, 1911; BARTHA, 1954). Fundstellen: Hohlweg unterhalb des Friedhofs und bei der Kirche auf der Straße nach Pula. Stratum und Alter: Pannonium.

## Systematischer Überblick

### Unterschiede der Gattungen

Die von PILSBRY (1894–1895) aufgestellte Gattung *Mesodontopsis* ist mehrfach beschrieben worden (ZILCH, 1959–1960; SCHLICKUM & STRAUCH, 1973). Wesentlich ist die Unterscheidung von ähnlichen Gattungen (Tab. 1).

<b><i>Mesodontopsis</i></b>	<b>„<i>Galactochilus</i>“</b>
Skulptur: nur Rippen	Papillen
<b><i>Mesodontopsis</i></b>	<b><i>Pseudochloritis</i></b>
Teleoconch: dicke Windungen	Teleoconch: beginnt mit dünnen Windungen, Plättchen in Gruben (siehe BINDER, 2008)

Tab. 1.  
Unterschiede von Schneckengattungen.

### ***Mesodontopsis locardi* (TOURNOUËR in FALSAN & LOCARD, 1879)**

Tafel 1, Figs. 1–8

- 1879 *Helix Locardi* TOURNOUËR (m.s.s.c.) in FALSAN & LOCARD: 8.
- 1883 *Helix Falsani* LOCARD: 27–29, Pl. 1, Figs. 1–3.
- 1893 *Helix (Galactochilus) Falsani* DELAFOND & DEPÉRET: 117, Pl. 7, Figs. 1–2.
- 1973 *Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA) – SCHLICKUM & STRAUCH: 161, Abb. 13–14.

#### **Material:**

Öcs: 5 Ex. (NHMW-G 2016/0180/0001– 0005).  
Wiesen: 1 Ex. (NHMW-G 1972/1513/0004).  
Maße: Breite 40,7–33,5 mm; Höhe 24,5–21 mm.  
Stratum und Alter: Pannonium, MN 9, 10.

#### **Beschreibung:**

Die Form der Schale ist meist discoidal oder globular mit einem gerundeten Protoconch. Der folgende Teleoconch mit vier rasch zunehmenden Umgängen ist bedeckt mit groben Primärrippen und dazwischenliegenden Sekundärrippen. Der letzte Umgang senkt sich vor der Mündung und unmittelbar vor dem Peristom ist als Furche eine extralabiale Depression zu sehen. Der Mündungsrand ist verdickt und teilweise auch umgeschlagen. Diese Art weist folgende Morphotypen auf:

- a) Manche Exemplare zeigen noch einen schlitzförmigen Rest des Umbilicus (Tafel 1, Fig. 2). b) Selten ist die Bildung von Knoten am basalen Mundrand (Tafel 1, Fig. 4). Auch DELAFOND & DEPÉRET (1893) hatten ein Exemplar aus Frankreich mit solchen Anschwellungen am basalen Rand abgebildet (Pl. VIII, Figs. 1, 2.).
- c) Etliche Stücke haben durch den umgeschlagenen Mündungsrand einen vollständig verschlossenen Umbilicus (Tafel 1, Fig. 6); vergleiche auch die Darstellung in LOCARD, 1883: Pl. 1, Figs. 1–3).

#### **Bemerkungen:**

DELAFOND & DEPÉRET (1893) hatten die Exemplare aus Frankreich zu der Gattung *Galactochilus* gestellt. Dieser Zuweisung kann jedoch nicht zugestimmt werden, denn die Gattung *Galactochilus* hat langsam zunehmende Windungen. Im Gegensatz dazu hat das vorliegende Material von Öcs und Wiesen rasch zunehmende Umgänge wie bei allen anderen Arten von *Mesodontopsis*. Die Übereinstimmung der Merkmale wie Umgänge, Apertur und Protoconch legen es also nahe, dass *Mesodontopsis* von Öcs, früher als *M. doderleini* beschrieben (SCHLICKUM & STRAUCH, 1973), und „*Galactochilus*“ *locardi* (TOURNOUËR) von Sermenaz (DELAFOND & DEPÉRET, 1893) zur gleichen Spezies gehören. Nach MEIN (1999) ist das Alter von Sermenaz Miozän (MN 10).

### ***Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1897)**

Morphotyp A (Tafel 2, Figs. 1–4)

1973 *Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA) – SCHLICKUM & STRAUCH: 161, Fig. 9.

#### **Material:**

Schwechat: 1 NHMW-G 2007z0165/0001.  
Götzendorf, Sandberg: 1 NHMW-G 2016/0181/0001.  
Öcs: 1 NHMW-G 1972/1513/0008.

Stratum und Alter: Pannonium MN 9/10; 10

Maße des Exemplares aus Schwechat: Breite 33 mm; Höhe 19 mm.

#### **Beschreibung:**

Die Schale ist mit abgeflachter Spira deutlich discoidal. Der Protoconch ist gerundet und der Teleoconch folgt mit an Dicke zunehmenden Windungen. Der letzte Umgang ist vor der Apertur nach unten gesenkt und zeigt unmittelbar vor dem Peristom eine Furche als extralabiale Depression. Der basale Rand der Apertur ist proximal zu einer Schwiele erweitert und verschließt dadurch den Umbilicus. Am weiteren unteren Rand sieht man eine Erhebung. Mit diesem Merkmal ähnelt diese Form manchen Exemplaren von *M. locardi*. An der Oberfläche der Schale des letzten Umgangs sind Reste von Bändern sichtbar.

#### **Bemerkungen:**

Die unterschiedlichen Formen dieser Art werden als Morphotypen (A, B und C) bezeichnet.

### ***Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1897)**

Morphotyp B (Tafel 2, Figs. 5–7)

#### **Beschreibung:**

Die Exemplare dieser Form besitzen einen schmalen Columellarrand, der sich in Richtung des Umbilicus biegt. An der Unterseite fehlt auch die für die Gattung charakteristische Schwiele. Die Windungen nehmen ähnlich wie bei *Mesodontopsis doderleini* an Dicke zu.

Stratum und Alter: Pannonium, MN 11.

#### **Material:**

Nyárad: 1 NHMW-G 1972/1513/0003, Maße: Breite 34,3 mm; Höhe 21 mm.

Ács: 2 NHMW-G 1859/0036/0005, Maße: Breite 32 mm; Höhe 21 mm.

Die beschädigten Exemplare vom Eichkogel gehören wahrscheinlich auch zu diesem Typ.

1 GBA 2016/012/0001 und 1 IPUW 7803.

Maße von IPUW 7803: Breite 29 mm, Höhe 17 mm.

### **Mesodontopsis doderleini (BRUSINA, 1897)**

Übergangsform von Morphotyp B zu C  
(Tafel 3, Figs. 1, 3–4, Tafel 4, Figs. 1–6)

1897 *Helix (Tacheocampylaea) doderleini* n. sp. – BRUSINA: 1, Pl. 1, Figs. 1, 2.

1923 *Tacheocampylaea (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA) – WENZ: 701.

1954 *Tacheocampylaea (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA) – BARTHA: Pl. 16, Figs. 1, 6.

1973 *Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA) – SCHLICKUM & STRAUCH: 161, Figs. 3, 10–12.

1981 *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA) – LUEGER: 61, Tafel 10, Figs. 5a, b, Tafel 11, Figs. 5, 6a, b.

#### **Beschreibung:**

Die Schalen sind entweder kugelig oder mit abgeflachter Spira scheibenförmig geformt. Auf den gerundeten Protoconch folgt der Teleoconch mit vier rasch zunehmenden Windungen. Die Exemplare sind meist größer als die meisten Vertreter der vorangegangenen Morphotypen. Die Oberfläche der Schale ist mit groben primären und dazwischen liegenden feineren sekundären Rippen ausgestattet. Der letzte Umgang senkt sich nach unten und es ist vor dem Peristom eine extralabiale Depression sichtbar. Der Mündungsrand ist verdickt und umgeschlagen. Der Umbilicus ist durch eine Schwielle verschlossen, daneben liegt eine Vertiefung (Tafel 4, Fig. 6). Auffällig ist auch eine dünne erweiterte Callusplatte (Tafel 4, Fig. 2).

#### **Material:**

Gols: 7 NHMW-G 2016/0182/0002; ein Exemplar aus Gols: NHMW-G 2016/0182/0001 (Tafel 3, Fig. 1) hat zwar einen Columellarrand, ähnlich ausgebildet wie bei Typ B, jedoch bereits die Größe von Typ C. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Exemplaren aus:

Fonyód: 1 NHMW-G 1972/1513/0005, 7 NHMW-G 1859/0036/0005.

Hauskirchen: 1 NHMW-G 2016/0182/0003 (Tafel 3, Fig. 7), dieses Exemplar stammt aus dem Mistelbacher Schotterkegel, da es in der Mündung Schotterreste und Sand enthält.

Mannersdorf/March: 2 NHMW-G 2016/0183/0001; schlecht erhaltenes Material.

Prottes: 1 NHMW-G 2016/0182/0005 und weiteres schlecht erhaltenes Material.

Wien-Freudenau: 1 GBA 2016/012/0002, 1 GBA 2008/154/0061 und weitere beschädigte Exemplare (siehe STOJASPAL, 1997).

Velm: 2 NHMW-G 2016/0182/0004, 1 NHMW-M 81226; typisch entwickelte Schnecken.

Bérbaltavár: 1 NHMW-G 1860/0050/0042.

Nagyvázsony: 1 NHMW-G 1972/1513/0001, 1 NHMW-G 1972/1513/0002, 1 NHMW-G 1972/1513/0019. Die meis-

ten Stücke von diesem Fundort weisen eine typische Ausprägung vom Typ C auf.

Stratum und Alter: Pannonium, MN 12, 13.

Maße: Breite 33,5–40,7 mm; Höhe 21–24,5 mm.

### **Mesodontopsis chaixi (MICAUD, 1855)**

(Tafel 5, Figs. 4–8)

1855 *Helix Chaixii* – MICAUD: 37, Pl. 4, Fig. 1.

1923 *Tacheocampylaea (Mesodontopsis) chaixi chaixi* (MICAUD) – WENZ: 698.

1973 *Mesodontopsis Chaixi* (MICAUD 1855) – SCHLICKUM & STRAUCH: 155, Abb. 4–5.

#### **Beschreibung:**

Die Schale variiert vom abgeflachten bis zum konischen Aussehen. Der Umbilicus ist vollständig durch eine dicke Schwielle verschlossen. Für eine genauere Beschreibung der Funde aus Hauterives (Frankreich), siehe SCHLICKUM & STRAUCH (1973).

#### **Bemerkungen:**

Aus Österreich liegen nur Fragmente von Steinkernen vor (Leopoldsdorf und Ebersbrunn). Die Umgänge stimmen jedoch in der Dicke und auch in der Zunahme der Windungen mit den Fossilien von Hauterives überein.

#### **Material:**

Hauterives (Frankreich): 3 NHMW-G 1856/0029/0131, 1 NHMW-G 1861/0043/0027, 1 NHMW-G 1878/0037/0040, 1 BM 1973/7/5.

Leopoldsdorf: 1 NHMW-G 2016/0184/0001.

Ebersbrunn: 1 IPUW 7801.

Žihlava bei Videm (Slovenia): 1 Fragment; IPUW: 7802.

Stratum und Alter: Pannon, MN 14.

Maße: Hauterives: Breite 42–46,5 mm, Höhe 21–22 mm.

#### **Geologische Lage von Leopoldsdorf:**

Die Baugruben von Leopoldsdorf lagen östlich vom „Leopoldsdorfer Verwurf“ (PAPP, 1951: 118). Diese Störung hatte eine Absenkung verursacht, die von intensiver Sedimentation gefolgt war. So liegen östlich vom „Leopoldsdorfer Verwurf“ die jungen Ablagerungen aus dem Obermiozän und Pliozän (KREUTZER, 1993; WESSELY, 2006: 189–226).

### **Mesodontopsis nehringi SCHLICKUM & STRAUCH, 1973**

(Tafel 5, Fig. 1–3)

1973 *Mesodontopsis nehringi* – SCHLICKUM & STRAUCH: 158–161, Abb. 6–8.

#### **Beschreibung:**

Mit abgeflachter Spira ist die Schale scheibenförmig. Der letzte Umgang senkt sich vor der Mündung nach unten und der Umbilicus ist stets verschlossen (siehe auch die Beschreibung von SCHLICKUM & STRAUCH, 1973: 158–161).

#### **Material:**

Frechen: 1 NHMW-M 68679, 1 BM 1970/1/110, 1 BM 1980/1/102, 3 BM 2007/27/2, 5, 6).

Fortuna-Garsdorf: 1 BM 2007/27/3, 1 NHMW-M 81574.  
Harnbach: 1 BM 2007/27/4.  
Maße: Breite 44,8 mm, Höhe 24 mm.  
Stratum und Alter: MN 16.

## Diskussion

SCHLICKUM & STRAUCH (1973) hatten die Gattung *Mesodontopsis* zu den Helicidae gerechnet. Aufgrund der Reste von Bändern, die jenen anderer Heliciden ähnlich sind, kann dieser Zuordnung beigeprüft werden.

## Ökologie von *Mesodontopsis*

Mit dieser Frage haben sich auch SCHLICKUM & STRAUCH (1973: 166) sowie LUEGER (1981: 62) beschäftigt. Die Blütezeit dieser Gattung waren die wärmeren Zeitabschnitte im Obermiozän und im Pliozän. Vergleiche mit Schnecken in den heutigen Trockengebieten zeigen uns verschiedene Anpassungen, die wir auch bei fossilen Arten wiederfinden.

- 1.) Die glatte Oberfläche reflektiert das Sonnenlicht und somit die Hitze.
- 2.) Die verhältnismäßig harte und dicke Schale mit dem massiven Nabelverschluss schützte vor Feinden und vor Wasserabgabe.
- 3.) Die auffällige Lippenbildung begünstigte das Festsaugen am Untergrund und erleichtert das Zurückziehen in die Schale, was eine Verringerung der Austrocknung bewirkt hatte.

So kann man feststellen, dass die Gattung *Mesodontopsis* bestens an die damalige Umwelt angepasst war.

## Die Entwicklung der Gattung *Mesodontopsis*

Im unteren Pannonium zeigte die kleinwüchsige *Mesodontopsis locardi* die verarmten Verhältnisse an (Tafel 1, Figs. 5, 7, 8).

Im mittleren Pannonium „Zone“ F (MN 9/10) wurde mit den besseren Verhältnissen die Molluskenfauna artenreicher und es trat *Mesodontopsis doderleini* mit Morphotyp A auf (Tafel 2, Figs. 1–4).

Im oberen Pannonium (MN 11) erschien dann *Mesodontopsis doderleini* mit Morphotyp B (Tafel 2, Figs. 5–7). Darauf erfolgte der Übergang zu *Mesodontopsis doderleini* Morphotyp C (Tafel 3, Figs. 1–6), teilweise mit der Bildung von großen Exemplaren (z.B. Wien-Freudenau, Tafel 3, Figs. 2, 5, 6).

Im späteren Pannonium (wohl MN 13) zeigte *Mesodontopsis doderleini* einen weiteren Höhepunkt bei Morphotyp C mit einem massiven Nabelverschluss (Tafel 4, Figs. 1–6), einer Vertiefung daneben und einer dünnen auslappenden Calusplatte (z.B. Velm, Tafel 4, Fig. 6).

Wahrscheinlich spielte als Voraussetzung für die Größenzunahme die zunehmende Erwärmung eine Rolle. Diese Entwicklung hatte sich dann im darauffolgenden Pliozän in Frankreich mit der großschaligen *Mesodontopsis chaixi* fortgesetzt (Tafel 5, Fig. 6). Die Funde aus Leopoldsdorf und Ebersbrunn (Tafel 5, Figs. 4, 5, 7, 8) zeigen, dass das damalige Verbreitungsgebiet von *Mesodontopsis chaixi* von Frankreich bis ins Wiener Becken reichte. Somit sind diese Fossilien Belege für das Unterpliozän (MN 14) in Österreich.

Die im Oberpliozän (MN 16) auftretende *Mesodontopsis nehringi* (SCHLICKUM & STRAUCH) ist nur aus dem Rheingebiet (Frechen, Tafel 5, Figs. 1–3) nachgewiesen und später verschwindet die Gattung *Mesodontopsis*. Die Entwicklung der wechselwarmen Gastropoden spiegelt somit den klimatischen Wechsel im Pannonium wider.

Alter	Zentrale Paratethys	Säuger Zonen	Fundorte				Gastropoden
			Österreich	Ungarn	Deutschland	Frankreich	
Piazenzium	Romanium	MN 16			Frechen, Fortuna-Garsdorf und Harnbach		<i>M. nehringi</i> SCHLICKUM & STRAUCH
Zancleum	Dacium	MN 14	Leopoldsdorf, Ebersbrunn			Hauterives	<i>M. chaixi</i> (MICHAUD)
Messinium	Pannonium	MN 13	Velm, Prottes, Freudenau, Gols	Nagy-vászony, Fonyód		Collogenes	<i>M. doderleini</i> (BRUSINA) Morphotyp C
Tortonium	Pannonium	MN 12	Hauskirchen				<i>M. doderleini</i> (BRUSINA) Morphotyp C
	Pannonium H	MN 11	Eichkogel	Nyárád			<i>M. doderleini</i> (BRUSINA) Morphotyp B
	Pannonium	MN 10				Sermenaz	<i>M. locardi</i> (TOURNOUËR)
	Pannonium F	MN 9/10	Götzendorf, Schwechat	Öcs			<i>M. doderleini</i> (BRUSINA) Morphotyp A
	Pannonium C	MN 9	Wiesen	Öcs			<i>M. locardi</i> (TOURNOUËR)
Serravallium	Sarmatium	MN 7/8	Wiesen				

Tab. 2.  
Entwicklung der Gattung *Mesodontopsis*.

## Dank

MATHIAS HARZHAUSER (NHWM) danke ich für die Arbeitsmöglichkeit in der Geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. ALICE SCHUMACHER (NHWM) bin ich für die sorgfältige Anfertigung der Fotos zu großem Dank verpflichtet. Den Kustoden THOMAS NICHTERL (NHMW-G),

ANITA ESCHNER (NHMW-M), KARL RAUSCHER (IPUW) und IRENE ZORN (GBA) danke ich für die geduldige Unterstützung. URSULA GÖHLICH (NHMW) danke ich für die Literaturhinweise.

## Literatur

ANDREWS, P. & BERNOR, R.L. (1999): Vicariance Biogeography and Paleocology of Eurasian Miocene Hominid Primates. – In: AGUSTI, J., ROOK, L. & ANDREW, P.: The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, **23**, 454–487, Cambridge (University Press).

BACHMAYER, F. (1966): Ein bemerkenswerter Schildkrötenfund aus dem Oberpannon der Schottergrube „Heidfeld“ beim Flughafen Schwechat (Wien). – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **69**, 101–103, Wien.

BACHMAYER, F. & MLYNARSKI, M. (1985): Die Landschildkröten (Testudinidae) aus den Schotter-Ablagerungen (Pontien) von Prottes, Niederösterreich. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **A 87**, 65–77, Wien.

BARTHA, F. (1954): Die pliocene Molluskenfauna von Öcs. – Magyar Földtani Intézet Evkonyve, **42**, 192–200, Budapest.

BINDER, H. (2008): The systematic positions of the genera *Pseudochloritis* C. BOETTGER 1909 and *Joossia* PFEFFER 1929 (Mollusca, Gastropoda: Helicoidea). – Archiv für Molluskenkunde, **137/2**, 167–193, Frankfurt am Main.

BRUSINA, S. (1897): Matériaux pour la faune malacologique néogène de la Dalmatie, de la Croatie et de la Slavonie avec des espèces de la Bosnie, de l'Herzégovine et de la Serbie. – Djela jugoslavenske Akademije znanosti i umjetnosti, **18**, 1–43, Zagreb.

DAXNER-HÖCK, G. (1996): Faunenwandel im Obermiozän und Korrelation der MN-Zonen mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. – Beiträge zur Paläontologie, **21**, 1–9, Wien.

DELAFOND, F. & DEPÉRET, C. (1893): Etudes des gites minéraux de la France. Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gites de lignites et de minerais de fer. – 332 S., Paris.

FALSAN, A. & LOCARD, A. (1879): Note sur les formations Tertiaires et Quaternaires des environs de Miribel (Ain). – Annales de la Société d'Agriculture Histoire Naturelle et Arts utiles de Lyon, **5/1** (1878), 1–10, Lyon.

GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HALAVÁTS, G. (1911): Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. – Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, **1/1**, Anhang Paläontologie der Umgebung des Balatonsees, **4/2**, 1–80, Wien.

HARZHAUSER, M. & BINDER, H. (2004): Synopsis of the Late Miocene mollusc fauna of the classical sections Richardhof and Eichkogel in the Vienna Basin. – Archiv für Molluskenkunde, **133/1/2**, 109–165, Frankfurt am Main.

HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER, W.E. (2004): An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – Austrian Journal of Earth Science, **95/96**, 6–19, Wien.

HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., GÖHLICH, U.B. & NAGEL, D. (2011): Complex faunal mixing in the early Pannonian Palaeo-Danube Delta (Late miocene, Gaweinstal, Lower Austria). – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **A 113**, 167–208, Wien.

KÓKAY, J. (2006): Nonmarine mollusc fauna from the Lower and Middle Miocene, Bakony Mts, W Hungary. – Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, **56**, 196 S., Budapest.

KORDOS, L. (Hrsg.) ALBERT, G., CHIKAN, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, A., KERCSMÁR, Z., KOLOSZÁR, L., KONRÁD, G., KORBÉLY, B., KOROKNAI, B., KUTI, L., PELIKÁN, P., PRAKALVI, P., SELEMCZI, I. & ZELENKA, T. (2010): Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen (Magyarország földtani atlasza országjáróknak). 272 pp. – Budapest (Magyar Állami Földtani Intézet).

KOVAR-EDER, J. (1988): Obermiozäne (Pannone) Floren aus der Molassezone Österreichs (Ihre Beziehungen zum Wiener Becken, weiteren Pannonischen Raum und nördlichen Mediterran). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **14**, 19–121, Wien.

KREUTZER, N. (1993): Lagerstätten im Neogen des Wiener Beckens und dessen Untergrund. – In: BRIX, F. (Hrsg.) & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, IV.3.1. 403–434, Wien.

LOCARD, A. (1883): Recherches paléontologiques sur les dépôts tertiaires a Milne-Edwardsia et Vivipara du Pliocène inférieur du département de l'Ain. – Annales de l'Académie de Macon, **2/6**, 1–166, Paris.

LÖRENTHEY, I. (1911): Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten der Umgebung des Balatonsees. – Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, **1/1**, Anhang Paläontologie der Umgebung des Balatonsees, **4/3**, 1–216, Wien.

LUEGER, J.P. (1981): Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. I. Systematik, II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. – Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, **120**, 124 S., Wien.

LUEGER, J.P. (1985): Die Landschnecken des Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys: Band VII. M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 340–377, Budapest (Akadémiai Kiadó).

MEIN, P. (1999): The Late Miocene small mammal succession from France, with emphasis on the Rhone Valley localities. – In: AGUSTI, J., ROOK, S. & ANDREWS, P. (Eds.): Hominoid Evolution and Climatic change in Europe 1. The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems, 140–164, Cambridge (University Press).

MICHAUD, A.L.G. (1855): Description des coquilles découvertes dans les environs de Hauterive (Drôme). – Actes de la Société Linnéenne Lyon, **2**, 33–64, Lyon.

NEUBAUER, T.A., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., KROH, A. & GEORGOPOULOU, E. (2016): Evolution, turnovers and spatial variation of the gastropod fauna of the Miocene biodiversity hotspot Lake Pannon. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **442**, 84–95, Amsterdam.

- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41** (1946–1948), 99–193, Wien.
- PAPP, A. (1953): Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **44** (1951), 85–222, Wien.
- PILLER, W.E. & VAVRA, N. (1991): Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, 169–216, Wien (Österreichische Paläontologische Gesellschaft).
- PILSBRY, H.A. (1894–1895): Guide to study of helices. Manual of Conchology, structural and systematic. With illustrations of species. – Second series Pulmonata, **9**, 1–366, Detroit.
- RABEDER, G. (1985). Die Säugetiere des Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, Band VII, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 440–463, Budapest (Akadémiai Kiadó).
- RABEDER, G. (1989): Die Säugetiere des Pontien in Österreich und Ungarn. – In: MALEZ, M. & STEVANOVIĆ, P. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen (Zentralen) Paratethys, Band VIII Pontien, 821–836, Zagreb–Beograd (Jugoslawische Akademie der Wissenschaften und Künste).
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BRZOBOHATÝ, R.L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERRMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. (1993): Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/2**, 510–526, Wien.
- SCHLICKUM, W.R. & STRAUCH, F. (1973): Die neogene Gastropoden-Gattung *Mesodontopsis* PILSBRY 1894. – Archiv für Molluskenkunde, **103/4/6**, 153–174, Frankfurt am Main.
- STOJASPAL, F. (1989): Die Molluskenfauna des Pontien in Österreich. – In: MALEZ, M. & STEVANOVIĆ, P. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen (Zentralen) Paratethys, 8 Pontien, 651–667, Zagreb–Beograd (Jugoslawische Akademie der Wissenschaften und Künste).
- STOJASPAL, F. (1997): Molluskenstratigraphie – Pannon – Pont. – In: HOFMANN, T.: Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkt auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen NÖ und OÖ Molassezone (NC 32 und OC 9) – Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf geotechnisch-umweltrelevante Grundlagenforschung Flyschzone (WC 16). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **36**, 86–87, Wien.
- WENZ, W. (1923): Gastropoda extramarina tertiaria. – In: DIENER, C.: Fossilium catalogus: I. Animalia, **18/1**, 1–352, **19/2**, 353–736, **20/3**, 737–1068, **21/4**, 1069–1420, **22/5**, 1421–1734, **23/6**, 1735–1863, Berlin.
- WESSELY, G.W. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer, Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZAPFE, H. (1957): Ein bedeutender Mastodon-F und aus dem Unterpliozän von Niederösterreich. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **104**, 383–406, Stuttgart.
- ZILCH, A. (1959–1960): Gastropoda Teil 2: Euthyneura. – In: SCHINDEWOLF, O.H. (Hrsg.): Handbuch der Paläozoologie, **6**, 1–400 (1959), 401–834 (1960), Berlin.

---

## Tafel 1

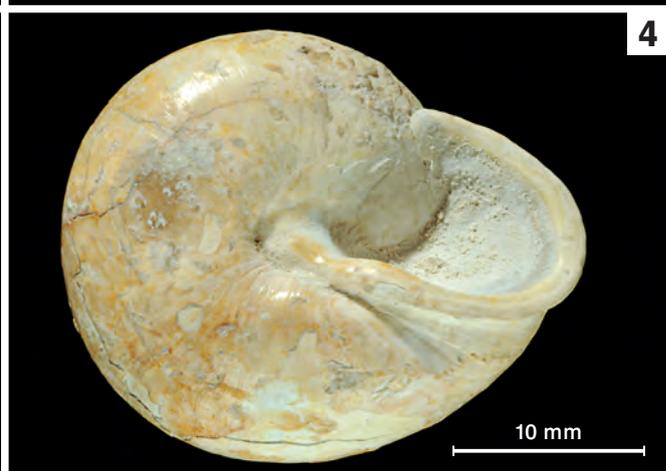
***Mesodontopsis locardi* (TOURNOUËR in FALSAN & LOCARD, 1879)**

Figs. 1–3: Öcs (Ungarn): NHMW-G 2016/0180/0005; lateral, ventral, dorsal.

Fig. 4: Öcs (Ungarn): NHMW-G 2016/0180/0002; ventral.

Fig. 6: Öcs (Ungarn): NHMW-G 2016/0180/0003; ventral.

Figs. 5, 7–8: Wiesen (Burgenland): NHMW-G 1972/1513/0004; lateral, dorsal, ventral.



---

## Tafel 2

*Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1997)

Morphotyp A

Figs. 1–2, 4: Schwechat: NHMW-G 2007z0165/0001. Breite: 33 mm, Höhe: 19 mm; lateral, dorsal, ventral.

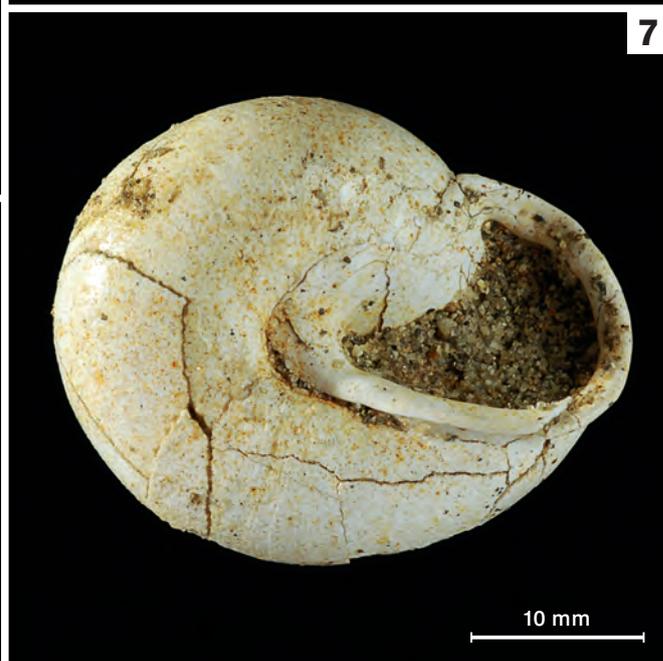
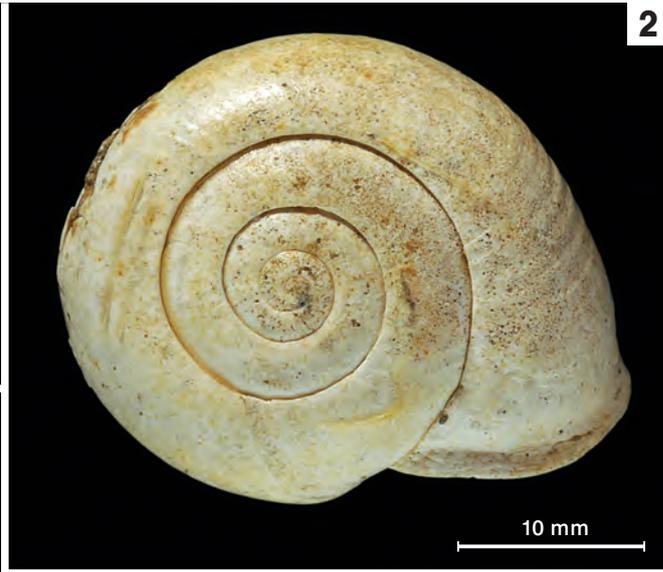
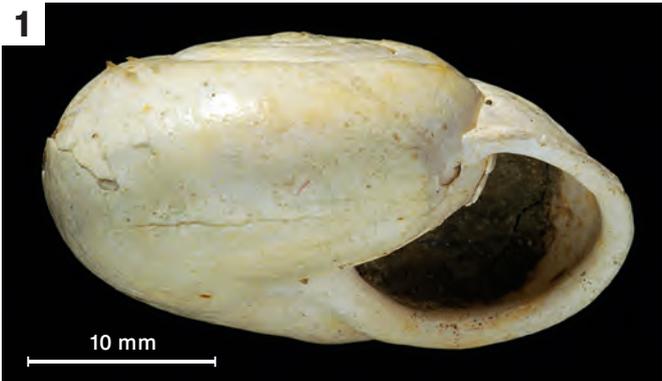
Fig. 3: Götzendorf: NHMW-G 2016/0181/0001, ventral.

*Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1997)

Morphotyp B

Fig. 5: Eichkogel: GBA 2016/012/0001; dorsal.

Figs. 6–7: Nyárád: NHMW-G 1972/1513/0003: Breite: 34,3 mm, Höhe: 21 mm; dorsal, ventral.



---

## Tafel 3

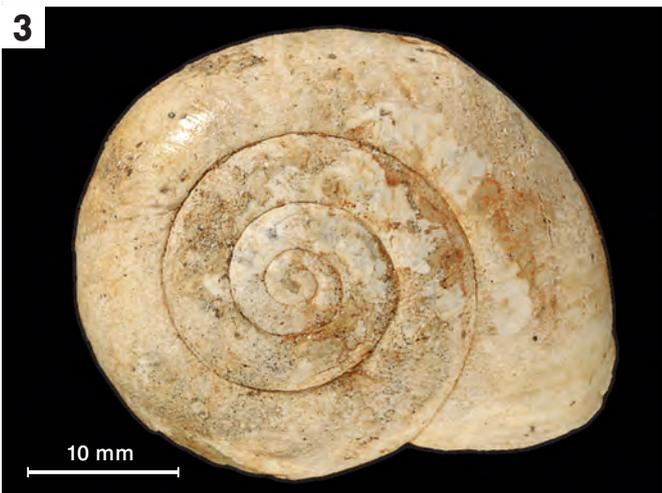
*Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1997)  
Übergang von Morphotyp B zu Morphotyp C

Figs. 1, 3–4: Gols (Burgenland): NHMW-G 2016/0182/0001. Breite: 38 mm, Höhe: 22 mm; lateral, dorsal, ventral.

*Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1997)  
Morphotyp C

Figs. 2, 5–6: Wien-Freudenau: GBA 2016/012/0002. Breite: 39 mm, Höhe: 23,8 mm; lateral, ventral, dorsal.

Fig. 7: Hauskirchen: NHMW-G 2016/0182/0003. Breite: 31 mm, Höhe: 20,7 mm; ventral.



---

## Tafel 4

*Mesodontopsis doderleini* (BRUSINA, 1997)

Morphotyp C

Figs. 1–4: Prottes: NHMW-G 2016/0182/0005. Breite: 33,5 mm, Höhe: 22 mm; dorsal, lateral, ventral, ventral.

Figs. 5–6: Velm: NHMW-G 2016/0182/0004. Breite: 35,5 mm, Höhe: 20 mm; dorsal, ventral.



---

## Tafel 5

*Mesodontopsis nehringi* SCHLICKUM & STRAUCH 1973

Figs. 1–3: Frechen: NHMW-M 68679. Breite: 44,8 mm, Höhe 24 mm; lateral, dorsal, ventral.

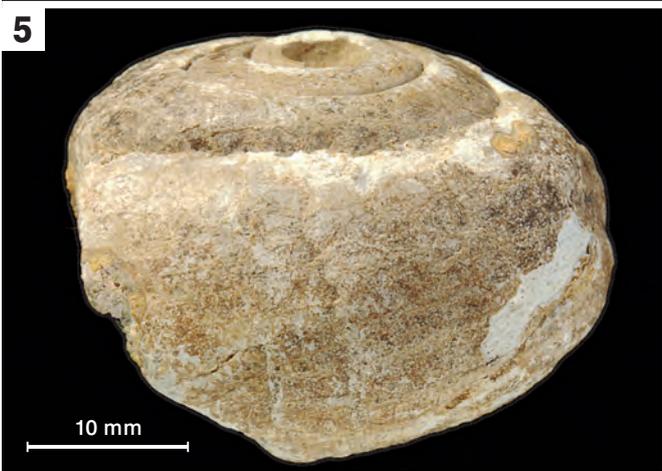
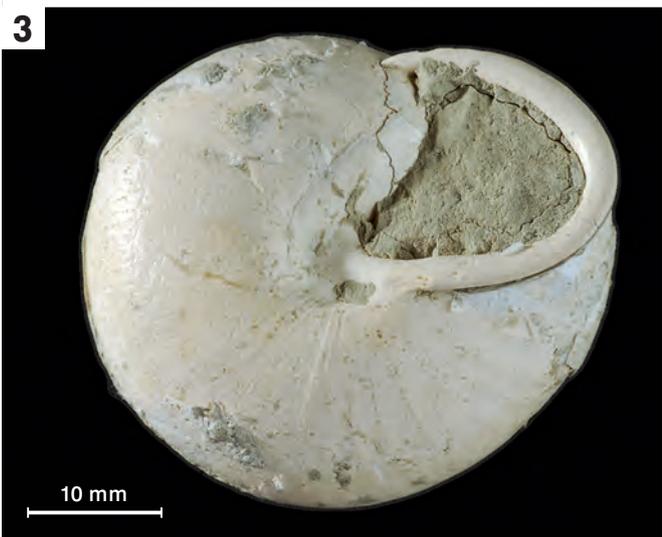
*Mesodontopsis chaixi* (MICHAUD, 1855)

Figs. 4–5: Leopoldsdorf: NHMW 2016/0184/0001. Breite: 51 mm, Höhe: 28,2 mm; dorsal, lateral.

Fig. 6: Hauterives: NHMW-G 1861/0043/0027. Breite: 43 mm, Höhe: 22,3 mm; dorsal.

Figs. 7–8: Ebersbrunn: IPUW 7801. Breite: 38,5 mm, Höhe: 22,9 mm; lateral, dorsal.

---







## A catalogue of the type and figured fossil decapod crustaceans in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna

MATÚŠ HYŽNÝ<sup>1,2</sup> & IRENE ZORN<sup>3</sup>

17 Plates

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

41 Deutsch Wagram / NM 33-12-20 Wien

48 Vöcklabruck / NM 33-10-29 Vöcklabruck

71 Ybbsitz / NL 33-02-04 Gaming

107 Mattersburg / NL 33-03-08 Mattersburg

207 Arnfels / NL 33-05-11 Leibnitz

*Crustacea*

*Decapoda*

*Triassic*

*Jurassic*

*Neogene*

*Paleogene*

*Palaeontological Collection*

### Contents

Abstract .....	127
Zusammenfassung .....	127
Introduction .....	128
List of the type and figured material .....	128
Acknowledgements .....	139
References .....	140
Index of genus and species names .....	142
Plates .....	144

### Abstract

The present catalogue lists and figures the type and figured material of fossil decapod crustaceans housed in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna. Specimens previously believed to be lost were relocated. Lectotypes and paralectotypes are chosen herein for 11 species. Taxonomic affinity of taxa originally described in open nomenclature is discussed.

### Katalog der Typen und Abbildungsoriginale von fossilen dekapoden Krebsen in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien

#### Zusammenfassung

Im vorliegenden Katalog werden Typen und Abbildungsoriginale von fossilen dekapoden Krebsen aufgelistet und abgebildet, die in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt werden. Einige Exemplare, die als verschollen galten, konnten identifiziert werden. Es werden in diesem Katalog Lectotypen und Paralectotypen für 11 Arten ausgewählt. Die taxonomische Zugehörigkeit in offener Nomenklatur beschriebener Taxa wird diskutiert.

1, 2 MATÚŠ HYŽNÝ: Comenius University, Faculty of Natural Sciences, Department of Geology and Palaeontology, Ilkovičova 6, SVK-842 15 Bratislava, Slovakia. [hyzny.matus@gmail.com](mailto:hyzny.matus@gmail.com); Natural History Museum Vienna, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria.

3 IRENE ZORN: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. [irene.zorn@geologie.ac.at](mailto:irene.zorn@geologie.ac.at)

## Introduction

The Geological Survey of Austria in Vienna (GBA) houses several important palaeocarcinological collections. First, the type material of several monotypic Triassic genera described by GLAESSNER (1931) from the Reingraben Beds (“Reingrabener Schiefer”) is deposited here. Secondly, a large collection of the Eocene brachyurans from Italy reported by BITTNER (1875, 1883, 1895) is also stored here, as well as a part of the material of REUSS (1858a) including type specimens from the famous Czech locality Štramberk. Decapods deposited at the GBA were treated also by REUSS (1858b), GLAESSNER (1924, 1930), LÖRENTHEY & BEURLEN (1929), MÜLLER (1998a), SCHWEITZER & FELDMANN (2008, 2009), HYŽNÝ (2014), HYŽNÝ & GAŠPARIČ (2014), and HYŽNÝ et al. (2015, 2016).

Interestingly, the plates of BITTNER (1875, 1877, 1884) contain mirror images of all specimens (as far as can be deduced from the specimens deposited at the GBA), whereas other works (BITTNER, 1883, 1895) contain “normal” images. This issue may be of minor importance if the animals are symmetrical. However, numerous brachyurous crabs are heterochelous. Thus, when evaluating handedness of certain taxa, one should bear in mind various techniques used for depiction of fossils in and before the 19<sup>th</sup> century. It is a well-known fact that not enough attention was paid to this when working with fossil decapods (see HYŽNÝ, 2014 and references therein). Therefore, the opportunity is taken here to provide photos of all figured specimens deposited at the GBA.

Many type specimens of Alexander Bittner deposited at the GBA were considered to be lost or their repository was stated as unknown (e.g. DE ANGELI & GARASSINO, 2006). Actually, the material is well curated and accessible for scientists. This catalogue provides all relevant data concerning this material. Since numerous taxa of Alexander Bittner had no fixed lectotype, if possible we have selected herein lectotypes from the series of syntypes; lectotypes and paralectotypes were chosen for 11 taxa.

Alexander Bittner described numerous new genera. Since their first description, several have remained monotypic (e.g. DE GRAVE et al., 2009; SCHWEITZER et al., 2010), and therefore it is important to re-evaluate this material. Detailed systematic revision of the collection of Bittner deposited at the GBA is beyond the scope of the catalogue, however, we feel appropriate to document the material, at least photographically, with additional notes on preservation. This may serve as a basis for future studies.

Some decapods deposited at the GBA were mentioned by STOJASPAL (1975). Later, MÜLLER (1998a) in his “Fossilium Catalogus Austriae” reported the type material coming from Austria, including the specimens deposited at the GBA. However, numerous type and figured decapod specimens reported by BITTNER (1875, 1883, 1884, 1893, 1895) are from other countries, therefore they escaped the attention of the scholars of the 20<sup>th</sup> century working on Austrian material. The aim of the catalogue is to fix this gap in our knowledge and present all type and figured specimens of fossil decapod crustaceans deposited at the GBA irrespective of their provenance.

## List of the type and figured material

The material is ordered chronologically according to the year of publication. Within a publication genera and species names are ordered alphabetically. The index at the end of the paper helps finding these names.

### Abbreviations used in the catalogue

GBA = Geologische Bundesanstalt (Geological Survey), Vienna, Austria.

NHMW = Naturhistorisches Museum Wien (Natural History Museum Vienna), Vienna, Austria.

### REUSS, A.E. (1858a): Zur Kenntniss fossiler Krabben.

#### *Cancer brachychelus* REUSS, 1858a

(Pl. 1, Figs. 1a–g)

Coll. No.: GBA 2007/096/0002.

Material: Lectotype (chosen herein).

Type level: Upper Eocene (Priabonian).

Type locality: San Michele at Bassano, Marostica near Vicenza, Veneto, Italy.

Type reference and figure: REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 29, Pl. 13, Fig. 5.

Remarks: REUSS (1858a) based his description on more than 20 specimens, four of them were figured. No holotype has been chosen, thus, all figured specimens are syntypes. Since only a single specimen in the collections of the GBA can be matched with the published figure (REUSS, 1858a: Pl. 13, Fig. 5), we designate this specimen to be the lectotype. Other specimens have to be considered lost. The remaining specimen shows also the sternum with two vulvae, hence, it represents a female. All cuticular surfaces are well preserved.

*Cancer brachychelus* REUSS, 1858a, is a junior subjective synonym of *Harpactocarcinus punctulatus* (DESMAREST, 1822); for exhaustive synonymics a reference is made to DE ANGELI & GARASSINO (2006).

Current name: *Harpactocarcinus punctulatus* (DESMAREST, 1822).

#### *Goniodromites bidentatus* REUSS, 1858a

(Pl. 2, Figs. 3a–d)

Coll. No.: GBA 2007/096/0006 (former coll. no. 2363).

Material: Lectotype (chosen herein).

Type level: Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberk Limestone.

Type locality: Ignáce (Ignaziberg) near Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 72, Pl. 24, Figs. 5–6.

**Refigured by:** GLAESSNER, M.F., 1969: Decapoda. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**: R486, Fig. 293.3.

**Remarks:** The species was revised by FELDMANN et al. (2006) and SCHWEITZER & FELDMANN (2008), however, without examination of the type material. The English translation of the original description was provided by FELDMANN et al. (2006: 9). SCHWEITZER & FELDMANN (2008: 126) noted that “*the present location of the type specimen described by Reuss has not been determined*”. Since, *Goniodromites bidentatus* is the type species of *Goniodromites* REUSS, 1858a, the information on the repository of the type material is more than adequate. The sample deposited at the GBA includes two carapaces on a single piece of rock, however, only the figured specimen (REUSS, 1858a: Pl. 24, Fig. 5) belongs to *G. bidentatus*.

REUSS (1858a) mentioned at least two specimens of *G. bidentatus*; hence, the specimen GBA 2007/096/0006 is selected herein as the lectotype. The cuticle is well-preserved.

The stratigraphic level of the type material is unknown. Traditionally, the limestones at Štramberg have been assumed to be of Tithonian age (HOUŠA, 1975), which may be correct for the main interval of reef development. More recent age estimates, however, indicate a much longer time span, i.e., from the uppermost Kimmeridgian to the lower Berriasian for the deposition of the Štramberg Limestone (FRAAIJE et al., 2013; GAŠPARIČ et al., 2015). The same applies to all specimens from Štramberg described and/or reported by REUSS (1858a).

**Current name:** *Goniodromites bidentatus* REUSS, 1858a.

### *Goniodromites complanatus* REUSS, 1858a

(Pl. 2, Figs. 6a–b)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0008 (former coll. no. 2362).

**Material:** Lectotype (chosen herein).

**Type level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberg Limestone.

**Type locality:** Ignáce (Ignaziberg) near Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 74, Pl. 24, Fig. 7.

**Remarks:** Although more specimens are mentioned by REUSS (1858a), only the figured specimen is within the collections at the GBA. This specimen is chosen herein as the lectotype.

VAN STRAELEN (1925) recognised that *Goniodromites complanatus* is an internal mould of *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a, and synonymised both taxa, which was followed also by SCHWEITZER & FELDMANN (2008: 124). Therefore, the current name of the species is *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a.

**Current name:** *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a.

### *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a

(Pl. 2, Figs. 1, 2a–b)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0007/01–02 (former coll. no. 2359).

**Material:** Lectotype (GBA 2007/096/0007/01) and paralectotype (GBA 2007/096/0007/02) (selected herein).

**Type level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberg Limestone.

**Type locality:** Ignáce (Ignaziberg), Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 73, Pl. 24, Fig. 4.

**Remarks:** The English translation of the original description was published by SCHWEITZER & FELDMANN (2008: 127). It must be, however, noted that the last paragraph of their translation begins with: “*On the studied specimen sit only...*”, whereas the original reads: “*An den untersuchten Exemplaren sitzen nur...*”. Thus, REUSS (1858a) clearly stated that there were more specimens at his disposal. In fact, two specimens are present in the collections of the GBA. The figured specimen (REUSS, 1858a: Pl. 24, Fig. 4) is selected herein as the lectotype (Pl. 2, Figs. 2a–b), whereas the other specimen as the paralectotype (Pl. 2, Fig. 1). Both specimens retain the cuticle.

SCHWEITZER & FELDMANN (2008: 123, Pl. 2C) stated that the holotype and paratype of *Goniodromites polyodon* were studied and that both “*are currently housed at the Natural History Museum in Vienna*”. They figured the cast of one of the specimens with the caption: “*cast of best specimen in Geologische Landesanstalt Wien, Sammlung Reuss, number 2359, composed of two cotypes*”. REUSS (1858a) did not select the holotype, therefore, both specimens must be considered syntypes, from which the lectotype and paralectotype are selected herein. The figure of SCHWEITZER & FELDMANN (2008: Pl. 2C) corresponds to the lectotype as recognised herein.

**Current name:** *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a.

### *Oxythyreus gibbus* REUSS, 1858a

(Pl. 1, Figs. 4, 5a–d)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0009 (former coll. no. 2358).

**Material:** Lectotype (chosen herein).

**Type level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberg Limestone.

**Type locality:** Ignáce (Ignaziberg) near Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 75, Pl. 24, Figs. 8–9.

**Refigured by:** GLAESSNER, M.F. (1969): Decapoda. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**: R489, Fig. 301.2 and by SCHWEITZER, C.E. & FELDMANN, R.M. (2010): A new family of Mesozoic Brachyura (Glaessneropsoidea) and re-evaluation of *Distefania* CHECCHIA-RISPOLI, 1917 (Homolodromi-

oidea: Goniidromitidae), Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, Abhandlungen, **256/3**: 365, Fig. 1/7.

**Remarks:** REUSS (1858a) did not mention the number of examined specimens of *Oxythyreus gibbus* (as he did not for all the species he described), however, two of them were figured (REUSS, 1858a: Pl. 23, Fig. 6, Pl. 24, Fig. 8). The specimen deposited at the GBA has the cuticle preserved and conforms to the latter figure. Since it represents the only known specimen of *O. gibbus* in the Reuss collection at the GBA, it is selected herein as the lectotype. SCHWEITZER & FELDMANN (2010) re-evaluated the species, and because *Oxythyreus* was a pre-occupied name, they proposed a new generic name *Konidromites*. They also provided a photo of the specimen deposited at the GBA and claimed it was a holotype of *Oxythyreus gibbus*. We opine that its lectotype status is more appropriate. *Oxythyreus gibbus* REUSS, 1858 is the type species of *Konidromites* SCHWEITZER & FELDMANN, 2010.

**Current name:** *Konidromites gibbus* (REUSS, 1858a).

***Pithonoton angustum* REUSS, 1858a**

(Pl. 2, Figs. 8a–b)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0005 (former coll. no. 2357).

**Material:** Holotype.

**Type level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberk Limestone.

**Type locality:** Ignáce (Ignaziberg) near Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 72, Pl. 24, Fig. 3.

**Remarks:** The specimen figured by REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 3) shows the posterior margin slightly narrower than it is in the actual specimen (Pl. 2, Fig. 8a). The cuticular surfaces of the specimen are poorly preserved. SCHWEITZER & FELDMANN (2009: 101, Fig. 7.4) revised the species and figured the cast of the holotype. *Longodromites angustus* (REUSS, 1858a) is the type species of *Longodromites* PATRULIUS, 1959.

**Current name:** *Longodromites angustus* (REUSS, 1858a).

***Pithonoton rostratum* H. v. MEYER, 1840**

(Pl. 2, Figs. 4, 5a–c)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0004/01–02 (former coll. no. 2361).

**Material:** Figured specimen (GBA 2007/096/0004/01).

**Stratigraphic level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberk Limestone.

**Locality:** Ignáce (Ignaziberg) near Nový Jičín (Neu Titschein), Czech Republic.

**Reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 71, Pl. 24, Fig. 2.

**Remarks:** The lot contains two specimens (with preserved cuticle), however, only one was figured by REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 2). The opportunity is taken herein to figure also the second specimen (Pl. 2, Fig. 4). The species was re-assigned to *Eodromites* SCHWEITZER & FELDMANN, 2008 by SCHWEITZER & FELDMANN (2008: 135).

**Current name:** *Eodromites rostratus* (MEYER, 1840).

***Prosopon verrucosum* REUSS, 1858a**

(Pl. 2, Figs. 7a–b)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0003 (former coll. no. 2360).

**Material:** Holotype.

**Type level:** Kimmeridgian–Lower Berriasian, Štramberk Limestone.

**Type locality:** Štramberk (Stramberg), Czech Republic.

**Type reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 70, Pl. 24, Fig. 1.

**Remarks:** The species was revised and the cast of the holotype figured by SCHWEITZER & FELDMANN (2009: 71, Fig. 2.7), which repository was stated as GSA 2360 (old acquisition number). The cuticle of the holotype is well-preserved.

**Current name:** *Prosopon verrucosum* REUSS, 1858a.

***Ranina* sp.**

(Pl. 1, Figs. 2a–c)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0001.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Eocene.

**Locality:** San Pietro in Cariano, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 21, Pl. 5, Figs. 3–4.

**Remarks:** The specimen clearly is a representative of *Lophoranina* FABIANI, 1910. Because it does not possess frontal and posterior margins, its identification on the species level is difficult. However, the morphology and orientation of the terraces on the dorsal side of the carapace suggests close affinities to *Lophoranina reussi* (WOODWARD, 1866) as depicted by BESCHIN et al. (2011: 47, Fig. 10). In fact, one of the old labels associated with the specimen identifies it as “*Ranina Reuss?*”. The locality of the specimen is not certain; at least REUSS (1858a) and FABIANI (1910) expressed some doubts about it.

**Current name:** *Lophoranina* cf. *reussi* (WOODWARD, 1866).

***Xanthopsis bispinosa* M'COY, 1849**

(Pl. 1, Figs. 3a–c)

**Coll. No.:** GBA 2007/096/0010.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Eocene.

**Locality:** Kressenberg, Bavaria, Germany.

**Reference and figure:** REUSS, A.E., 1858a: Zur Kenntniss fossiler Krabben. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **17**: 52, Pl. 14, Fig. 5.

**Remarks:** REUSS (1858a: Pl. 14, Fig. 5) depicted this specimen in a plate together with specimens of *Xanthopsis hispidiformis* and labelled the plate only with this name. This act apparently led to some confusion by curator(s), because the specimen has been treated in the collection as *Xanthopsis hispidiformis* (Pl. 1, Fig. 3c). The text of REUSS, however, is clear in separating the specimen GBA 2007/096/0010 from *X. hispidiformis* and classifying it as *X. bispinosa*. As noted by SCHWEITZER (2003: 1116), the original genus name *Zanthopsis* M'COY, 1849 was misspelled by subsequent authors as *Xanthopsis*, including REUSS (1858a).

**Current name:** *Zanthopsis bispinosa* M'COY, 1849.

### REUSS, A.E., 1858b: Ueber fossile Krebse aus den Raibler Schichten in Kaernten.

#### *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858)

(Pl. 3, Figs. 1a–d)

**Coll. No.:** GBA 1858/004/0002/01.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Upper Triassic (Carnian), Raibl Beds (Raibler Schichten).

**Locality:** Cave del Predil (Raibl), Friuli-Venezia-Giulia, Italy.

**Reference and figure:** REUSS, A.E., 1858b: Ueber fossile Krebse aus den Raibler Schichten in Kaernten. Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich, **1**: 5, Pl. 1, Fig. 2.

**Remarks:** The specimen is preserved in ventral aspect without any carapace remains; most specimens described and figured by REUSS (1858b) are preserved in the same way. This type of preservation may indicate the specimen was a moult. The cuticle is preserved as two-dimensional black film, a typical preservation of arthropods in finely laminated shales.

**Current name:** *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858).

#### *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858)

(Pl. 3, Figs. 2a–d)

**Coll. No.:** GBA 1858/004/0002/02.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Upper Triassic (Carnian), Raibl Beds (Raibler Schichten).

**Locality:** Cave del Predil (Raibl), Friuli-Venezia-Giulia, Italy.

**Reference and figure:** REUSS, A.E., 1858b: Ueber fossile Krebse aus den Raibler Schichten in Kaernten. Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich, **1**: 5, Pl. 1, Fig. 7.

**Current name:** *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858).

### BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges.

#### *Calappa spec.*

(Pl. 4, Figs. 1a–e)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0006 (former coll. no. 2328).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Rivo di Mel, Val Ciuppio, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 74, Pl. 1, Figs. 7a–b.

**Remarks:** The material is very similar to a claw of *Bittnerilia eocaena* (BITTNER, 1883) as described and depicted by DE ANGELI & GARASSINO (2006: Figs. 2.5, 4.3), which was reported from the same locality. The ornamentation of the upper margin of propodus, however, is slightly different exhibiting spines rather than tubercles as in *B. eocaena*. Since only one chela has been reported so far, the intra-specific variation cannot be evaluated. Therefore, *Calappa spec.* sensu BITTNER (1875) is treated as *?Bittnerilia sp.* The figure in BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 7) is a mirror image.

**Current name:** *?Bittnerilia sp.*

#### *Coeloma vigil* A. MILNE-EDWARDS, 1865

(Pl. 4, Figs. 2a–e)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0040.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Laverda Beds ("Schio-Schichten"), Lower Oligocene (Rupelian).

**Locality:** Bocca di Marsan, Valrovina, Vicenza, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 97, Pl. 5, Fig. 4.

**Remarks:** BITTNER (1875) in his plate 5 figured four specimens; however, only one has been identified in the collections of the GBA. The figure is a mirror image. The cuticle is well-preserved.

**Current name:** *Coeloma vigil* A. MILNE-EDWARDS, 1865.

#### *Eumorphactaea sp.*

(Pl. 4, Figs. 3a–e)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0034/a.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 93, Pl. 2, Fig. 13.

**Remarks:** BITTNER (1875: 93) attributed the isolated propodus to *Eumorphactaea* BITTNER, 1875 without closer identification. He noted: “*Sie könnte möglicherweise der oben beschriebenen (E. scissifrons BITTNER, 1875) oder einer verwandten Art angehören*”. Recently, the chela of *E. scissifrons* has been described and figured (BESCHIN et al., 2005: 24, Fig. 16; BESCHIN et al., 2012: 71, Fig. 63, Pl. 11, Fig. 4) and it differs distinctly from the isolated propodus of BITTNER (1875). In fact, it shows characteristics of paguroids rather than brachyurous crabs. Indeed, it is morphologically close to some species of *Calcinus* DANA, 1851; e.g. *Calcinus agnoensis* BESCHIN, DE ANGELI, CHECCHI & ZARANTONELLO, 2005, from the Middle Eocene of Italy, has similar spines on the upper margin of the propodus. Since the specimen does not fully conform to the description of the species discussed above we treat BITTNER’s propodus in open nomenclature. The figured specimen (BITTNER, 1875: Pl. 2, Fig. 13) is a mirror image.

**Current name:** *Calcinus* sp.

***Harpactocarcinus quadrilobatus* (DESMAREST, 1822)**

(Pl. 5, Figs. 2a–d)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0033/01.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Monte di Malo, Priabona, Vicenza, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 89, Pl. 3, Fig. 1.

**Refigured by:** HYŽNÝ, M., 2014: *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822) from the Eocene of Slovakia and Italy: the phenomenon of inverted images of fossil heterocheulous crabs. Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, **40**: 23–27, Fig. 1E.

**Remarks:** BITTNER (1875: 89) mentioned that four specimens (3 females, 1 male) were deposited at the “Geologische Reichsanstalt”, however, only two were identified (including GBA 1875/005/0033/02). As already noted by HYŽNÝ (2014: 24), both specimens are mirror images.

The specimen GBA 1875/005/0033/01 clearly represents a female. Interestingly, the right half of the pleon was chiselled away so the right vulva is visible. This was apparently done at the time of BITTNER (by himself?) as the half-pleon is clearly visible in the plate of BITTNER (1875: Pl. 3, Fig. 1).

**Current name:** *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822).

***Harpactocarcinus quadrilobatus* (DESMAREST, 1822)**

(Pl. 5, Figs. 1a–e)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0033/02.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Monte di Malo, Priabona, Vicenza, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kai-

serlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 89, Pl. 2, Fig. 4.

**Refigured by:** HYŽNÝ, M., 2014: *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822) from the Eocene of Slovakia and Italy: the phenomenon of inverted images of fossil heterocheulous crabs. Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, **40**: 23–27, Fig. 1F.

**Remarks:** The specimen is a male and represents a mirror image as already mentioned by HYŽNÝ (2014: 24).

**Current name:** *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822).

***Hepaticus pulchellus* BITTNER, 1875**

(Pl. 4, Figs. 4a–c, 5a–c)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0008/01–02 (former coll. no. 2315).

**Material:** Lectotype (GBA 1875/005/0008/01) and paralectotype (GBA 1875/005/0008/02) (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** Val Ciuppio, San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 75, Pl. 1, Figs. 9–10.

**Remarks:** DE ANGELI & GARASSINO (2006: 44) noted that the repository of the type collection is unknown, although it is well curated at the GBA. BITTNER (1875: 75, Pl. 1, Figs. 9–10) described the species based on two specimens (both figured). The lectotype (Pl. 4, Figs. 4a–c) and paralectotype (Pl. 4, Figs. 5a–c) are selected herein.

**Current name:** *Hepaticus pulchellus* BITTNER, 1875.

***Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875**

(Pl. 6, Figs. 1–8)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0009/01–07 (former coll. no. 2305).

**Material:** Lectotype (GBA 1875/005/0009/01) and six paralectotypes (GBA 1875/005/0009/02–07) (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** Val Ciuppio, San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 76, Pl. 2, Fig. 2.

**Remarks:** This is the type species of the genus *Micromaia* BITTNER, 1875, which is morphologically close to *Paramaja* KUBO, 1936 (NG & RICHER DE FORGES, 2015). There are differences in the development of the antorbital and pseudo-rostral spines and *Paramaja* is generally larger than *Micromaia*.

DE ANGELI & GARASSINO (2006: 48) noted that the repository of the holotype is unknown. BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 2) examined altogether eleven specimens and provided a composite figure only. In the collections of the GBA, seven

specimens are currently deposited. One of the best preserved specimens exhibiting also ventral aspects is selected as the lectotype (Pl. 6, Figs. 1a–b) herein; the rest represents the paralectotype collection.

**Current name:** *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875.

***Palaeograpsus inflatus* BITTNER, 1875**

(Pl. 5, Figs. 3a–c)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0041.

**Material:** Lectotype (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian)/Late Eocene (Priabonian). BITTNER (1875) did not indicate the stratigraphic position of the material.

**Type locality:** Fumane di Polesella, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 100, Pl. 2, Fig. 11.

**Remarks:** BITTNER (1875) examined two specimens of this species; however, only one is deposited at the GBA. The specimen is chosen herein as the lectotype. The figure in BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 11) is a mirror image.

SCHWEITZER & KARASAWA (2004: 80) revised the genus *Palaeograpsus*, however, without examination of the type material. They stated that: “the illustrations in Bittner (1875) are remarkably accurate for specimens that have been observed by the authors; thus we have every reason to believe that his illustrations of *P. inflatus* are similarly accurate”. This, however, is not always true (although it holds in the case of *Palaeograpsus inflatus*). BITTNER (1883: 313) acknowledged that the figure of *Eumorphactaea scissifrons* in BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 10) does not conform to the actual specimen and provided a new improved figure in his later publication (BITTNER, 1883: Pl. 1, Fig. 10). Although SCHWEITZER & KARASAWA (2004) provided a diagnosis of *Palaeograpsus* they also noted that a complete description of *Palaeograpsus* must await examination of the type material. Based on their revision, *Palaeograpsus inflatus* remained the only and therefore type species of the genus *Palaeograpsus* BITTNER, 1875, which affinities remain obscure. Unfortunately, the type material (lectotype chosen herein) does not preserve the ventral parts of the animal, i.e., characters that are important for assignment to the family level, in particular, the sternites and pleonal somites.

**Current name:** *Palaeograpsus inflatus* BITTNER, 1875.

***Periacanthus horridus* BITTNER, 1875**

(Pl. 5, Figs. 4a–b)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0010 (former coll. no. 2326).

**Material:** Lectotype (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** San Giovanni Ilarione, Val Ciuppio, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 77, Pl. 2, Fig. 1.

**Refigured by:** BITTNER, A., 1895: Über zwei ungenügend bekannte brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eocäns. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **104**: 250, Pl. 1, Fig. 1.

**Remarks:** BITTNER (1875) examined four specimens of this species. The GBA specimen has broken spines and one would assume that the specimen was complete at the time of Bittner. He, however, noted that not a single studied specimen was entire, although the one belonging to the collections of the “Geologische Reichsanstalt” is the best one, therefore, we select this specimen as the lectotype. His figure clearly depicts the reconstructed carapace, as it is the case for *Micromaia tuberculata* as well (Pl. 6, Fig. 8).

**Current name:** *Periacanthus horridus* BITTNER, 1875.

***Ranina laevifrons* BITTNER, 1875**

(Pl. 7, Figs. 1–5)

**Coll. No.:** GBA 1875/005/0003/01–05 [former coll. nos. 2312 (GBA 1875/005/0003/01–04) and 2327 (GBA 1875/005/0003/05)].

**Material:** Lectotype (GBA 1875/005/0003/01) and four paralectotypes (GBA 1875/005/0003/02–05) (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** Gran Groce di San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1875: Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**: 68, Pl. 1, Fig. 4.

**Remarks:** BITTNER (1875) examined more specimens of this species, but only one was depicted (BITTNER, 1875: Pl. 1, Fig. 4). At the GBA five specimens are deposited; one of them is marked with a red colour, apparently meaning that it is a depicted specimen (Pl. 7, Fig. 5). Its preservation, however, hinders its doubtless attribution to the figure. Apparently, the specimen is rather fragile and due to handling in the past, the frontal margin was broken off. Since there are better preserved specimens among syntypes than the figured one, the lectotype selected herein (Pl. 7, Fig. 1) does not correspond to the figured specimen.

**Current name:** *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875).

**BITTNER, A., 1877: Über *Phymatocarcinus speciosus* REUSS.**

***Phymatocarcinus speciosus* REUSS, 1871**

(Pl. 7, Figs. 6–9)

**Coll. No.:** GBA 1877/005/0001–0009.

**Material:** Figured specimens (9 specimens).

**Stratigraphic level:** Middle Miocene (Badenian), Leithakalk.

**Locality:** Gamlitz bei Ehrenhausen, Styria, Austria.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1877: Über *Phymato-carcinus speciosus* REUSS. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **75**: 435, Pl. 1, Figs. 1–10.

**Refigured by:** KLOMPMAKER, A., HYŽNÝ, M. & JAKOBSEN, S.L., 2015: Taphonomy of decapod crustacean cuticle and its effect on the appearance as exemplified by new and known taxa from the Cretaceous – Danian crab *Caloxanthus*. Cretaceous Research, **55**: 146, Figs. 6A, C, D.

**Remarks:** GBA 1877/005/0001 – near-complete carapace with preserved cuticular surface. The figure of BITTNER (1877: Pl. 1, Fig. 1; KLOMPMAKER et al., 2015: Fig. 6A) represents a reconstruction; posterior portion of the carapace is based on the counterpart.

GBA 1877/005/0002 – fragment of the cuticle (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 2).

GBA 1877/005/0003 – fragment of the cuticle.

GBA 1877/005/0004 – portion of right chela preserved as internal cast (“Steinkern”) (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 4).

GBA 1877/005/0005 – merus and carpus of left cheliped (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 5); only a mould is present in the collection, the original has been lost.

GBA 1877/005/0006 – left chela consisting of carpus, propodus and dactylus preserved as internal cast (“Steinkern”) (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 6; KLOMPMAKER et al., 2015: Fig. 6D); with artificial mould.

GBA 1877/005/0007 – left chela consisting of carpus, propodus and dactylus (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 7; KLOMPMAKER et al., 2015: Fig. 6C).

GBA 1877/005/0008 – carpus of left chela preserved as internal cast (“Steinkern”) (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 8).

GBA 1877/005/0009 – portion of walking leg (“Steinkern”) (BITTNER, 1877: Pl. 1, Fig. 9).

All figures published by BITTNER (1877) are mirror images.

**Current name:** *Daira speciosa* (REUSS, 1871).

### **BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona.**

#### ***Hepaticus neumayri* BITTNER, 1875**

(Pl. 8, Figs. 5a–b)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0016 (former coll. no. 2321).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Val Ciuppio, San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 312, Pl. 1, Fig. 9.

**Remarks:** The figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 9) represents only the anterior portion of the carapace in the fron-

tal view (“Fühlerregion”). Here, the opportunity is taken to figure the entire specimen.

**Current name:** *Hepaticus neumayri* (BITTNER, 1875).

#### ***Lambrus eocaenus* BITTNER, 1883**

(Pl. 8, Figs. 4a–e)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0008 (former coll. no. 2322).

**Material:** Holotype.

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** Ciuppio, San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 309, Pl. 1, Fig. 7.

**Remarks:** Based on additional material showing more carapace features, DE ANGELI & GARASSINO (2003) recognised striking differences between *Parthenope* WEBER, 1795 (= *Lambrus* LEACH, 1815) and their material clearly conspecific with *Lambrus eocaenus*. As a result, they erected the new genus *Bittnerilia* DE ANGELI & GARASSINO, 2003 for this species. Although they did not study the holotype itself (which repository was considered unknown by DE ANGELI & GARASSINO, 2006), the well-crafted figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 7) provided enough of comparison with their new and more complete material. Indeed, after re-examination of the holotype of *Lambrus eocaenus* herein, the material of DE ANGELI & GARASSINO (2003) does fully conform to Bittner’s species. The opportunity is taken here to provide photographs of the holotype for the first time.

**Current name:** *Bittnerilia eocaena* (BITTNER, 1883).

#### ***Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875**

(Pl. 8, Figs. 1–2)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0006/01–02. (former coll. no. 2324).

**Material:** Figured specimen (GBA 1883/007/0006/01).

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 308, Pl. 1, Figs. 6a–d.

**Remarks:** Based on this material, BITTNER (1883) described in detail the mouth region (buccal cavern) of the species and figured one specimen (GBA 1883/007/0006/01, Pl. 8, Fig. 2); in the collections of the GBA there are two specimens with the same acquisition (the second one has number GBA 1883/007/0006/02; Pl. 8, Fig. 1).

**Current name:** *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875.

***Ranina marestiana* KÖNIG, 1825**

(Pl. 8, Figs. 3a–e)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0001/02 (former coll. no. 2323).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 300, Pl. 1, Fig. 1.

**Remarks:** The terraces on the dorsal carapace of the actual specimen do not fit in detail with the figure; however, the depiction of the pterygostomial region (BITTNER, 1883: Pl. 1, Fig. 1b) fully conforms to the specimen.

**Current name:** *Lophoranina marestiana* (KÖNIG, 1825)

***Ranina cf. marestiana* KÖNIG, 1825**

(Pl. 9, Figs. 1a–g)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0001/01.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Quarry “Scole” above Avesa, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 300, Pl. 1, Fig. 2.

**Remarks:** The specimen fully conforms to the description of *Lophoranina marestiana* as reviewed by BESCHIN et al. (2011: 38).

**Current name:** *Lophoranina marestiana* (KÖNIG, 1825).

***Ranina notopoides* BITTNER, 1883**

(Pl. 9, Figs. 3–6)

**Coll. No.:** GBA 1883/007/0004/01–04.

**Material:** Lectotype (GBA 1883/007/0004/01: Pl. 9, Figs. 3a–c) and three paralectotypes (GBA 1883/007/0004/02–04) (chosen herein).

**Type level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Type locality:** Monte Masua di Negrar northwest of Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1883: Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**: 304, Pl. 1, Figs. 3a–b.

**Remarks:** To our knowledge no other material of *R. notopoides* has been ever reported which makes this type collection of particular interest. DE ANGELI & GARASSINO (2006: 39) stated that “Bittner (1883) reported one specimen from Monte Masua of Negrar (Verona) (repository and catalogue number unknown)”. This is not correct. BITTNER

(1883: 305) clearly stated that there were four specimens at his disposal: “Die vorhandenen vier Exemplare gehören dem Museum der k. k. Reichsanstalt.” All four specimens are curated at the GBA.

TUCKER (1998) recognised the species as a representative of *Laeviranina* LÖRENTHEY in LÖRENTHEY & BEURLEN, 1929. She stated the occurrence of *L. notopoides* erroneously as “early Eocene of England” (TUCKER, 1998: Tab. 9). The genus *Laeviranina* is currently considered a junior synonym of *Raninoides* H. MILNE EDWARDS, 1837 (SCHWEITZER et al., 2010).

**Current name:** *Raninoides notopoides* (BITTNER, 1883).

**BITTNER, A., 1884: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen.**

***Cancer carniolicus* BITTNER, 1884**

(Pl. 10, Figs. 1–2)

**Coll. No.:** GBA 1884/003/0006/01–02 (former coll. no. 2325).

**Material:** Lectotype (GBA 1884/003/0006/01) and paralectotype (GBA 1884/003/0006/02).

**Type level:** Middle Miocene (Badenian).

**Type locality:** Ulrichsberg, between Týnec (Teinitz) and Kamnik (Stein in Oberkrain), Slovenia.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1884: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **48**: 27, Pl. 1, Figs. 8–9.

**Revised by:** MÜLLER, P., 1984: Decapod Crustacea of the Badenian. Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, **42**: 112.

**Remarks:** BITTNER (1884) described *Cancer carniolicus* based on several specimens from Kamnik, Slovenia. The species has been chosen as a basis for erection of the new genus *Tasadia* by MÜLLER in JANSSEN & MÜLLER (1984: 20). Interestingly, P. MÜLLER probably did not see the type material as can be deduced from the sentence in MÜLLER (1984: 112): “Study of the type-series of *Cancer carniolicus* BITTNER, 1884 (kept in the Naturhistorisches Museum, lectotype designated herein: pl. 1 fig. 8a in BITTNER, 1884, seen by the courtesy of dr. BACHMAYER) and that...”. The repository of the type material was stated erroneously by MÜLLER (1984); it is not kept at the NHMW but at the GBA. The specimen selected as the lectotype by MÜLLER (1984) represents the entire carapace (figured by BITTNER, 1884: Pl. 1, Fig. 8). The other figured specimen (BITTNER, 1884: Pl. 1, Fig. 9) is an incomplete carapace selected herein as the paralectotype.

**Current name:** *Tasadia carniolica* (BITTNER, 1884).

***Mioplax socialis* BITTNER, 1884**

(Pl. 11, Figs. 1–5)

**Coll. No.:** GBA 2009/014/0029/01–05.

**Material:** Lectotype (GBA 2009/014/0029/01: Pl. 11, Fig. 1) and four paralectotypes (GBA 2009/014/0029/02–05).

**Type level:** Middle Miocene (Badenian). The age has been estimated based on the list of co-occurring mollusc taxa. More details were given by HYŽNÝ et al. (2016: 172).

**Type locality:** Radoboj, Krapinsko-Zagorska, Croatia.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1884: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **48**: 23, Pl. 2, Figs. 3b, e.

**Refigured by:** LÖRENTHEY, E. & BEURLIN, K., 1929: Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, **3**: 258, Pl. 16, Fig. 10 and by GLAESSNER, M.F., 1969: Decapoda. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**: R524, Fig. 333.1.

**Revised and refigured by:** HYŽNÝ, M., MANDIĆ, O., HARZHAUSER, M. & LEDVÁK, P., 2016: Euryhaline preferences of the decapod crab *Mioplax socialis* enabled it to survive during the Badenian/Sarmatian extinction (Miocene) in the Central Paratethys. Geologica Carpathica, **67**: 169, Figs. 3a–b, 4a–c.

**Remarks:** BITTNER (1884: 23) described *Mioplax socialis* based on numerous specimens (“*Reste von mindestens zehn Individuen*”) from the Badenian strata at Radoboj, Croatia. KARASAWA & KATO (2003) assigned the species to the family Chasmocarcinidae, although they did not study the type material and stated the locality of *Mioplax socialis* erroneously as Austria. Recently, the species has been revised by HYŽNÝ et al. (2016); the syntype collection has been studied and the lectotype and paralectotypes have been selected.

The figures presented by BITTNER (1884: Pl. 2, Figs. 3a–f; figures of lectotype and paralectotype as selected by HYŽNÝ et al., 2016) are mirror images.

**Current name:** *Mioplax socialis* BITTNER, 1884.

***Neptunus radobojanus* BITTNER, 1884**

(Pl. 10, Figs. 3a–e)

**Coll. No.:** GBA 1884/003/0001.

**Material:** Holotype, with counterpart.

**Type level:** Middle Miocene (Badenian); based on accompanied mollusc fauna (for details see HYŽNÝ et al., 2016: 172).

**Type locality:** Radoboj, Krapinsko-Zagorska, Croatia.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1884: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **48**: 20, Pl. 2, Fig. 1.

**Refigured by:** LÖRENTHEY, E. & BEURLIN, K., 1929: Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, **3**: 183, Pl. 14, Fig. 3.

**Remarks:** BITTNER (1884) based the description on a single specimen with preserved sternum and abdomen, so it was possible to identify the specimen as a female individual. Portions of pereopods were present as well. Unfortunately, the original specimen (part and counterpart) was badly damaged, apparently through the weathering, and as a consequence the morphological details given by BITTNER (1884) are no longer discernible. The original preservation of the material is difficult to attain as it is fairly possible that the figure given by BITTNER (1884: Pl. 2, Fig. 1) is actually a reconstruction.

LÖRENTHEY & BEURLIN (1929: 183) treated the species as a representative of *Colneptunus* LÖRENTHEY in LÖRENTHEY & BEURLIN, 1929. This opinion was not supported by SCHWEITZER et al. (2010: 112), who treated the species as a representative of *Portunus* WEBER, 1795 (*Neptunus* DE HAAN, 1833 is a junior subjective synonym of *Portunus*).

**Current name:** *Portunus radobojanus* (BITTNER, 1884).

***Ranina marestiana* var. *avesana* BITTNER, 1884**

(Pl. 9, Figs. 2a–b)

**Coll. No.:** GBA 1884/003/0007.

**Material:** Cast of a figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** Quarry “Scole” at Avesa near Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1884: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **48**: 16, Pl. 1, Fig. 2.

**Remarks:** The specimen represents the cast of the material (pterygostomial region + 3<sup>rd</sup> maxilliped) deposited in Museo di Storia Naturale in Verona.

**Current name:** *Lophoranina avesana* (BITTNER, 1884).

**BITTNER, A., 1893: Decapoden des pannonischen Tertiärs.**

***Ranidina rosaliae* BITTNER, 1893**

(Pl. 12, Figs. 1–3)

**Coll. No.:** GBA 1893/004/0001/01–12.

**Material:** Lectotype (GBA 1893/004/0001/01: Pl. 12, Figs. 1a–c) and 11 paralectotypes (GBA 1893/004/0001/02–12).

**Type level:** Middle Miocene (Badenian).

**Type locality:** Walbersdorf, Burgenland, Austria.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1893: Decapoden des pannonischen Tertiärs. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **102**: 33, Pl. 2, Fig. 2.

**Refigured by:** GLAESSNER, M.F., 1969: Decapoda. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**: R501, Fig. 313.3 and by LÖRENTHEY, E. & BEURLIN, K., 1929: Die fossilen Deka-

poden der Länder der Ungarischen Krone. *Geologica Hungarica*, Series Palaeontologica, **3**: 121, Pl. 5, Fig. 8.

**Revised by:** MÜLLER, P., 1984: Decapod Crustacea of the Badenian. *Geologica Hungarica*, Series Palaeontologica, **42**: 71, 112.

**Remarks:** The specimen figured by BITTNER (1893: Pl. 2, Fig. 2, non Fig. 2a) was chosen to be the lectotype by MÜLLER (1984: 112). *Ranidina rosaliae* is the type and only species of *Ranidina* BITTNER, 1893.

**Current name:** *Ranidina rosaliae* BITTNER, 1893.

### **BITTNER, A., 1895: Über zwei ungenügend bekannte brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eocäns.**

#### ***Periacanthus horridus* BITTNER, 1875**

(Pl. 13, Figs. 2a–d)

**Coll. No.:** GBA 1895/003/0002 (former coll. no. 2329).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1895: Über zwei ungenügend bekannte brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eocäns. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung*, **104**: 250, Pl. 1, Fig. 2.

**Remarks:** The specimen shows preserved buccal cavern and antennal region.

**Current name:** *Periacanthus horridus* BITTNER, 1875.

#### ***Ranina laevifrons* BITTNER, 1875**

(Pl. 13, Figs. 1a–d)

**Coll. No.:** GBA 1895/003/0001 (former coll. no. 2330).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Eocene (Lutetian).

**Locality:** San Giovanni Ilarione, Verona, Veneto, Italy.

**Reference and figure:** BITTNER, A., 1895: Über zwei ungenügend bekannte brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eocäns. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung*, **104**: 247, Pl. 1, Figs. 3–4.

**Current name:** *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875).

### **GLAESSNER, M.F., 1924: Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens.**

#### ***Macrophthalmus vindobonensis* GLAESSNER, 1924**

(Pl. 13, Figs. 3–5)

**Coll. No.:** GBA 1925/001/0001/01–03.

**Material:** Paralectotypes.

**Type level:** Lower Miocene (Karpatian), Korneuburg Formation.

**Tyúe locality:** Teiritzberg, Landesziegelei Stetten, Lower Austria, Austria.

**Reference:** GLAESSNER, M.F., 1924: Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1924/6**: 109–118 (whole volume printed in 1925).

**Remarks:** GLAESSNER (1924) described *Macrophthalmus vindobonensis* based on numerous specimens recovered at Teiritzberg and other localities (see also MÜLLER, 1998b). No holotype was selected at that time; therefore, all specimens included by GLAESSNER (1924) and referred to in his paper are syntypes. Although he selected the holotype (NHMW 1927/0001/0003) in his later work (GLAESSNER, 1928), this designation is not valid, since a holotype cannot be designated in a subsequent paper (ICZN art. 73.1). This designation, however, must be considered a valid lectotype designation. This means that all original syntypes mentioned by GLAESSNER (1924) are paralectotypes (ICZN art. 74.1.3). Fortunately, all specimens examined by Glaessner are labelled and numbered. Three of them are deposited at the GBA (and figured herein), whereas the rest is deposited at the NHMW.

MÜLLER (1993: 25) stated that “*there is no observable difference*” between *M. vindobonensis* and the topotypes of *M. aquensis* A. MILNE-EDWARDS & BROCCHI, 1879 from Aix-en-Provence (France). As a result, *M. vindobonensis* was synonymised with *Macrophthalmus aquensis*, an act which was accepted and followed thereafter (SCHWEITZER et al., 2010: 140).

**Current name:** *Macrophthalmus aquensis* A. MILNE-EDWARDS & BROCCHI, 1879.

### **GLAESSNER, M.F., 1930: Dekapodenstudien.**

#### ***Antrimpos crassipes* (BRONN, 1858)**

(Pl. 14, Figs. 1a–c)

**Coll. No.:** GBA 1930/002/0001.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Upper Triassic (Carnian), Raibl Beds (Raibler Schichten).

**Locality:** Cave del Predil (Raibl), Friuli-Venezia-Giulia, Italy.

**Reference and figure:** GLAESSNER, M.F., 1930: Dekapodenstudien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band 63* (B), 139, Pl. 6, Fig. 1.

**Remarks:** The original material of BRONN (1858) is considered lost. The specimen GBA 1930/002/0001 remains probably the best preserved specimen of the species.

**Current name:** *Antrimpos crassipes* (BRONN, 1858).

***Linuparus bigranulatus* GLAESSNER, 1930**

(Pl. 15, Figs. 1a–c)

**Coll. No.:** GBA 1930/002/0003 (former coll. no. 3457).

**Material:** Holotype.

**Stratigraphic level:** Upper Eocene (Priabonian), Reingrubner Formation.

**Locality:** Hollingstein at Niederhollabrunn, Lower Austria, Austria.

**Reference and figure:** GLAESSNER, M.F., 1930: Dekapodenstudien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band **63** (B), 165, Pl. 8, Fig. 3.

**Remarks:** The holotype does not preserve the anterior portion of the carapace. GLAESSNER (1930: 165, Pl. 8, Figs. 1–2) reported and figured two additional specimens. MÜLLER (1998a: 9, Pl. 1, Fig. 3) mentioned and figured one of them (paratype) as deposited at the NHMW under the repository number R473. The number is apparently incorrect, since it refers only to the page in the Treatise by GLAESSNER (1969), which was once a template for the organization of the NHMW decapod collections.

**Current name:** *Linuparus bigranulatus* GLAESSNER, 1930.

***Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858)**

(Pl. 15, Figs. 2a–b)

**Coll. No.:** GBA 1930/002/0002/01.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Triassic (Carnian), Raibl Beds.

**Locality:** Cave del Predil (Raibl), Friuli-Venezia-Giulia, Italy.

**Reference and figure:** GLAESSNER, M.F., 1930: Dekapodenstudien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band **63** (B), 143, Pl. 6, Fig. 3.

**Remarks:** The specimen is rather complete and shows the dorsal carapace. A second not figured specimen is available (GBA 1930/002/0002/02).

**Current name:** *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858).

**GLAESSNER, M.F., 1931: Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs.**

***Clytiella spinifera* GLAESSNER, 1931**

(Pl. 16, Fig. 1a)

**Coll. No.:** GBA 1931/003/0001.

**Material:** Holotype.

**Type level:** Triassic (Carnian, Julian), Reingrubner Beds.

**Type locality:** Lunz am See, Polzberg, Lower Austria, Austria.

**Reference and figure:** GLAESSNER, M.F., 1931: Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **81**: 474, Text-Fig. 2, Pl. 15, Fig. 1.

**Refigured by:** GLAESSNER, M.F., 1969: Decapoda. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**: R456, Fig. 261.1 and by MÜLLER, P., 1998a: Crustacea Decapoda. In: FLÜGEL, H.W. (Ed.): Catalogus Fossilium Austriae. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien: **8**, Pl. 1, Fig. 1 (as *Clytiella spinigera*).

**Remarks:** The specimen is rather poorly preserved and its affinities are obscured (suggested already by FÖRSTER, 1966: 159). All figures are largely skewed by drawings on the fossil. Here the opportunity is taken to refigure the original material and to bring into attention that the specimen may actually belong to some polychelid lobster rather than erymid (GLAESSNER, 1969; MÜLLER, 1998a; SCHWEITZER et al., 2010). Detailed revision of the material with comparison of relevant polychelid taxa is needed. *Clytiella spinifera* is the type species of *Clytiella* GLAESSNER, 1931.

**Current name:** *Clytiella spinifera* GLAESSNER, 1931.

***Platycheila trauthi* GLAESSNER, 1931**

(Pl. 16, Figs. 2–3)

**Coll. No.:** GBA 1931/003/0002 (Fig. 3), GBA 1931/003/0003/02 (counterpart of GBA 1931/003/0002), GBA 1931/003/0003/01 (Fig. 2).

**Material:** Paratypes.

**Type level:** Triassic (Carnian, Julian), Reingrubner Beds.

**Type locality:** Lunz am See, Polzberg, Lower Austria, Austria.

**Reference and figure:** GLAESSNER, M.F., 1931: Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **81**: 474, 478.

**Remarks:** The specimens are poorly preserved. The species is the type species of the genus *Platycheila* GLAESSNER 1931. The holotype is deposited at the NHMW (NHMW 1910/0015/0018).

**Current name:** *Platycheila trauthi* GLAESSNER, 1931.

**HYŽNÝ, M. & GAŠPARIČ, R., 2014: Ghost shrimp *Calliax* DE SAINT LAURENT, 1973 (Decapoda: Axiidea: Callianassidae) in the fossil record: systematics, palaeoecology and palaeobiogeography.**

***Calliax michelottii* (A. MILNE-EDWARDS, 1860)**

(Pl. 17, Figs. 1a–b)

**Coll. No.:** GBA 2009/014/0027 (former coll. no. 2314).

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Middle Miocene (Badenian).

**Locality:** Kamnik (Stein in Oberkrain), Slovenia.

**Reference and figure:** HYŽNÝ, M. & GAŠPARIČ, R., 2014: Ghost shrimp *Calliax* DE SAINT LAURENT, 1973 (Decapoda:

Axiidea: Callianassidae) in the fossil record: systematics, palaeoecology and palaeobiogeography. *Zootaxa*, **3821**: 45, Fig. 9.l.

**Remarks:** *Callianassa michelottii* was revised and re-assigned to *Calliax* DE SAINT LAURENT, 1973 by HYŽNÝ & GAŠPARIČ (2014: 45). The material from Kamnik (isolated major right propodus, GBA 2009/014/0027) was a part of their study.

**Current name:** *Calliax michelottii* (A. MILNE-EDWARDS, 1860).

**HYŽNÝ, M., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W. 2015: Decapod crustaceans of the Central Paratethyan Ottnangian Stage (middle Burdigalian): implications for systematics and biogeography.**

***Jaxea kuemeli* BACHMAYER, 1954**

(Pl. 17, Figs. 3–5)

**Coll. No.:** GBA 2009/014/0023/01–19.

**Material:** Figured specimens.

**Stratigraphic level:** Early Miocene (Ottnangian).

**Locality:** Ottnang, Upper Austria, Austria.

**Reference and figure:** HYŽNÝ, M., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W., 2015: Decapod crustaceans of the Central Paratethyan Ottnangian Stage (middle Burdigalian): implications for systematics and biogeography. *Geologica Carpathica*, **66**: 220, Figs. 3b–d.

**Remarks:** The material includes 19 specimens, including some nearly complete individuals (Pl. 17, Fig. 5). HYŽNÝ et al. (2015) figured three specimens (refigured herein).

**Current name:** *Jaxea kuemeli* BACHMAYER, 1954.

***Gouretia* sp.**

(Pl. 17, Figs. 2a–b)

**Coll. No.:** GBA 2009/014/0024/01.

**Material:** Figured specimen.

**Stratigraphic level:** Early Miocene (Ottnangian).

**Locality:** Ottnang, Upper Austria, Austria.

**Reference and figure:** HYŽNÝ, M., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W., 2015: Decapod crustaceans of the Central Paratethyan Ottnangian Stage (middle Burdigalian): implications for systematics and biogeography. *Geologica Carpathica*, **66**: 221, Fig. 4.

**Remarks:** The specimen represents the major left propodus articulated with the dactylus.

**Current name:** *Gouretia* sp.

***Liocarcinus* sp.**

(Pl. 17, Figs. 6–8)

**Coll. No.:** GBA 2009/014/0025/01–03.

**Material:** Figured specimens.

**Stratigraphic level:** Early Miocene (Ottnangian).

**Locality:** Ottnang, Upper Austria, Austria.

**Reference and figure:** HYŽNÝ, M., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W., 2015: Decapod crustaceans of the Central Paratethyan Ottnangian Stage (middle Burdigalian): implications for systematics and biogeography. *Geologica Carpathica*, **66**: 221, Figs. 10c–e.

**Remarks:** Two fragmentary specimens represent cheliped dentition only (Pl. 17, Figs. 7–8). The third specimen retains also portions of cheliped fingers (Pl. 17, Fig. 6). Generic assignment is based on the work of SPIRIDONOV et al. (2014) who pointed out the taxonomic significance of the cheliped dentition on the genus level.

**Current name:** *Liocarcinus* sp.

## Acknowledgements

ILKA WÜNSCHE (Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria) is thanked for assistance in taking the ammonium chloride pictures. ARIE W. JANSSEN (Naturalis Biodiversity Center, Leiden, Netherlands) is acknowledged for his insights into taxonomic issues. Support of JOHANN EGGER (GBA) is greatly appreciated. Reviewer ANTONIO DE ANGELI (Museo Civico „G. Zannato“,

Montecchio Maggiore, Vicenza, Italy) is thanked for his constructive comments. TORREY G. NYBORG (Department of Earth and Biological Sciences, Loma Linda University, Loma Linda, California 92350, United States) kindly helped with the English corrections. Research of MATUŠ HYŽNÝ has been supported by the AUSTRIAN SCIENCE FUND (FWF): Lise-Meitner-Programm M 1544-B25.

## References

- BACHMAYER, F. (1954): Zwei bemerkenswerte Crustaceen-Funde aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **163**, 63–70, Wien.
- BESCHIN, C., DE ANGELI, A., CHECCHI, A. & ZARANTONELLO, G. (2005): Crostacei di Grola presso Spagnago (Vicenza, Italia settentrionale). – Studi e Ricerche, Associazione Amici del Museo, Museo Civico “G. Zannato”, **12**, 5–35, Montecchio Maggiore, Vicenza.
- BESCHIN, C., DE ANGELI, A. & ZORZIN, R. (2011): Il genere *Lophorantina* Fabiani, 1910 (Crustacea, Decapoda, Brachyura, Raninidae) nel Terziario dei Lessini veronesi (Italia settentrionale). – Bolletino del Museo Civico di Storia Naturale di Verona (Geologia Paleontologia Preistoria), **35**, 33–56, Verona.
- BESCHIN, C., DE ANGELI, A., CHECCHI, A. & ZARANTONELLO, G. (2012): Crostacei del giacimento eocenico di Grola presso spagnago di cornedo vicentino (Vicenza, Italia settentrionale) (Decapoda, Stomatopoda, Isopoda). – Museo di Archeologia e Scienze Naturali “G. Zannato”, 100 pp., Montecchio Maggiore, Vicenza.
- BITTNER, A. (1875): Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **34**, 63–106, Wien.
- BITTNER, A. (1877): Über *Phymatocarcinus speciosus* REUSS. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **75**, 435–447, Wien.
- BITTNER, A. (1883): Neue Beiträge zur Kenntniss der Brachyuren-Fauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **46**, 299–316, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren-Faunen. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **48**, 15–30, Wien.
- BITTNER, A. (1893): Decapoden des pannonischen Tertiärs. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **102**, 10–37, Wien.
- BITTNER, A. (1895): Über zwei ungenügend bekannte brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eocäns. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **104**, 247–253, Wien.
- BRONN, H.G. (1858): Beiträge zur triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde, **1858**, 1–32, Stuttgart.
- DANA, J.D. (1851): Paguridae. Conspectus Crustaceorum quae in Orbis Terrarum circumnavigatione, Carolo Wilkes e Classe Reipublicae Foederatae duce, exit et descripsit. – Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, **5**, 267–272, Philadelphia.
- DE ANGELI, A. & GARASSINO, A. (2003): *Bittnerilia*, new genus for *Lambrus eocaenus* Bittner, 1883 (Decapoda, Brachyura, Calappidae) from the middle Eocene of Veneto (N Italy). – Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, **144/1**, 13–22, Milano.
- DE ANGELI, A. & GARASSINO, A. (2006): Catalog and bibliography of the fossil Stomatopoda and Decapoda from Italy. – Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, **35/1**, 3–95, Milano.
- DE GRAVE, S., PENTCHEFF, N.D., AHYONG, S.T., CHAN, T.-Y., CRANDALL, K.A., DWORSCHAK, P.C., FELDER, D.L., FELDMANN, R.M., FRANSEN, C.H.J.M., GOULDING, L.Y.D., LEMAITRE, R., LOW, M.E.Y., MARTIN, J.W., NG, P.K.L., SCHWEITZER, C.E., TAN, S.H., TSHUDY, D. & WETZER, R. (2009): A classification of living and fossil genera of decapod crustaceans. – The Raffles Bulletin of Zoology, Supplement No. **21**, 1–109, Singapore.
- DE HAAN, W. (1833–1850): Crustacea. – In: VON SIEBOLD, P.F. (Ed.): Fauna Japonica sive descriptio animalium, quae in itinere per Japoniam, jussu et auspiciis superiorum, qui summum in India Batavia imperium tenent, suscepto, annis 1823–1830 collegit, notis, observationibus et adumbrationibus illustravit, i–xvii, i–xxxii, ix–xvi + 243 p., Leiden.
- DESMAREST, A.G. (1822): Histoire Naturelle des Crustacés Fossiles, sous les rapports zoologiques et géologiques. – Les Crustacés Properment Dits. – 67–154, Paris (F.-G. Levrault).
- FABIANI, R. (1910): I crostacei terziari del Vicentino. Illustrazione di alcune specie e catalogo generale delle forme finora segnalate nella provincia. – Bolletino Museo Civico Vicenza, fasciculum **1**, 29–45, Vicenza.
- FELDMANN, R.M., LAZĂR, I. & SCHWEITZER, C.E. (2006): New crabs (Decapoda: Brachyura: Prosopidae) from Jurassic (Oxfordian) sponge bioherms of Dobrogea, Romania. – Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, **33**, 1–20, Mizunami.
- FÖRSTER, R. (1966): Über die Erymiden, eine alte konservative Familie der mesozoischen Dekapoden. – Palaeontographica, Abteilung A, **125/4–6**, 61–175, Stuttgart.
- FRAAIJE, R.H.B., VAN BAKEL, B.W.M., JAGT, J.W.M. & SKUPIEN, P. (2013): First record of paguroid anomurans (Crustacea) from the Tithonian–lower Berriasian of Štramberk, Moravia (Czech Republic). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **269**, 251–259, Stuttgart.
- GAŠPARIČ, R., FRAAIJE, R.H.B., VAN BAKEL, B.W.M., JAGT, J.W.M. & SKUPIEN, P. (2015): Mesozoic–Cenozoic crustaceans preserved within echinoid tests and bivalve shells. – Bulletin of Geosciences, **90**, 601–611, Prague.
- GLAESSNER, M.F. (1924): Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1924/6**, 109–118, Wien.
- GLAESSNER, M.F. (1928): Die Dekapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **78**, 161–219, Wien.
- GLAESSNER, M.F. (1930): Dekapodenstudien. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, Beilage-Band **63** (B), 137–176, Stuttgart.
- GLAESSNER, M.F. (1931): Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **81**, 467–486, Wien.
- GLAESSNER, M.F. (1969): Decapoda. – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part R, Arthropoda 4, **2**, R399–R533, Geological Society of America, Boulder, and University of Kansas Press, Lawrence.
- HOUŠA, V. (1975): Geology and paleontology of the Stramberk Limestone (upper Tithonian) and the associated lower Cretaceous beds. – Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, **86**, 342–349, Orleans.
- HYŽNÝ, M. (2014): *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (Desmarest, 1822) from the Eocene of Slovakia and Italy: the phenomenon of inverted images of fossil heterochelous crabs. – Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, **40**, 23–27, Mizunami.

- HYŽNÝ, M. & GAŠPARIČ, R. (2014): Ghost shrimp *Calliax* de Saint Laurent, 1973 (Decapoda: Axiidea: Callianassidae) in the fossil record: systematics, palaeoecology and palaeobiogeography. – *Zootaxa*, **3821**, 37–57, Auckland.
- HYŽNÝ, M., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W. (2015): Decapod crustaceans of the Central Paratethyan Ottnangian Stage (middle Burdigalian): implications for systematics and biogeography. – *Geologica Carpathica*, **66**, 217–233, Bratislava.
- HYŽNÝ, M., MANDIĆ, O., HARZHAUSER, M. & LEDVÁK, P. (2016): Euryhaline preferences of the decapod crab *Mioplox socialis* enabled it to survive during the Badenian/Sarmatian extinction (Miocene) in the Central Paratethys. – *Geologica Carpathica*, **67**, 165–176, Bratislava.
- JANSSEN, A.W. & MÜLLER, P. (1984): Miocene Decapoda and Mollusca from Ramsel (province of Antwerpen, Belgium), with a new crab genus and a new cephalopod species. – *Scripta Geologica*, **75**, 1–26, Leiden.
- KARASAWA, H. & KATO, H. (2003): The family Goneplacidae MacLeay, 1838 (Crustacea: Decapoda: Brachyura): systematics, phylogeny, and fossil records. – *Paleontological Research*, **7**, 129–151, Tokyo.
- KLOMPMAKER, A.A., HYŽNÝ, M. & JAKOBSEN, S.L. (2015): Taphonomy of decapod crustacean cuticle and its effect on the appearance as exemplified by new and known taxa from the Cretaceous – Danian crab *Caloxanthus*. – *Cretaceous Research*, **55**, 141–151, London.
- KÖNIG, C. (1825): *Icones fossilium sectiles*. – Centuria 1–4, London (G.B. Sowerby).
- KUBO, I. (1936): A new decapod crustacean from Japan, *Paramaja kominatoensis*, gen. et sp. nov. – *Bulletin of the Japanese Society of Scientific Fisheries*, **4/6**, 361–364, Tokyo.
- LŐRENTHEY, E. & BEURLEN, K. (1929): Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*, **3**, 1–421, Budapest.
- MEYER, H. VON (1840): Neue Gattungen fossiler Krebse aus Gebilden vom bunten Sandsteine bis in die Kreide. – 28 pp., Stuttgart (E. Schweizerbart).
- MILNE-EDWARDS, A. (1860): Histoire des Crustacés podophthalmiques fossiles et Monographie des Décapodes Macroques de la famille des Thalassinens. – *Annales des Sciences Naturelles*, 4e série, **14**, 129–357, Paris.
- MILNE-EDWARDS, A. (1865): Monographie des Crustacés de la famille Cancériens. – *Annales de Sciences Naturelles, Zoologie* série **5/3**, 297–351, Paris.
- MILNE-EDWARDS, A. & BROCCHI, P. (1879): Note sur quelques Crustacés fossiles appartenant au groupe des Macrophthalmiens. – *Bulletin de la Société Philomatique de Paris*, **3**, 113–117, Paris.
- MILNE EDWARDS, H. (1834–1840): Histoire naturelle des Crustacés comprenant l'anatomie, la physiologie et la classification de ces animaux. – Vol. **1**: i–xxxv, 1–468, Vol. **2**: 1–531, Atlas, 1837: 1–32, Pls. 1–42, Vol. **3**, 1840: 1–638, Paris (Librairie Encyclopédique de Roret).
- MÜLLER, P. (1984): Decapod Crustacea of the Badenian. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*, **42**, 3–317, Budapest.
- MÜLLER, P. (1993): Neogene decapod crustaceans from Catalonia. – *Scripta Musei Geologici Seminarii Barcinonensis*, **225**, 1–39, Barcelona.
- MÜLLER, P. (1998a): Crustacea Decapoda. – In: FLÜGEL, H.W. (Ed.): *Catalogus Fossilium Austriae*, Nr. **7 b/2 b**, 1–55, Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).
- MÜLLER, P. (1998b): Decapode Crustacea aus dem Karpat des Korneuburger Beckens (Unter-Miozän, Niederösterreich). – *Beiträge zur Paläontologie*, **23**, 273–281, Wien.
- NG, P.K.L. & RICHER DE FORGES, B. (2015): Revision of the spider crab genus *Maja* LAMARCK, 1801 (Crustacea: Brachyura: Majoidea: Majidae), with descriptions of seven new genera and 17 new species from the Atlantic and Indo-West Pacific. – *The Raffles Bulletin of Zoology*, **63**, 110–225, Singapore.
- REUSS, A.E. (1858a): Zur Kenntniss fossiler Krabben. – *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **17**, 1–89, Wien.
- REUSS, A.E. (1858b): Ueber fossile Krebse aus den Raibler Schichten in Kaernten. – *Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich*, **1**, 1–6, Wien.
- REUSS, A.E. (1871): *Phymatocarcinus speciosus*, eine neue fossile Krabbe aus dem Leithakalke des Wiener Beckens. – *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **63**, 325–330, Wien.
- SAINT LAURENT, M. DE (1973): Sur la systématique et la phylogénie des Thalassinidea: définition des familles des Callianassidae et des Upogebiidae et diagnose de cinq genres nouveaux (Crustacea Decapoda). – *Comptes Rendus Hebdomadaires de Séances de l'Académie des Sciences, série D277*, 513–516, Paris.
- SCHWEITZER, C.E. (2003): Utility of proxy characters for classification of fossils: an example from the fossil Xanthoidea (Crustacea: Decapoda: Brachyura). – *Journal of Paleontology*, **77**, 1107–1128, Cambridge.
- SCHWEITZER, C.E. & FELDMANN, R.M. (2008): A new classification for some Jurassic Brachyura (Crustacea: Decapoda: Brachyura: Homolodromioidea): Families Goniopromitidae BEURLEN, 1932 and Tanidromitidae new family. – *Senckenbergiana Lethaea*, **87**, 119–156, Frankfurt am Main.
- SCHWEITZER, C.E. & FELDMANN, R.M. (2009): Revision of the Propopinae *sensu* GLAESSNER, 1969 (Crustacea: Decapoda: Brachyura) including four new families, four new genera, and five new species. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **110A**, 55–121, Wien.
- SCHWEITZER, C.E. & FELDMANN, R.M. (2010): A new family of Mesozoic Brachyura (Glaessneropsoidea) and reevaluation of *Distefania* CHECCHIA-RISPOLI, 1917 (Homolodromioidea: Goniopromitidae). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, Abhandlungen*, **256/3**, 363–380, Stuttgart.
- SCHWEITZER, C.E. & KARASAWA, H. (2004): Revision of *Amydrocarcinus* and *Palaeograpsus* (Decapoda: Brachyura: Xanthoidea) with definition of three new genera. – *Paleontological Research*, **8/1**, 357–362, Tokyo.
- SCHWEITZER, C.E., FELDMANN, R.M., GARASSINO, A., KARASAWA, H. & SCHWEIGERT, G. (2010): Systematic list of fossil decapod crustacean species. – *Crustaceana Monographs*, **10**, 1–222, Leiden.
- SPIRIDONOV, V.A., NERETINA, T.V. & SCHEPETOV, D. (2014): Morphological characterization and molecular phylogeny of Portunoidea RAFINESQUE, 1815 (Crustacea Brachyura): Implications for understanding evolution of swimming capacity and revision of the family-level classification. – *Zoologischer Anzeiger – A Journal of Comparative Zoology*, **253/5**, 404–429, Amsterdam.
- STOJASPAL, F. (1975): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. 1. Teil: Wirbellose des Känozoikums (exklusive Mikrofossilien). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1975/1**, A159–A193, Wien.

TUCKER, A.B. (1998): Systematics of the Raninidae (Crustacea: Decapoda: Brachyura), with accounts of three new genera and two new species. – Proceedings of the Biological Society of Washington, **111**, 320–371, Washington.

VAN STRAELEN, V. (1925): Contribution à l'étude des Crustacés décapodes de la période Jurassique. – Mémoires de la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique, 2. série, **7/1**, 1–462, Bruxelles.

WEBER, F. (1795): Nomenclator entomologicus secundum Entomologiam Systematicum ill. Fabrici, adjectis speciebus recens detectis et varietatibus. – i–viii, 1–171, Kiel and Hamburg (Bohn, C.E.).

WOODWARD, H. (1866): Note on a new species of *Ranina* (*Ranina porifera*) from the Tertiary strata of Trinidad. – Quarterly Journal of the Geological Society of London, **22**, 591–592, London.

## Index of genus and species names

<i>agnoensis</i> , <i>Calcinus</i> .....	132	<i>Hepaticus</i> .....	132, 134
<i>angustum</i> , <i>Pithonoton</i> .....	130	<i>hispidiformis</i> , <i>Xanthopsis</i> .....	131
<i>angustus</i> , <i>Longodromites</i> .....	130	<i>horridus</i> , <i>Periacanthus</i> .....	133, 137
<i>Antrimpos</i> .....	137, 138	<i>inflatus</i> , <i>Palaeograpsus</i> .....	133
<i>aquensis</i> , <i>Macrophthalmus</i> .....	137	<i>Jaxea</i> .....	139
<i>avesana</i> , <i>Lophoranina</i> .....	136	<i>Konidromites</i> .....	130
<i>bidentatus</i> , <i>Goniodromites</i> .....	128, 129	<i>kuemeli</i> , <i>Jaxea</i> .....	139
<i>bigranulatus</i> , <i>Linuparus</i> .....	138	<i>laevifrons</i> , <i>Lophoranina</i> .....	133, 137
<i>bispinosa</i> , <i>Xanthopsis</i> .....	130, 131	<i>laevifrons</i> , <i>Ranina</i> .....	133, 137
<i>bispinosa</i> , <i>Zanthopsis</i> .....	131	<i>Laeviranina</i> .....	135
<i>Bittnerilia</i> .....	131, 134	<i>Lambrus</i> .....	134
<i>brachychelus</i> , <i>Cancer</i> .....	128	<i>Linuparus</i> .....	138
<i>Calappa</i> .....	131	<i>Liocarcinus</i> .....	139
<i>Calcinus</i> .....	132	<i>Longodromites</i> .....	130
<i>Callianassa</i> .....	139	<i>Lophoranina</i> .....	130, 133, 135–137
<i>Calliax</i> .....	138, 139	<i>Macrophthalmus</i> .....	137
<i>Cancer</i> .....	128, 135	<i>marestiana</i> var. <i>avesana</i> , <i>Ranina</i> .....	136
<i>carniolica</i> , <i>Tasadia</i> .....	135	<i>marestiana</i> , <i>Lophoranina</i> .....	135
<i>carniolicus</i> , <i>Cancer</i> .....	135	<i>marestiana</i> , <i>Ranina</i> .....	135
cf. <i>marestiana</i> , <i>Ranina</i> .....	135	<i>micheletii</i> , <i>Calliax</i> .....	138–139
cf. <i>reussi</i> , <i>Lophoranina</i> .....	130	<i>Micromaia</i> .....	132–134
<i>Clytiella</i> .....	138	<i>Mioplax</i> .....	136
<i>Coeloma</i> .....	131	<i>Neptunus</i> .....	136
<i>Colneptunus</i> .....	136	<i>neumayri</i> , <i>Hepaticus</i> .....	134
<i>complanatus</i> , <i>Goniodromites</i> .....	129	<i>notopoides</i> , <i>Ranina</i> .....	135
<i>crassipes</i> , <i>Antrimpos</i> .....	137, 138	<i>notopoides</i> , <i>Raninoides</i> .....	135
<i>Daira</i> .....	134	<i>Oxythyreus</i> .....	129, 130
<i>eocaena</i> , <i>Bittnerilia</i> .....	131, 134	<i>Palaeograpsus</i> .....	133
<i>eocaenus</i> , <i>Lambrus</i> .....	134	<i>Paramaja</i> .....	132
<i>Eodromites</i> .....	130	<i>Parthenope</i> .....	134
<i>Eumorphactaea</i> .....	131–133	<i>Periacanthus</i> .....	133, 137
<i>gibbus</i> , <i>Konidromites</i> .....	130	<i>Pithonoton</i> .....	130
<i>gibbus</i> , <i>Oxythyreus</i> .....	129, 130	<i>Phymatocarcinus</i> .....	133
<i>Goniodromites</i> .....	128, 129	<i>Platycheila</i> .....	138
<i>Gourretia</i> .....	139	<i>polyodon</i> , <i>Goniodromites</i> .....	129
<i>Harpactocarcinus</i> .....	128, 132	<i>Portunus</i> .....	136
<i>Harpactoxanthopsis</i> .....	132	<i>Prosopon</i> .....	130

<i>pulchellus</i> , <i>Hepaticiscus</i> .....	132	<i>sp.</i> , <i>Calcinus</i> .....	132
<i>punctulatus</i> , <i>Harpactocarcinus</i> .....	128	<i>sp.</i> , <i>Eumorphactaea</i> .....	131
<i>quadrilobata</i> , <i>Harpactoxanthopsis</i> .....	132	<i>sp.</i> , <i>Gourretia</i> .....	139
<i>quadrilobatus</i> , <i>Harpactocarcinus</i> .....	132	<i>sp.</i> , <i>Liocarcinus</i> .....	139
<i>radobojanus</i> , <i>Neptunus</i> .....	136	<i>sp.</i> , <i>Ranina</i> .....	130
<i>radobojanus</i> , <i>Portunus</i> .....	136	<i>speciosa</i> , <i>Daira</i> .....	134
<i>raiblana</i> , <i>Tetrachela</i> .....	131, 138	<i>speciosus</i> , <i>Phymatocarcinus</i> .....	133
<i>Ranidina</i> .....	136, 137	<i>spinifera</i> , <i>Clytiella</i> .....	138
<i>Ranina</i> .....	130, 133, 135–137	<i>Tasadia</i> .....	135
<i>Raninoides</i> .....	135	<i>Tetrachela</i> .....	131, 138
<i>reussi</i> , <i>Lophoranina</i> .....	130	<i>trauthi</i> , <i>Platycheila</i> .....	138
<i>rosaliae</i> , <i>Ranidina</i> .....	136, 137	<i>tuberculata</i> , <i>Micromaia</i> .....	132–134
<i>rostratum</i> , <i>Pithonoton</i> .....	130	<i>verrucosum</i> , <i>Prosopon</i> .....	130
<i>rostratus</i> , <i>Eodromites</i> .....	130	<i>vigil</i> , <i>Coeloma</i> .....	131
<i>scissifrons</i> , <i>Eumorphactaea</i> .....	132, 133	<i>vindobonensis</i> , <i>Macrophthalmus</i> .....	137
<i>socialis</i> , <i>Mioplax</i> .....	136	<i>Xanthopsis</i> .....	130, 131
<i>sp.</i> , ? <i>Bittnerilia</i> .....	131	<i>Zanthopsis</i> .....	131
<i>sp.</i> , <i>Calappa</i> .....	131		

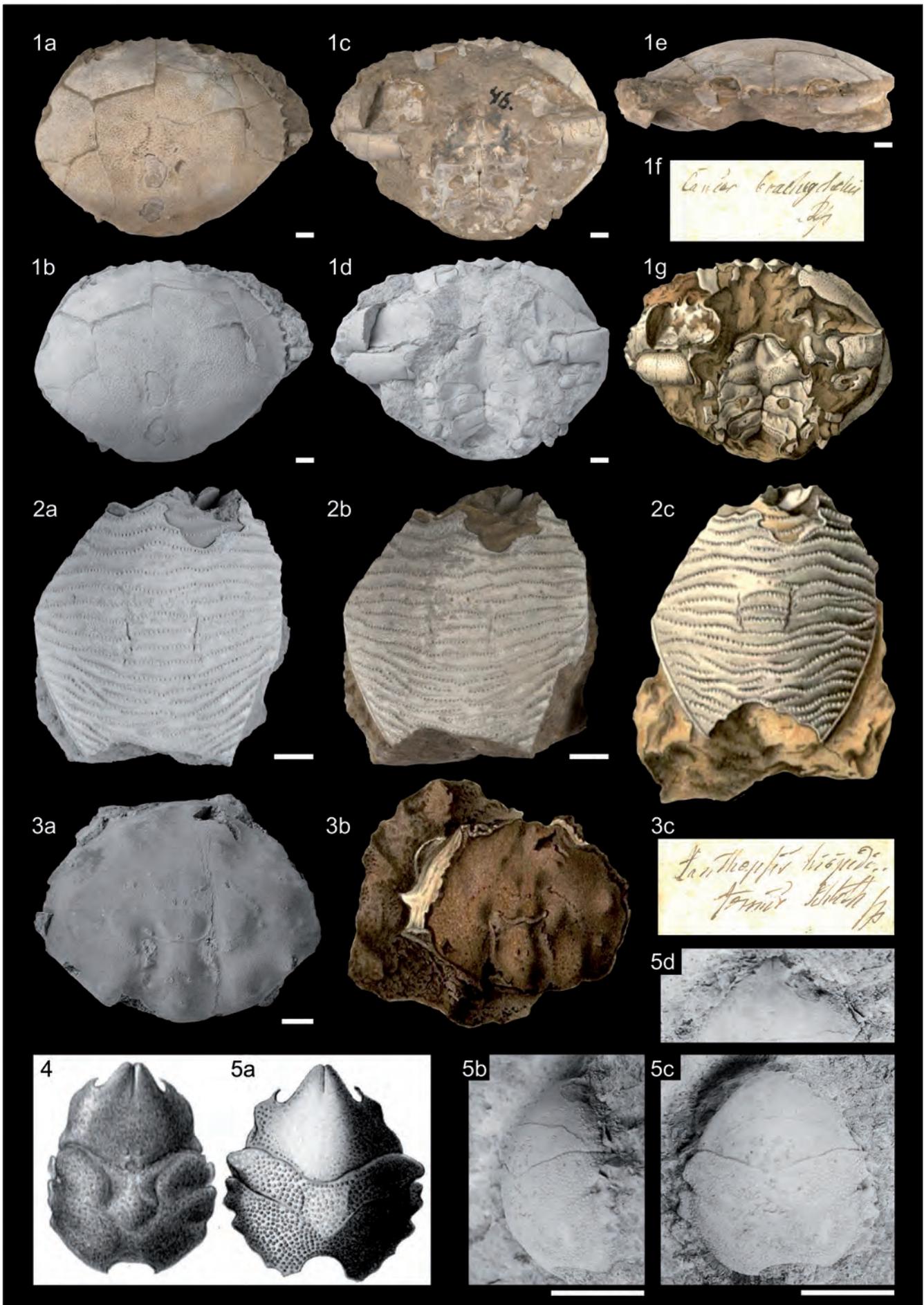
---

## Plate 1

- Figs. 1a–g: *Harpactocarcinus punctulatus* (DESMAREST, 1822), lectotype of *Cancer brachychelus* REUSS, 1858a, a) dorsal view (in colour), b) dorsal view (whitened), c) ventral view (in colour), d) ventral view (whitened), e) frontal view, f) handwritten label by REUSS, g) original figure of REUSS (1858a: Pl. 13, Fig. 5).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0002.
- Figs. 2a–c: *Lophoranina* cf. *reussi* (WOODWARD, 1866), figured specimen of *Ranina* sp. sensu REUSS (1858a), a) whitened, b) unwhitened, c) original figure of REUSS (1858a: Pl. 5, Fig. 3).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0001.
- Figs. 3a–c: *Zanthopsis bispinosa* M'COY, 1849, figured specimen of *Xanthopsis bispinosa*, a) whitened, b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 14, Fig. 5), c) handwritten label by REUSS (see the text for explaining discrepancy in the identification of the specimen).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0010.
- Fig. 4: *Konidromites gibbus* (REUSS, 1858a), original figure of REUSS (1858a: Pl. 23, Fig. 6).
- Figs. 5a–d: *Konidromites gibbus* (REUSS, 1858a), lectotype of *Oxythyreus gibbus* REUSS, 1858a, a) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 8), b) lateral view (whitened), c) dorsal view (whitened), d) detail of rostrum (whitened).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0009.

Scale bar = 5 mm.

---



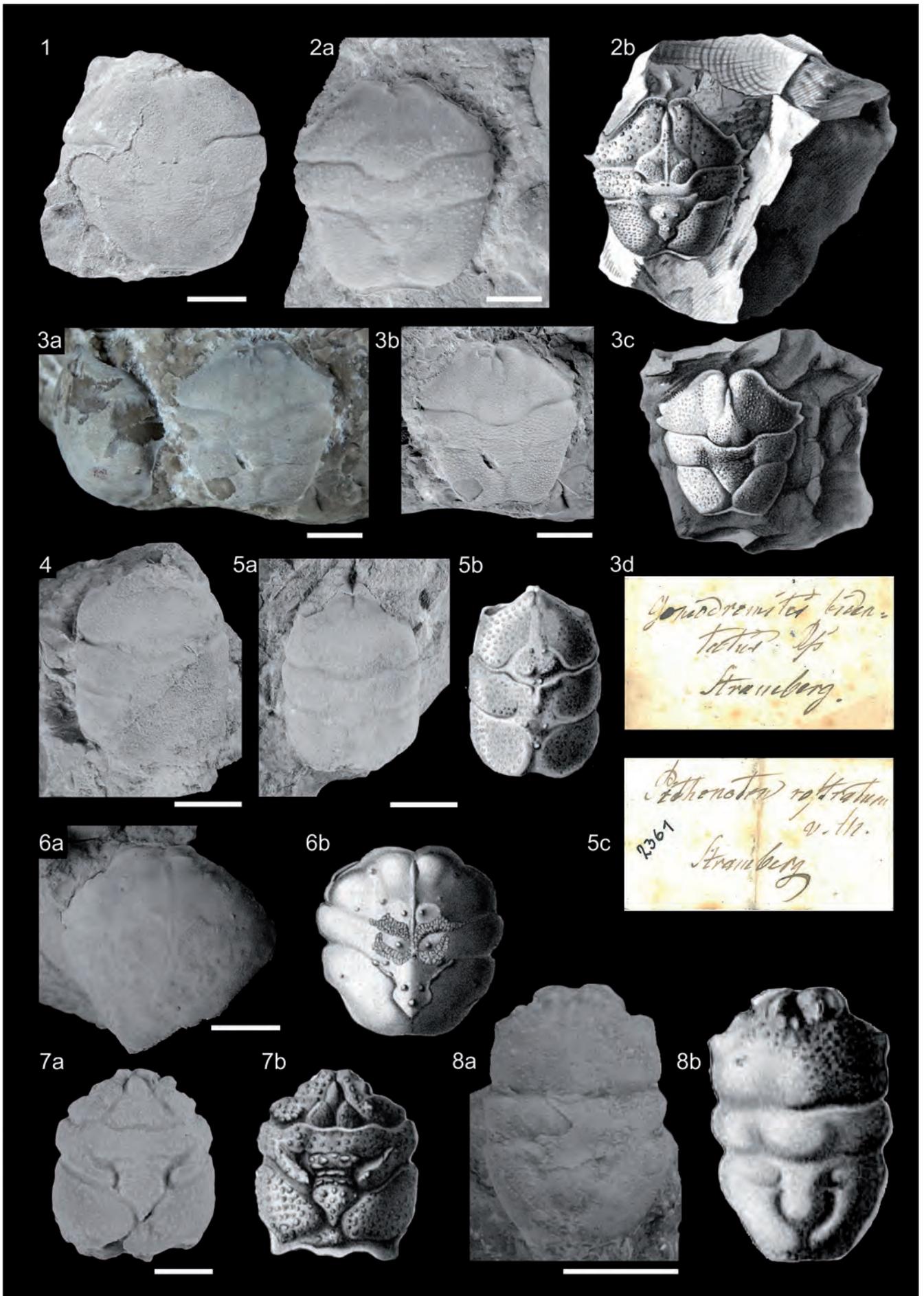
---

## Plate 2

- Fig. 1: Paralectotype of *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0007/02.
- Figs. 2a–b: Lectotype of *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a,  
a) dorsal view (whitened), b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 4).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0007/01.
- Figs. 3a–d: Lectotype of *Goniodromites bidentatus* REUSS, 1858a,  
a) dorsal view (unwhitened), b) whitened, c) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 5), d) handwritten label by REUSS.  
Coll. No.: GBA 2007/096/0006.
- Fig. 4: *Eodromites rostratus* (MEYER, 1840), dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0004/02.
- Figs. 5a–c: *Eodromites rostratus* (MEYER, 1840), figured specimen of *Pithonoton rostratum* MEYER, 1840,  
a) dorsal view (whitened), b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 2), c) handwritten label by REUSS.  
Coll. No.: GBA 2007/096/0004/01.
- Figs. 6a–b: *Goniodromites polyodon* REUSS, 1858a, lectotype of *Goniodromites complanatus* REUSS, 1858a,  
a) dorsal view (whitened), b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 7).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0008.
- Figs. 7a–b: Holotype of *Prosopon verrucosum* REUSS, 1858a,  
a) dorsal view (whitened), b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 1).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0003.
- Figs. 8a–b: *Longodromites angustus* (REUSS, 1858a), holotype of *Pithonoton angustum* REUSS, 1858a,  
a) dorsal view (whitened), b) original figure of REUSS (1858a: Pl. 24, Fig. 3).  
Coll. No.: GBA 2007/096/0005.

Scale bar = 5 mm.

---



---

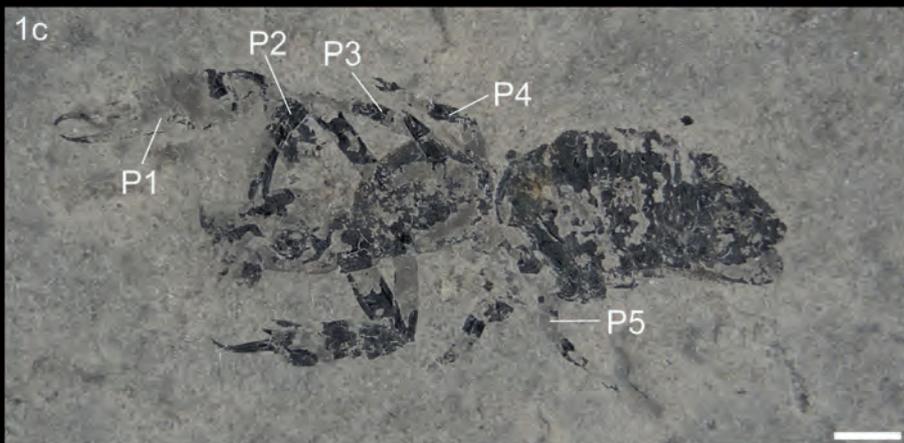
## Plate 3

Figs. 1a–d: *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858),  
a) whitened, b) unwhitened, c) unwhitened (P1–P5: pereopods 1–5), d) original figure of REUSS (1858b: Pl. 1, Fig. 2).  
Coll. No.: GBA 1858/004/0002/01.

Figs. 2a–d: *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858),  
a) whitened, b) unwhitened, c) unwhitened, d) original figure of REUSS (1858b: Pl. 1, Fig. 7).  
Coll. No.: GBA 1858/004/0002/02.

Scale bar = 5 mm.

---



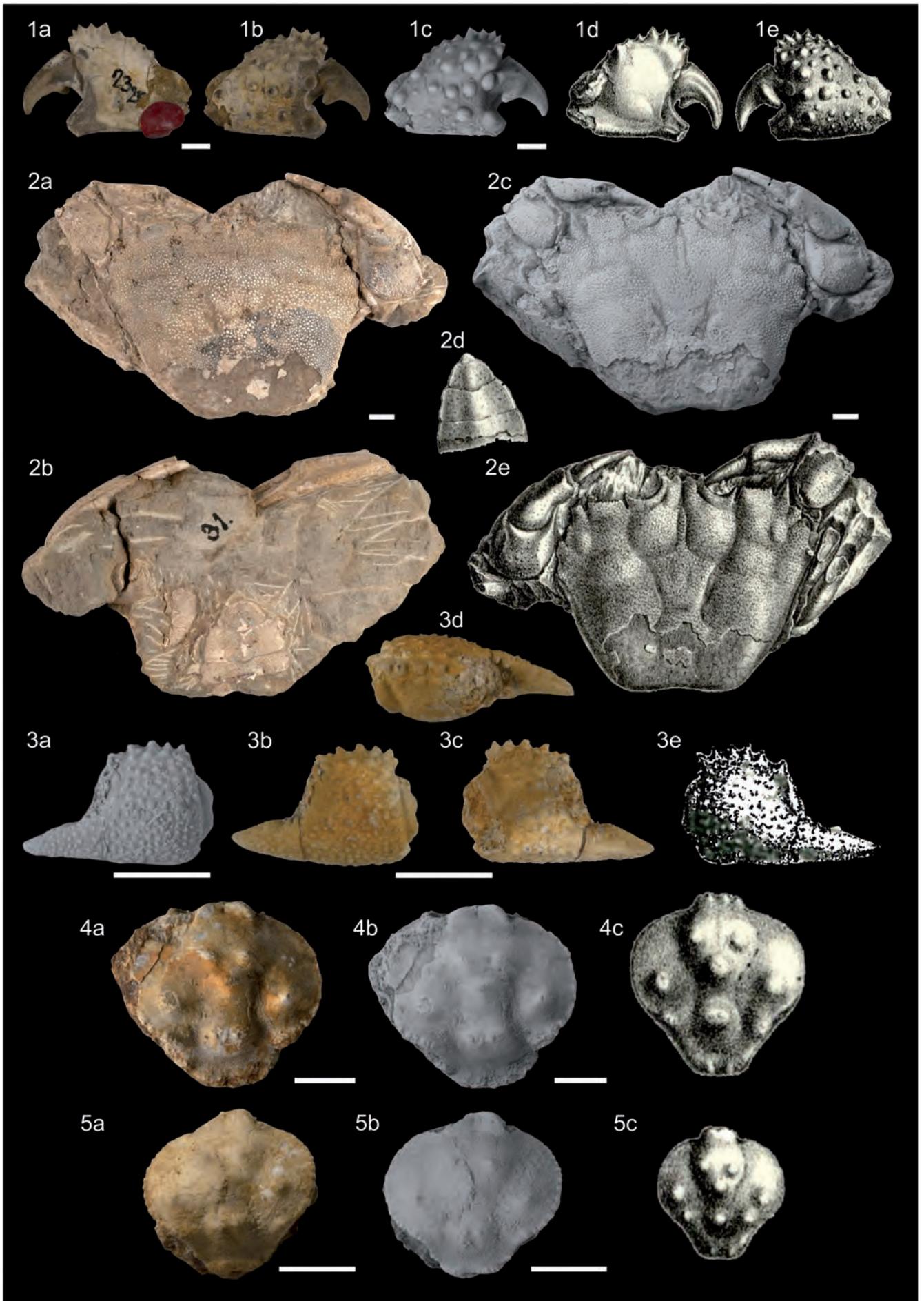
---

## Plate 4

- Figs. 1a–e: ?*Bittnerilia* sp., figured specimen of *Calappa* spec. sensu BITTNER (1875),  
a) mesial view of right chela, b) lateral view, c) lateral view (whitened), d) original figure of BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 7b),  
e) original figure of BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 7a).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0006.
- Figs. 2a–e: *Coeloma vigil* A. MILNE-EDWARDS, 1865,  
a) dorsal view, b) ventral view, c) dorsal view (whitened), d) pleon, original figure of BITTNER (1875: Pl. 5, Fig. 4c), e) dorsal  
view, original figure of BITTNER (1875: Pl. 5, Fig. 4a).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0040.
- Figs. 3a–e: *Calcinus* sp., figured specimen of *Eumorphactaea* sp. sensu BITTNER (1875),  
a) left P1 propodus in lateral view (whitened), b) lateral view, c) mesial view, d) dorsal view, e) original figure of BITTNER  
(1875: Pl. 2, Fig. 13).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0034/a.
- Figs. 4a–c: Lectotype of *Hepaticus pulchellus* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view (unwhitened), b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 9).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0008/01.
- Figs. 5a–c: Paralectotype of *Hepaticus pulchellus* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view (unwhitened), b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 10).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0008/02.

Scale bar = 5 mm.

---



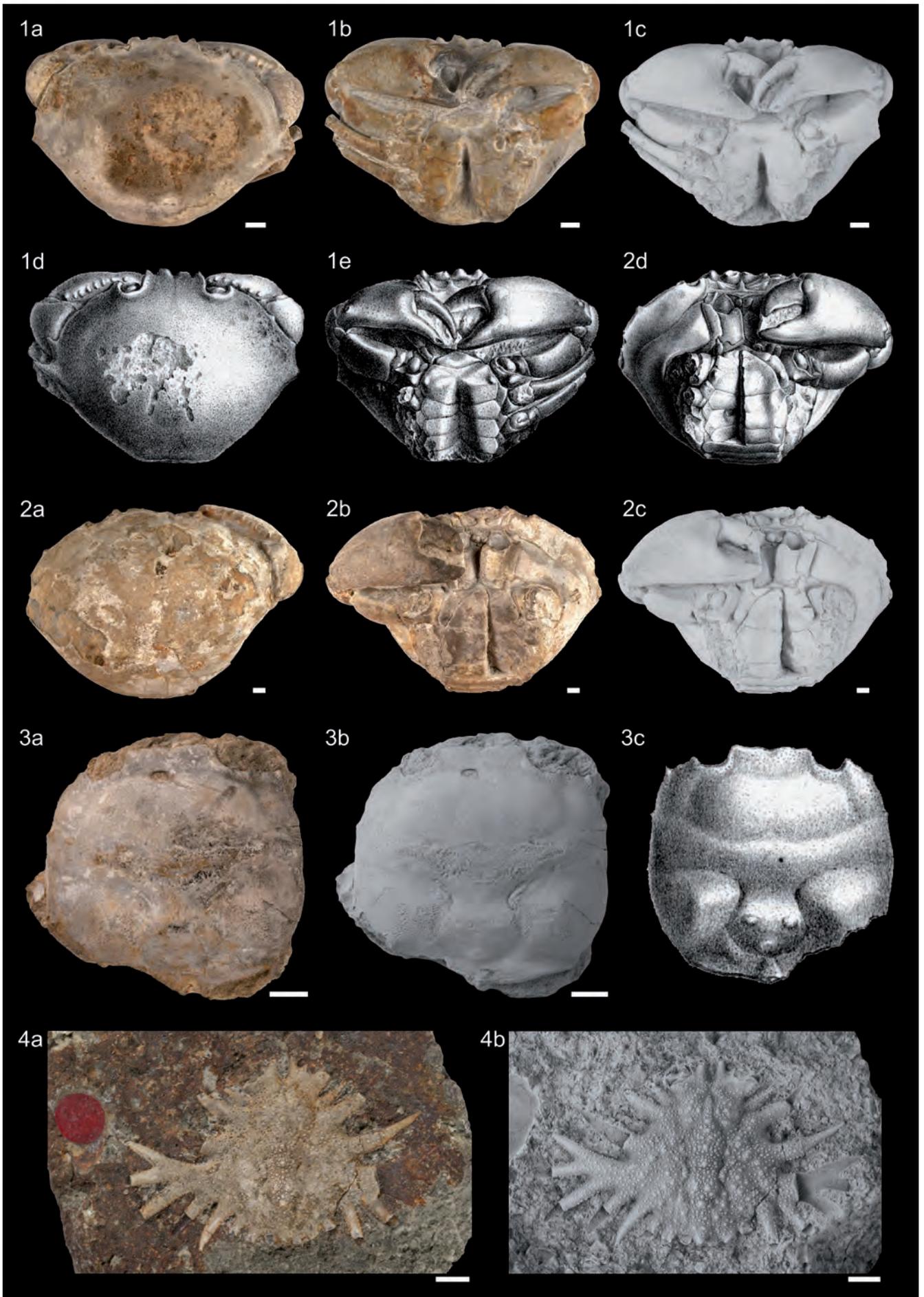
---

## Plate 5

- Figs. 1a–e: *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822), figured specimen of *Harpactocarcinus quadrilobatus* (DESMAREST, 1822) sensu BITTNER (1875),  
a) dorsal view, b) ventral view, c) ventral view (whitened), d) original figure of BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 4a), e) original figure of BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 4b).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0033/02.
- Figs. 2a–d: *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST, 1822), figured specimen of *Harpactocarcinus quadrilobatus* (DESMAREST, 1822) sensu BITTNER (1875),  
a) dorsal view, b) ventral view, c) ventral view (whitened), d) original figure of BITTNER (1875: Pl. 3, Fig. 1).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0033/01.
- Figs. 3a–c: Lectotype of *Palaeograpsus inflatus* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 11a).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0041.
- Figs. 4a–b: Lectotype of *Periacanthus horridus* BITTNER, 1875,  
a) unwhitened, b) whitened.  
Coll. No.: GBA 1875/005/0010.

Scale bar = 5 mm.

---



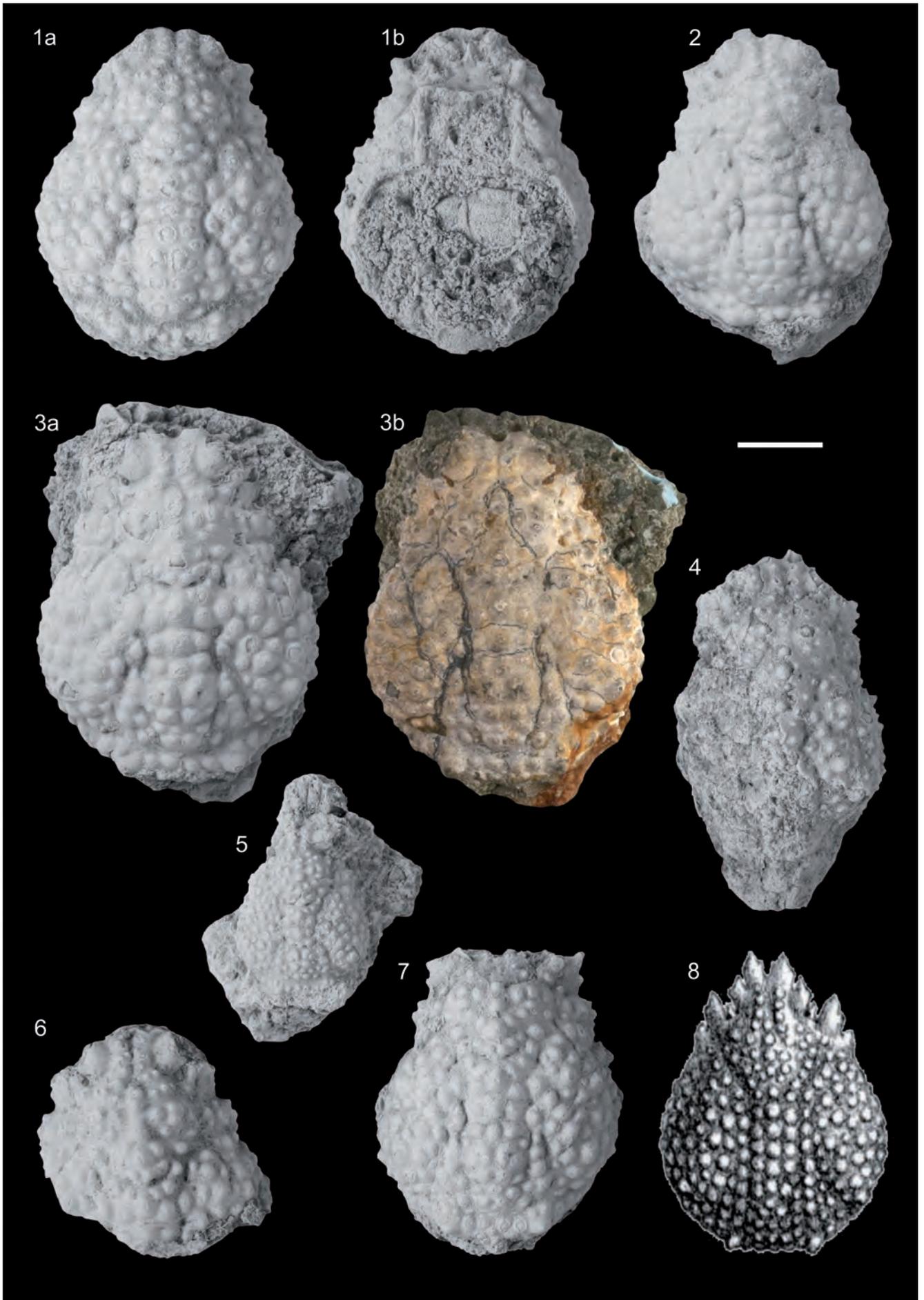
---

## Plate 6

- Figs. 1a–b: Lectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view (whitened), b) ventral view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/01.
- Fig. 2: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/02.
- Figs. 3a–b: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view (whitened), b) dorsal view (unwhitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/03.
- Fig. 4: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/04.
- Fig. 5: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/05.
- Fig. 6: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/06.
- Fig. 7: Paralectotype of *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0009/07.
- Fig. 8: *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, original figure of BITTNER (1875: Pl. 2, Fig. 2).

Scale bar = 5 mm (all figures are to scale).

---



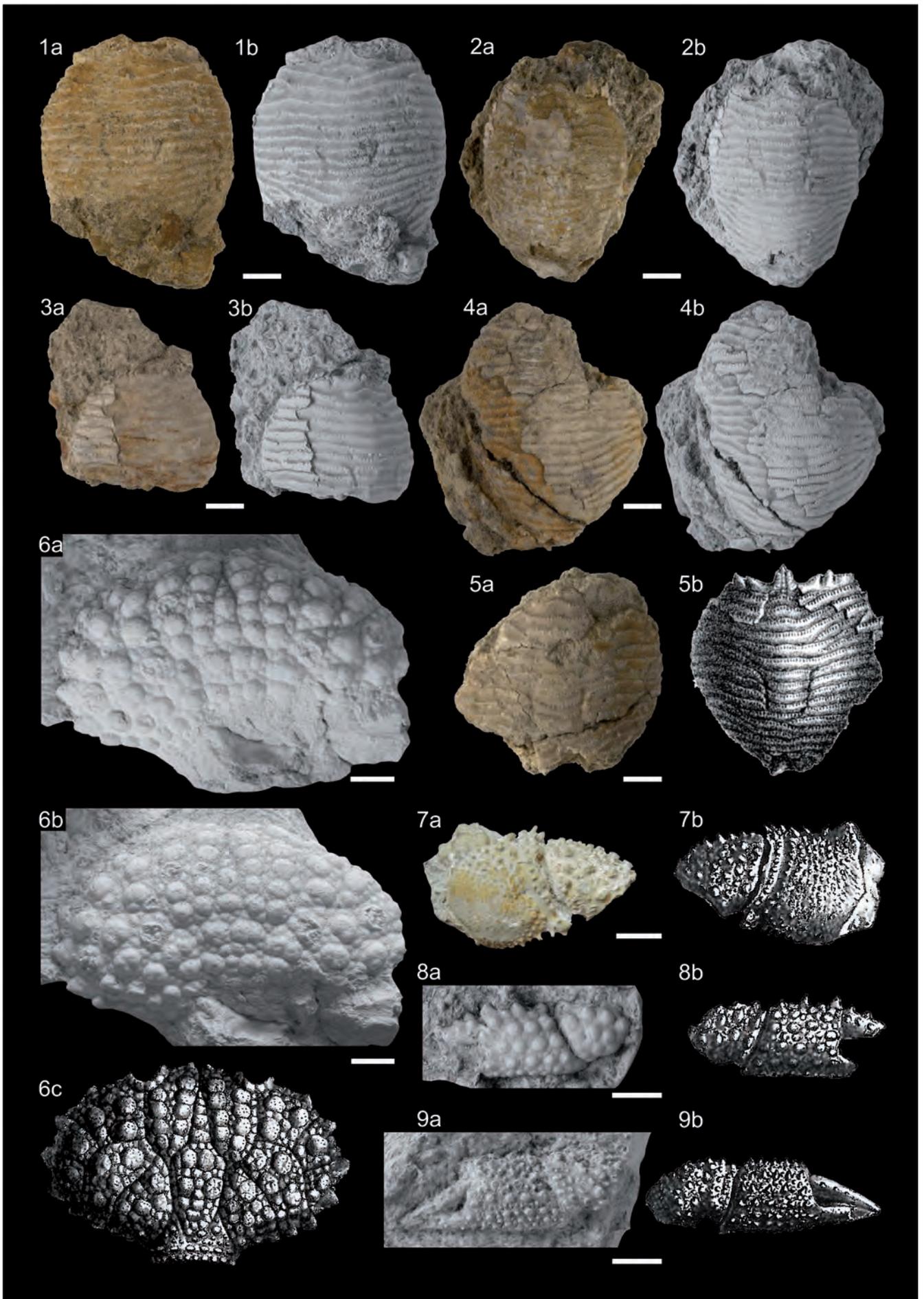
---

## Plate 7

- Figs. 1a–b: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), lectotype of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875, a) dorsal view, b) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0003/01.
- Figs. 2a–b: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), paralectotype of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875, a) dorsal view, b) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0003/02.
- Figs. 3a–b: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), paralectotype of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875, a) dorsal view, b) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0003/03.
- Figs. 4a–b: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), paralectotype of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875, a) dorsal view, b) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0003/04.
- Figs. 5a–b: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), paralectotype of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875, a) dorsal view, b) original figure of BITTNER (1875: Pl. 1, Fig. 4a).  
Coll. No.: GBA 1875/005/0003/05.
- Figs. 6a–c: *Daira speciosa* (REUSS, 1871), figured specimen of *Phymatocarcinus speciosus* REUSS, 1871 sensu BITTNER (1877), a–b) carapace (whitened) under different light angles, c) original figure of BITTNER (1877: Pl. 1, Fig. 1).  
Coll. No.: GBA 1877/005/0001.
- Figs. 7a–b: *Daira speciosa* (REUSS, 1871), figured specimen of *Phymatocarcinus speciosus* REUSS, 1871 sensu BITTNER (1877), a) portion of right chela preserved as internal cast (“Steinkern”), b) original figure of BITTNER (1877: Pl. 1, Fig. 4).  
Coll. No.: GBA 1877/005/0004.
- Figs. 8a–b: *Daira speciosa* (REUSS, 1871), figured specimen of *Phymatocarcinus speciosus* REUSS, 1871 sensu BITTNER (1877), a) left chela consisting of carpus, propodus and dactylus preserved as internal cast, b) original figure of BITTNER (1877: Pl. 1, Fig. 6).  
Coll. No.: GBA 1877/005/0006.
- Figs. 9a–b: *Daira speciosa* (REUSS, 1871), figured specimen of *Phymatocarcinus speciosus* REUSS, 1871 sensu BITTNER (1877), a) left chela consisting of carpus, propodus and dactylus, b) original figure of BITTNER (1877: Pl. 1, Fig. 7).  
Coll. No.: GBA 1877/005/0007.

Scale bar = 5 mm.

---



---

## Plate 8

Fig. 1: *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875, dorsal view.  
Coll. No.: GBA 1883/007/0006/02.

Figs. 2a–d: *Micromaia tuberculata* BITTNER, 1875,  
a) dorsal view, b) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 6a), c) ventral view of anterior portion of the carapace, d) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 6d).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0006/01.

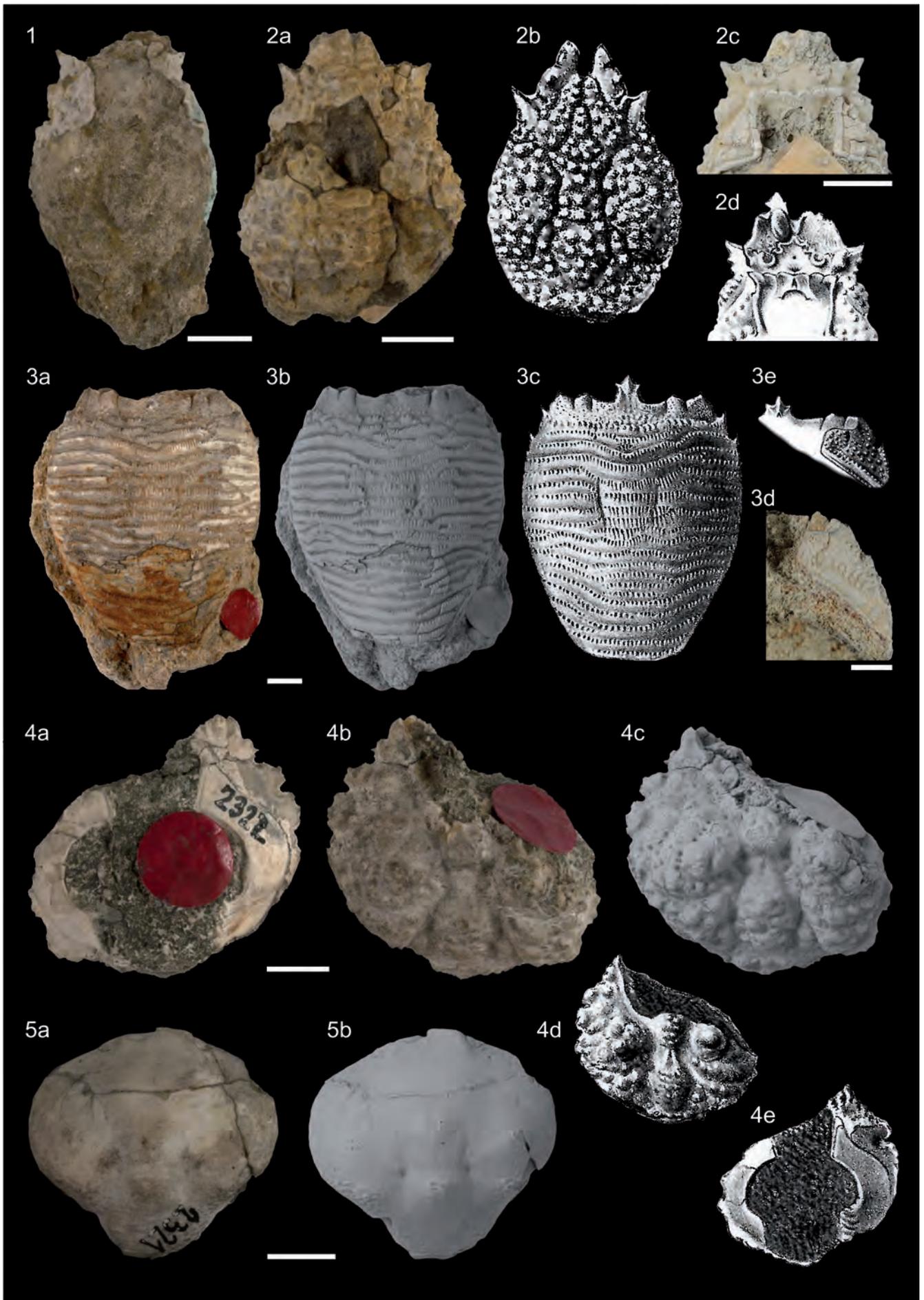
Figs. 3a–e: *Lophoranina marestiana* (KÖNIG, 1825), figured specimen of *Ranina marestiana* KÖNIG, 1825 sensu BITTNER (1883),  
a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 1a), d) pterygostomial region,  
e) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 1b).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0001/02.

Figs. 4a–e: *Bittnerilia eocaena* (BITTNER, 1883), holotype of *Laebrius eocaenus* BITTNER, 1883,  
a) ventral view, b) dorsal view, c) dorsal view (whitened), d) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 7a), e) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 7d).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0008.

Figs. 5a–b: *Hepaticiscus neumayri* (BITTNER, 1875),  
a) dorsal view, b) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0016.

Scale bar = 5 mm.

---



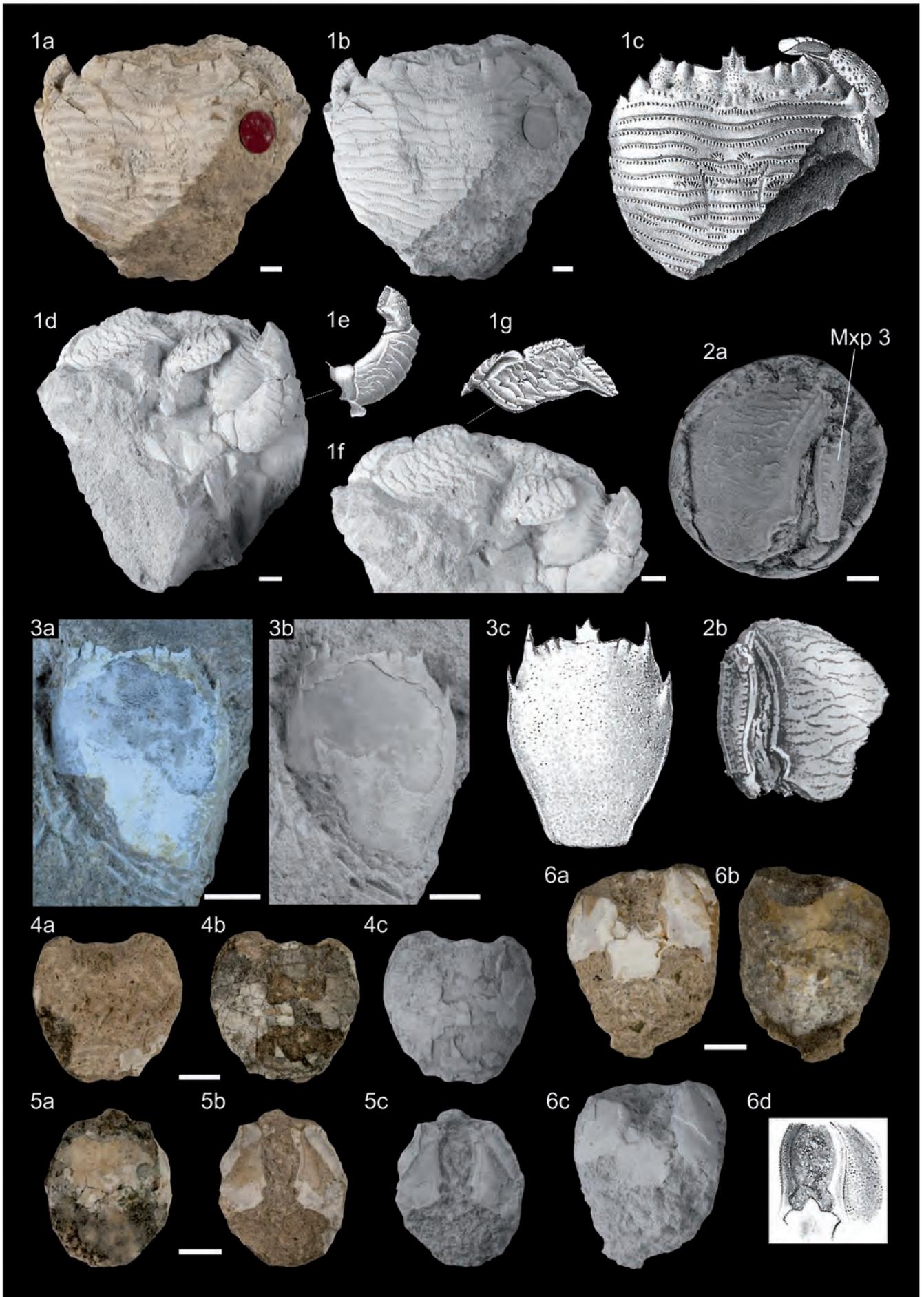
---

## Plate 9

- Figs. 1a–g: *Lophoranina marestiana* (KÖNIG, 1825), figured specimen of *Ranina* cf. *marestiana* KÖNIG, 1825 sensu BITTNER (1883), a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 2a), d) ventral view (whitened), e) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 2b), f) detail of P1 propodus (whitened), g) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 2c).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0001/01.
- Figs. 2a–b: *Lophoranina avesana* (BITTNER, 1884), figured specimen of *Ranina marestiana* var. *avesana* BITTNER, 1884, a) cast of the pterygostomial region and Mxp 3, b) original figure of BITTNER (1884: Pl. 1, Fig. 2).  
Coll. No.: GBA 1884/003/0007.
- Figs. 3a–c: *Raninoides notopoides* (BITTNER, 1883), lectotype of *Ranina notopoides* BITTNER, 1883, a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 3a).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0004/01.
- Figs. 4a–c: *Raninoides notopoides* (BITTNER, 1883), paralectotype of *Ranina notopoides* BITTNER, 1883, a) ventral view, b) dorsal view, c) dorsal view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0004/03.
- Figs. 5a–c: *Raninoides notopoides* (BITTNER, 1883), paralectotype of *Ranina notopoides* BITTNER, 1883, a) dorsal view, b) ventral view, c) ventral view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0004/04.
- Figs. 6a–d: *Raninoides notopoides* (BITTNER, 1883), paralectotype of *Ranina notopoides* BITTNER, 1883, a) ventral view, b) dorsal view, c) ventral view (whitened), d) original figure of BITTNER (1883: Pl. 1, Fig. 3b).  
Coll. No.: GBA 1883/007/0004/02.

Scale bar = 5 mm.

---



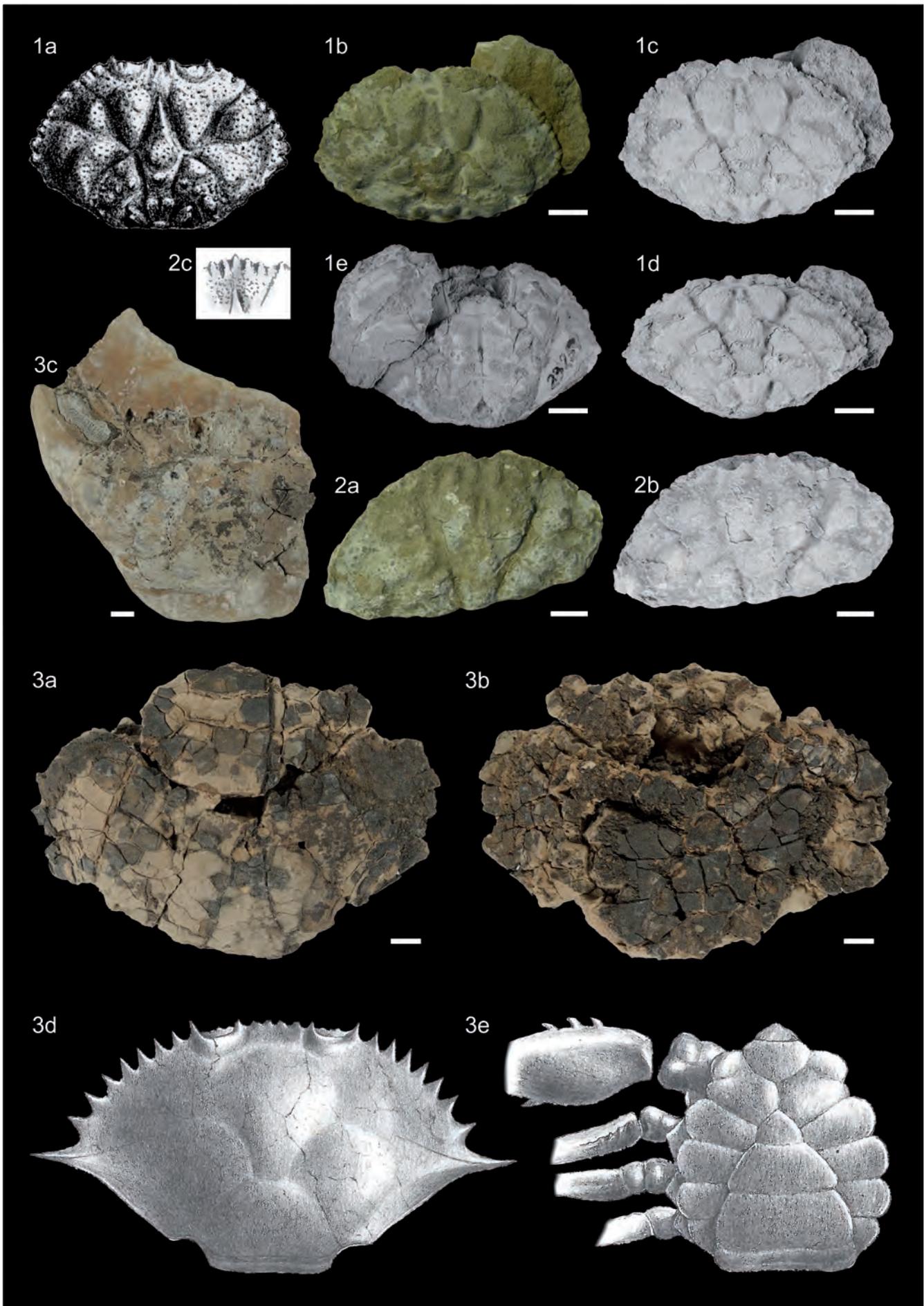
---

## Plate 10

- Figs. 1a–e: *Tasadia carniolica* (BITTNER, 1884), lectotype of *Cancer carniolicus* BITTNER, 1884,  
a) original figure of BITTNER (1884: Pl. 1, Fig. 8a), b) dorsal view. c) dorsal view (whitened), d) postero-dorsal view (whitened), e) ventral view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1884/003/0006/01.
- Figs. 2a–c: *Tasadia carniolica* (BITTNER, 1884), paralectotype of *Cancer carniolicus* BITTNER, 1884,  
a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1884: Pl. 1, Fig. 9): detail of frontal margin.  
Coll. No.: GBA 1884/003/0006/02.
- Figs. 3a–e: *Portunus radobojanus* (BITTNER, 1884), holotype of *Neptunus radobojanus* BITTNER, 1884,  
a) dorsal view, b) ventral view, c) counterpart of ventral portion, d) original figure of BITTNER (1884: Pl. 2, Fig. 1a), e) original figure of BITTNER (1884: Pl. 2, Fig. 1b).  
Coll. No.: GBA 1884/003/0001.

Scale bar = 5 mm.

---



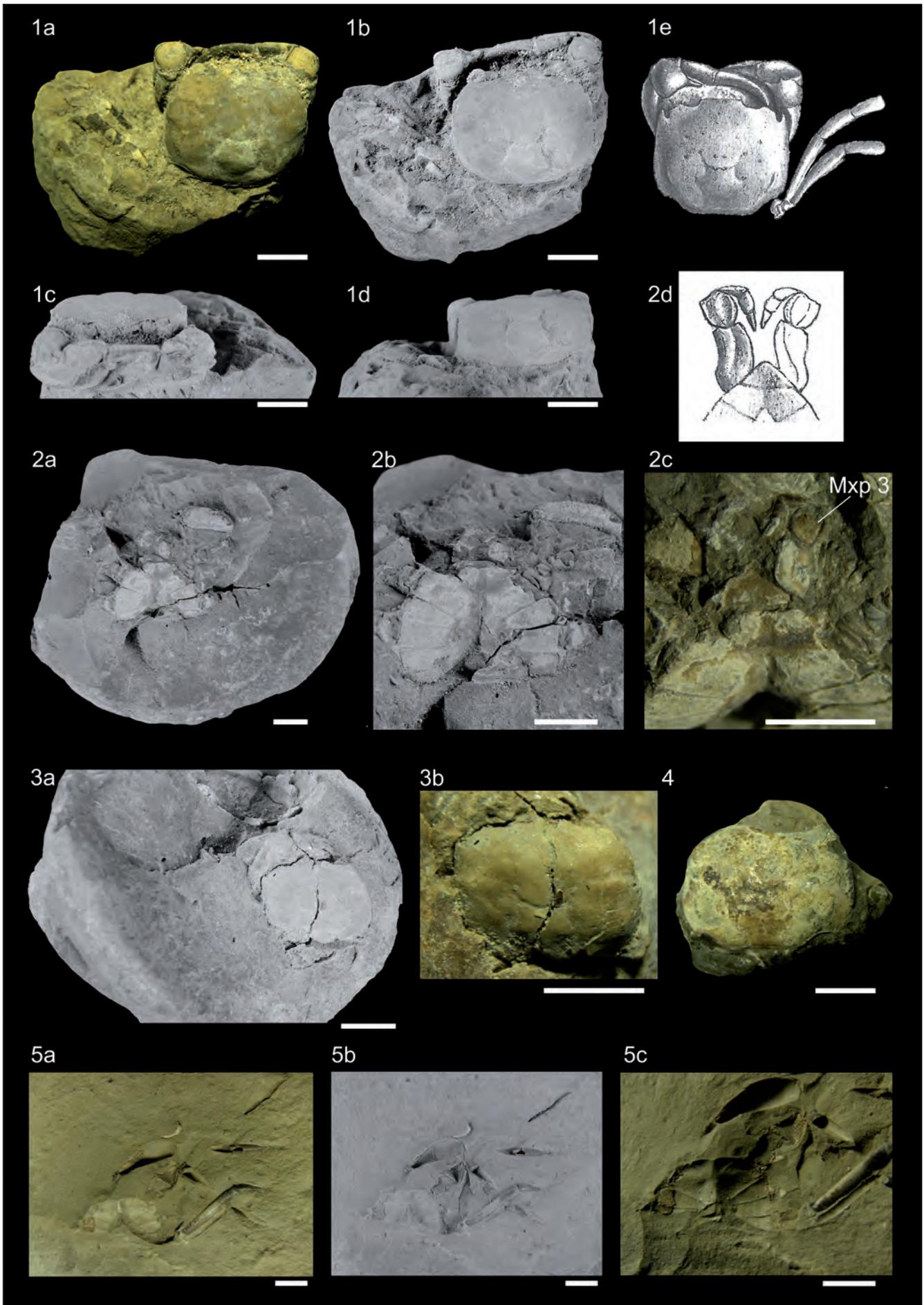
---

## Plate 11

- Figs. 1a–e: Lectotype of *Mioplax socialis* BITTNER, 1884,  
a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) anterior view (whitened), d) posterior view (whitened), e) original figure of  
BITTNER (1884: Pl. 2, Fig. 3b).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0029/01.
- Figs. 2a–d: Paralectotype of *Mioplax socialis* BITTNER, 1884,  
a) female specimen in ventral aspect (whitened), b) detail of preserved sternum (whitened), c) detail of preserved Mxp 3,  
d) original figure of BITTNER (1884: Pl. 2, Fig. 3e).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0029/02.
- Figs. 3a–b: Paralectotype of *Mioplax socialis* BITTNER, 1884,  
a–b) carapace in dorsal aspect (whitened and unwhitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0029/03.
- Fig. 4: Paralectotype of *Mioplax socialis* BITTNER, 1884, carapace in dorsal aspect.  
Coll. No.: GBA 2009/014/0029/04.
- Figs. 5a–c: Paralectotype of *Mioplax socialis* BITTNER, 1884,  
a–b) counterpart of female preserved in ventral aspect (unwhitened and whitened), c) detail of sternum with inverted  
shadows.  
Coll. No.: GBA 2009/014/0029/05.

Scale bar = 5 mm.

---



---

## Plate 12

Figs. 1a–c: Lectotype of *Ranidina rosaliae* BITTNER, 1893,  
a) dorsal view (whitened), b) dorso–lateral view (whitened), c) original figure of BITTNER (1893: Pl. 2, Fig. 2).  
Coll. No.: GBA 1893/004/0001/01.

Figs. 2a–b: Paralectotype of *Ranidina rosaliae* BITTNER, 1893,  
a) ventral view (whitened), b) original figure of BITTNER (1893: Pl. 2, Fig. 2a).  
Coll. No.: GBA 1893/004/0001/02.

Fig. 3: Paralectotype of *Ranidina rosaliae* BITTNER, 1893, ventral view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1893/004/0001/03.

Scale bar = 5 mm.

---

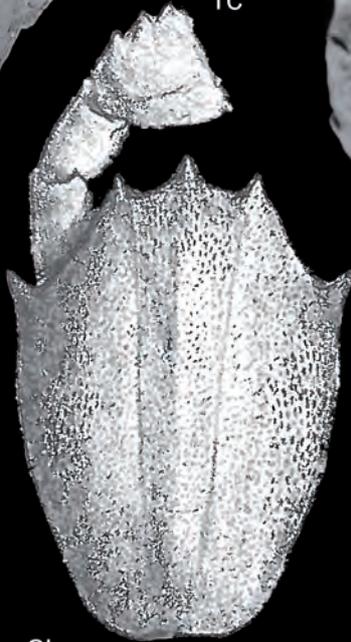
1a



1b



1c



2a



2b



3



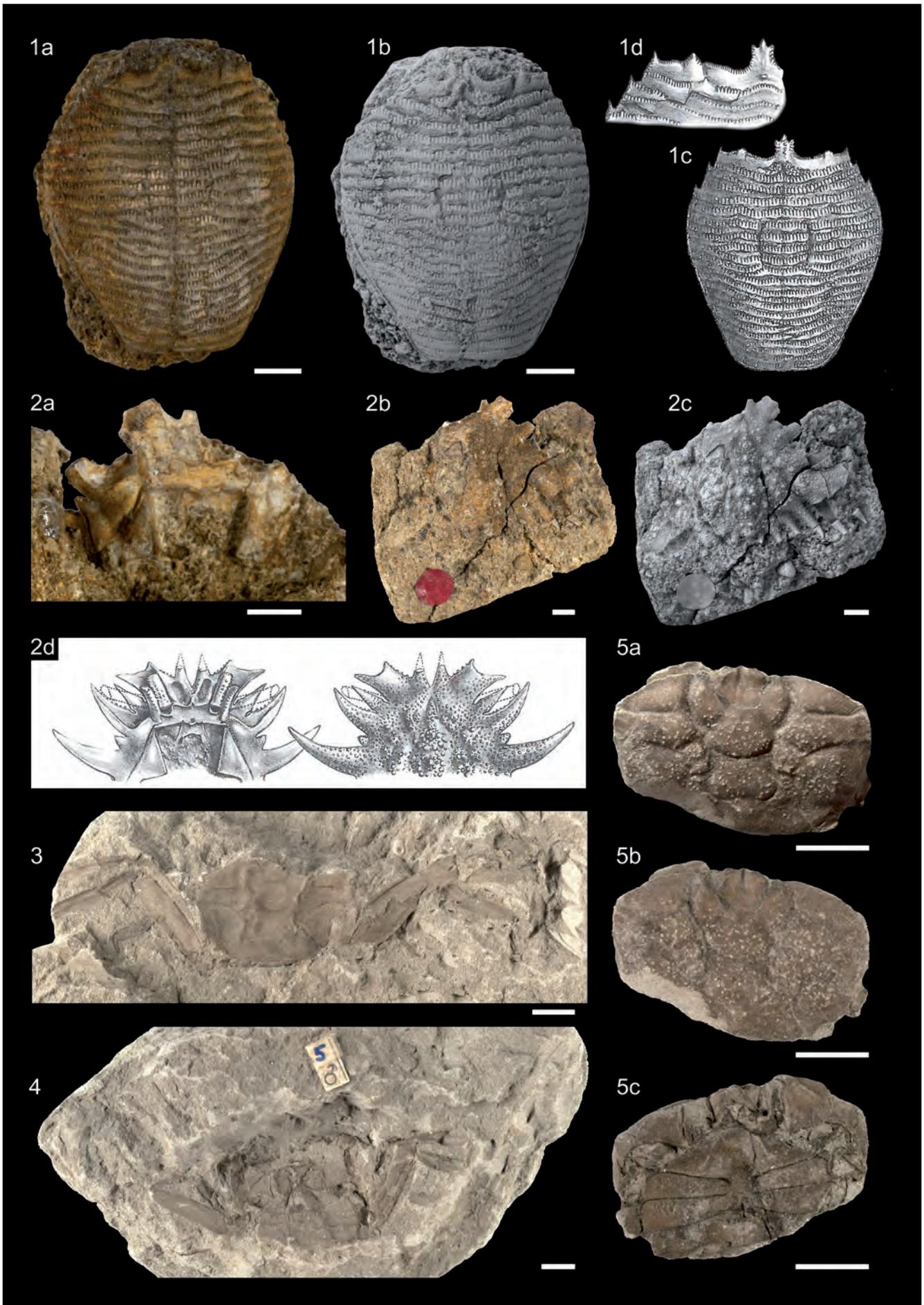
---

## Plate 13

- Figs. 1a–d: *Lophoranina laevifrons* (BITTNER, 1875), figured specimen of *Ranina laevifrons* BITTNER, 1875 sensu BITTNER (1895), a) dorsal view, b) dorsal view (whitened), c) original figure of BITTNER (1895: Pl. 1, Fig. 3), d) original figure of BITTNER (1895: Pl. 1, Fig. 4).  
Coll. No.: GBA 1895/003/0001.
- Figs. 2a–d: *Periacanthus horridus* BITTNER, 1875, figured specimen sensu BITTNER (1895), a) ventral view, b) dorsal view, c) dorsal view (whitened), d) original figure of BITTNER (1895: Pl. 1, Fig. 2).  
Coll. No.: GBA 1895/003/0002.
- Fig. 3: *Macrophthalmus aquensis* A. MILNE-EDWARDS & BROCCHI, 1879, paralectotype of *Macrophthalmus vindobonensis* GLAESSNER, 1924, specimen in dorsal aspect with preserved walking legs.  
Coll. No.: GBA 1925/001/0001/01.
- Fig. 4: *Macrophthalmus aquensis* A. MILNE-EDWARDS & BROCCHI, 1879, paralectotype of *Macrophthalmus vindobonensis* GLAESSNER, 1924, female specimen in ventral aspect.  
Coll. No.: GBA 1925/001/0001/02.
- Figs. 5a–c: *Macrophthalmus aquensis* A. MILNE-EDWARDS & BROCCHI, 1879, paralectotype of *Macrophthalmus vindobonensis* GLAESSNER, 1924, a–b) dorsal view under different light conditions, c) ventral view.  
Coll. No.: GBA 1925/001/0001/03.

Scale bar = 5 mm.

---



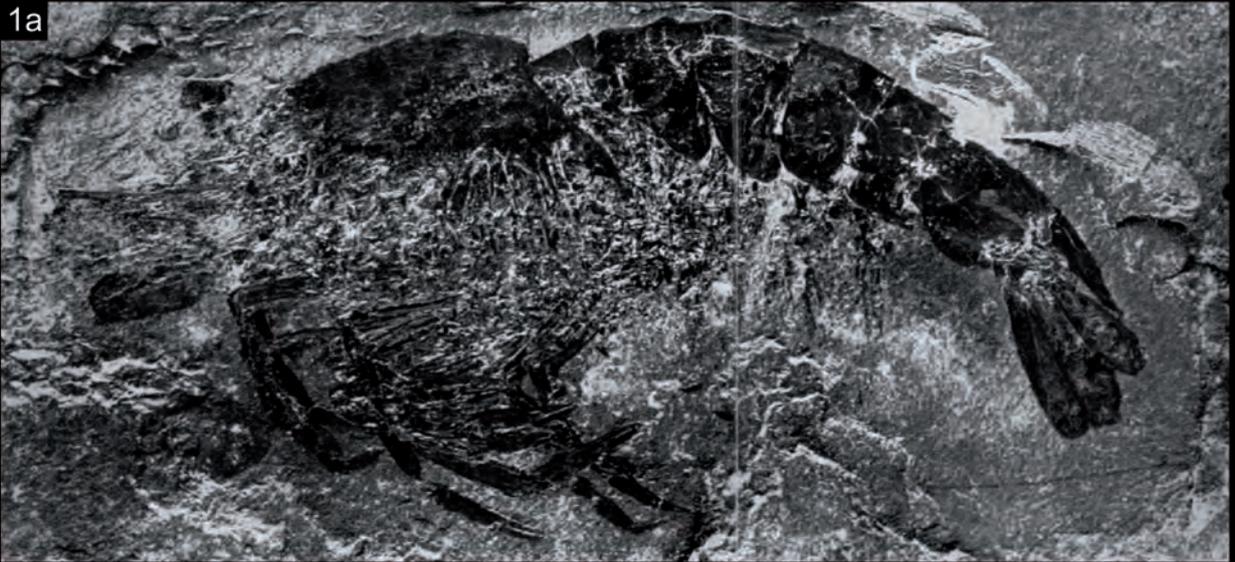
---

## Plate 14

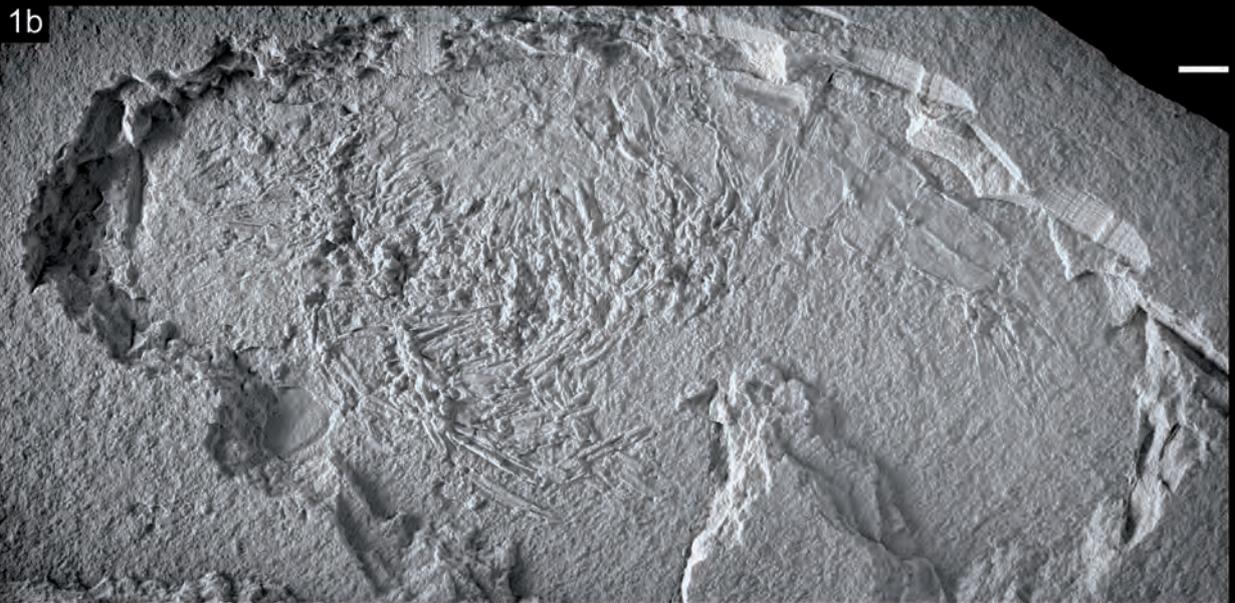
Figs. 1a–c: *Antrimpos crassipes* (BRONN, 1858),  
a) original figure of GLAESSNER (1930: Pl. 6, Fig. 1), b) whitened, c) detail of pleon (s2–s6 = pleonal somites).  
Coll. No.: GBA 1930/002/0001.

Scale bar = 5 mm.

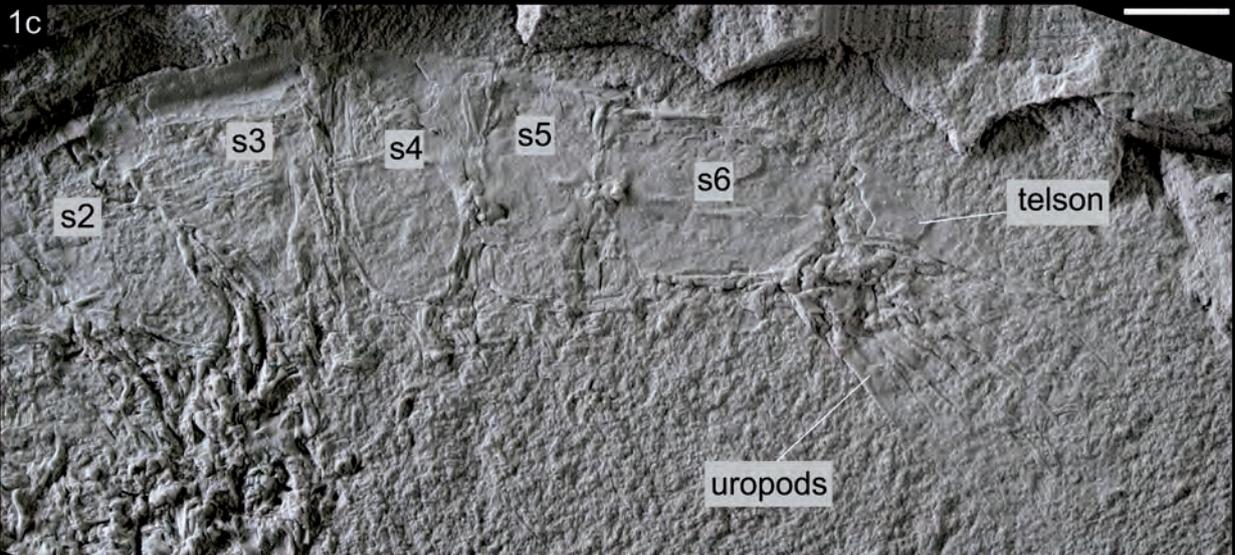
1a



1b



1c



---

## Plate 15

Figs. 1a–c: Holotype of *Linuparus bigranulatus* GLAESSNER, 1930,  
a) right-lateral view (whitened), b) dorsal view (whitened), c) left-lateral view (whitened).  
Coll. No.: GBA 1930/002/0003.

Figs. 2a–b: *Tetrachela raiblana* (BRONN, 1858),  
a) whitened figured specimen of GLAESSNER (1930: Pl. 6, Fig. 3), b) idealised reconstruction of *Tetrachela raiblana* by GLAESSNER (1930: Pl. 9, Fig. 1).  
Coll. No.: GBA 1930/002/0002/01.

Scale bar = 5 mm.

1a



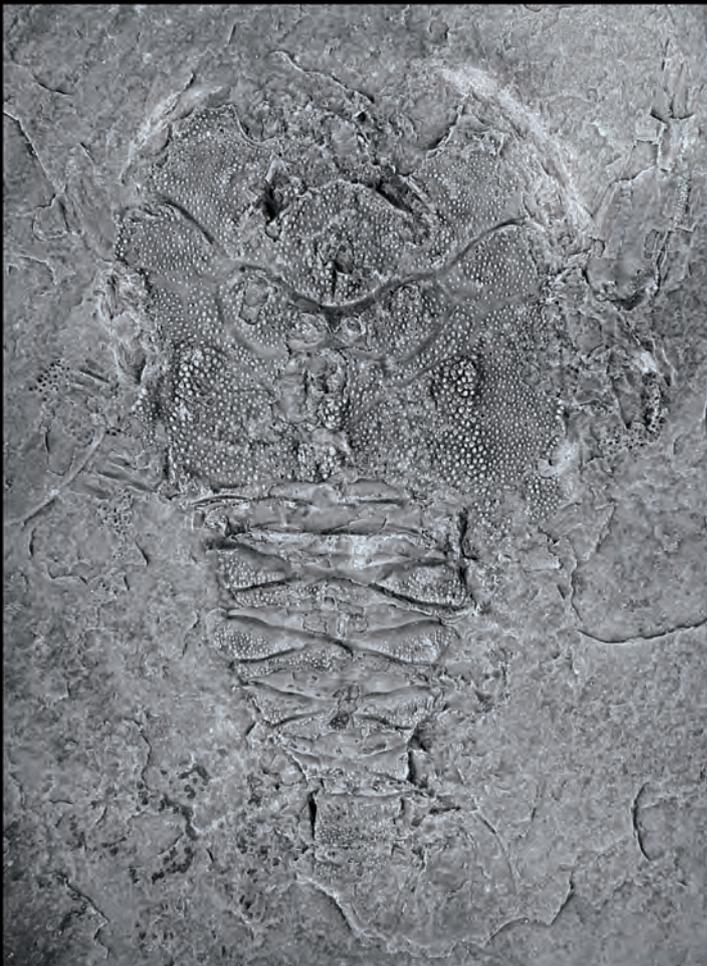
1b



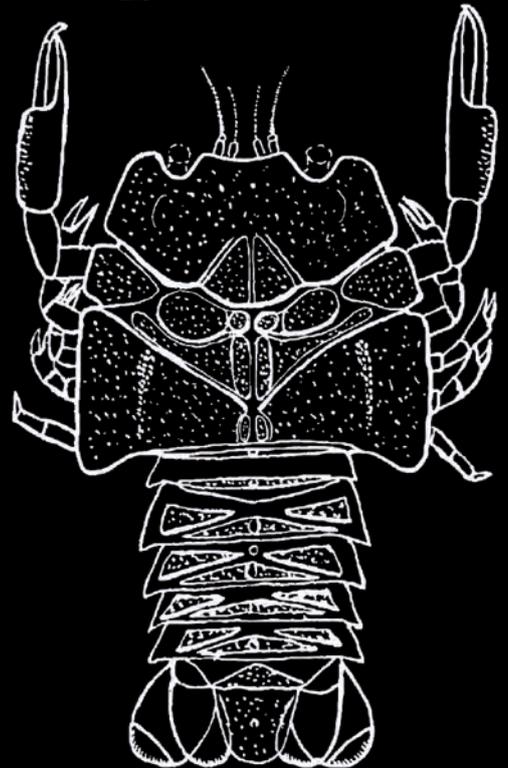
1c



2a



2b



---

## Plate 16

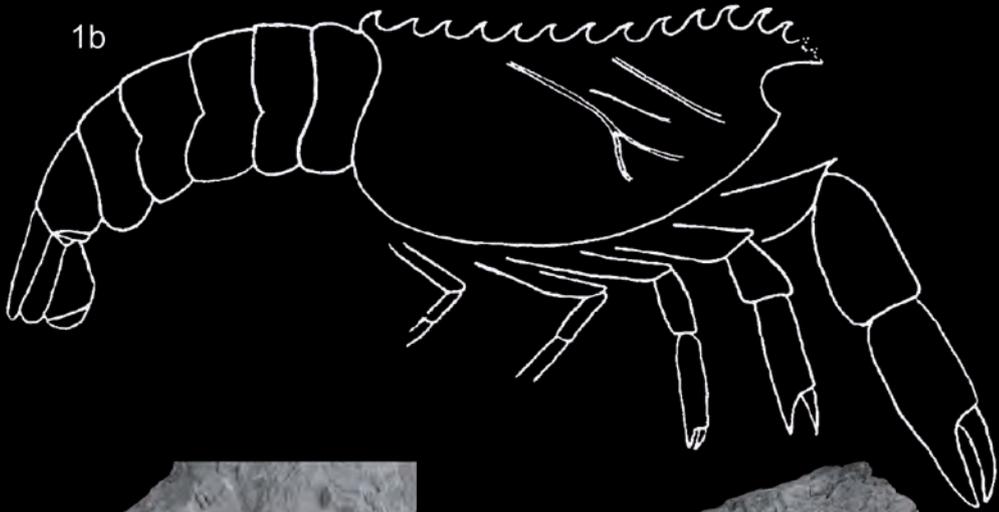
- Figs. 1a–b: Holotype of *Clytiella spinifera* GLAESSNER, 1931,  
a) whitened specimen, b) idealised reconstruction of *Clytiella spinifera* by GLAESSNER (1931: Fig. 2).  
Coll. No.: GBA 1931/003/0001.
- Fig. 2: Paratype of *Platychela trauthi* GLAESSNER, 1931, whitened.  
Coll. No.: GBA 1931/003/0003/01.
- Fig. 3: Paratype of *Platychela trauthi* GLAESSNER, 1931, whitened.  
Coll. No.: GBA 1931/003/0002 (counterpart of GBA 1931/003/0003/02).

Scale bar = 5 mm.

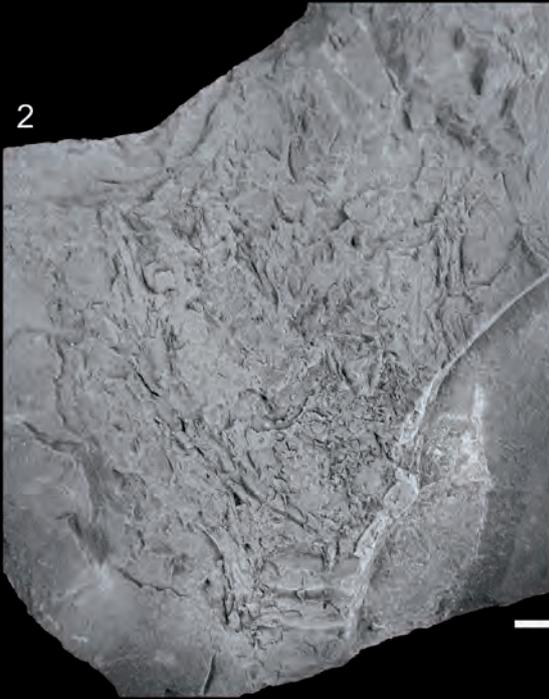
1a



1b



2



3



---

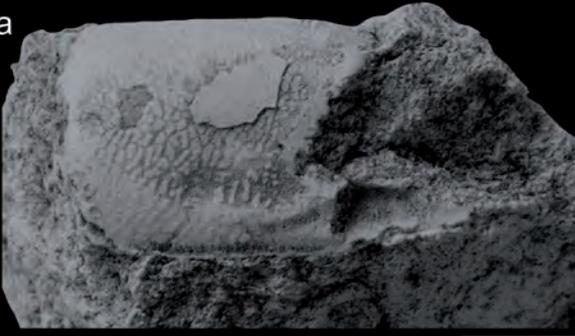
## Plate 17

- Figs. 1a–b: *Calliax michelottii* (A. MILNE-EDWARDS, 1860),  
a–b major right propodus in lateral view (whitened and unwhitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0027.
- Figs. 2a–b: *Gouretia* sp.,  
a–b major left propodus in lateral view (whitened and unwhitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0024/01.
- Fig. 3: *Jaxea kuemeli* BACHMAYER, 1954, propodus articulated with dactylus (whitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0023/01.
- Fig. 4: *Jaxea kuemeli* BACHMAYER, 1954, entire cheliped (whitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0023/02.
- Fig. 5: *Jaxea kuemeli* BACHMAYER, 1954, near-complete individual (whitened).  
Coll. No.: GBA 2009/014/0023/03.
- Fig. 6: *Liocarcinus* sp., cheliped fingers with preserved dentition.  
Coll. No.: GBA 2009/014/0025/01.
- Fig. 7: *Liocarcinus* sp., cheliped dentition.  
Coll. No.: GBA 2009/014/0025/02.
- Fig. 8: *Liocarcinus* sp., cheliped dentition.  
Coll. No.: GBA 2009/014/0025/03.

Scale bar = 5 mm.

---

1a



1b



2a



2b



3



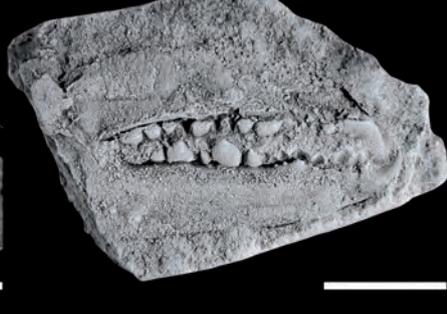
4



5



6



7



8







## Neue lithostratigrafische Daten zum Alter der Oberseebrekzie bei Lunz, Niederösterreich, und bei Greith, Steiermark, sowie deren Bedeutung für die „Dürradmer-Deckscholle“

MICHAEL MOSER\*

3 Abbildungen, 1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

72 Mariazell / NL-33-02-10 Mariazell

Nördliche Kalkalpen

Jura

Oberjura

Oberseebrekzie

Biostratigrafie

### Inhalt

Zusammenfassung .....	179
Abstract .....	179
Einleitung .....	180
Lithostratigrafische Daten zur Oberseebrekzie .....	181
Biostratigrafische Daten zur Oberseebrekzie .....	182
Die Dürradmer-Deckscholle und deren Beziehung zur Oberseebrekzie .....	183
Tafel 1 .....	184
Literatur .....	186

### Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit ist, die durch LEIN et al. (2009) und GAWLICK et al. (2011) begonnene biostratigrafische Altersdatierung der Oberseebrekzie bzw. Rofanbrekzie im Tirolisch-Norischen Deckensystem (Unterberg- und Göller-Decke, Inntal-Decke) mit der Aufnahme von stratigrafischen Profilen zu untermauern. Es wurden die den Brekzien zwischengeschalteten kieselig-mergeligen Sedimente sedimentologisch begutachtet und die Brekzienkomponenten bestimmt und ausgewertet. Schließlich wurden die die Oberseebrekzie unterlagernden Jurasedimente analysiert und mit den Jurasedimenten unterhalb der Dürradmer-Deckscholle verglichen.

### New lithostratigraphic data related to the geological age of the “Oberseebrekzie” within the Northern Calcareous Alps nearby Lunz, Lower Austria

#### Abstract

The aim of this publication is to postdate the basal sediments, which are intercalated between the coarse debritic “Obersee-breccia”, resp. “Rofan-breccia” with help of the description of lithostratigraphic profiles. Additional short sections through the underlying jurassic sediments are investigated and compared with the jurassic sediments in the footwall of the “Dürradmer-outlier”.

\* MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at

## Einleitung

Anlässlich neuerer Kartierungsarbeiten zur Erstellung des Kartenblattes GK 102 Afenz Kurort und aufgrund der Verfassung von Erläuterungen zu der bereits vor 18 Jahren erschienenen Geologischen Karte GK 72 Mariazell von BAUER et al. (1997) ist dem Verfasser die möglichst exakte Datierung der besonders grobklastisch ausgebildeten Oberseebrekzie ein Anliegen.

Die Oberseebrekzie als solche ist zuerst von RUTTNER (1949: 76–77) als „Brekzie von Dachsteinkalkbruchstücken, rotem Hornstein und Hierlatzkalk“ (Taf. 1, Fig. 6) kartiert, beschrieben und erkannt worden. Lange Zeit blieb das exakte Alter dieser Jurabrekzie jedoch nicht näher bekannt. RUTTNER (1949: 76) fasste die Oberseebrekzie aufgrund ihres engen Verbandes mit „unterlagerndem“ Hierlatzkalk oder überhaupt mit obertriassischem Dachsteinkalk als Unterjura auf, da er auch bei Komponenten und Matrix dieser Brekzie keine jüngeren Anteile als Unterjura vermutete. TOLLMANN (1976), der den Formationsbegriff „Oberseebrekzie“ prägte, erkannte jedoch bald, dass unter den Brekzienkomponenten auch jüngere Schichten der Klaus-Formation des Mitteljura sowie Hornsteinkalke und Radiolarite des Oberjura vertreten sind, sodass er die Brekzie „in den höheren Jura“ stellte (TOLLMANN, 1976: 339). Erst eine eingehendere Untersuchung sowohl der Brekzienkomponenten, als auch der Radiolarien führenden Kiesel-sedimente, die dieser Brekzie zwischengeschaltet sind, sowie der Radiolarite in deren Liegendem durch LEIN et al. (2009) brachte neues Licht in die Alterseinstufung dieser Brekzie, der auch die Fortschritte in der Radiolarienstratigrafie durch

BAUMGARTNER et al. (1995) und SUZUKI & GAWLICK (2003) entgegenkamen. Wichtig für diese Art von Stratigrafie war die Erkenntnis von GAWLICK et al. (2009), dass es sich bei der Oberseebrekzie um eine debritische Tiefwasser-Beckenentwicklung („Radiolaritbecken“) handelt, die sich lithologisch und chronostratigrafisch durchaus mit anderen kieselig-radiolaritischen Beckenentwicklungen der Nördlichen Kalkalpen (z.B. Tauglboden-Formation, Ruhpoldinger Radiolarit, Rofanbrekzie) vergleichen lässt. In diesem Sinne wurden auch die mergelig-kieseligen Sedimente – mittel- bis dunkelgraue, grünlichgraue oder rötliche, dünnbankige, ebenflächige, feinschichtige, kieselige Kalkmergel und Mergelkalke mit Hornsteinlagen (Taf. 1, Fig. 1) sowie hellgraue Kieselkalke im Bereich der Herrenalm und der Scheiblingwiese, GK 72 (Taf. 1, Fig. 4), oder an der Südflanke des Bucheck, Kote 1.440 m (auf GK 102) – zur normalen Beckensedimentation gestellt, während die fein- bis grobklastische Oberseebrekzie – Olisthostrome und Debrite mit Radiolarit-, Klauskalk-, Hierlatzkalk-, Dachsteinkalk- und Hauptdolomit-Komponenten – nur bankweise Einschaltungen darin aufweist (Taf. 1, Fig. 2). An einigen wenigen Stellen (vor allem an der Südseite des Buchecks, GK 102) können auch echte Kalkturbidite (mit gradierter Schichtung) und allodapische Feinschuttkalke den dicken Bänken der Oberseebrekzie zwischengeschaltet sein. Aus dem die Oberseebrekzie unterlagernden Ruhpoldinger Radiolarit aus dem Bereich Scheiblingwiese und Neuhaus (GK 72 Mariazell, Abb. 1) stammen die Radiolarienproben A 3209, A 3210, A 3218 von LEIN et al. (2009), die das oberjurassische Alter der Oberseebrekzie biostratigrafisch belegen.

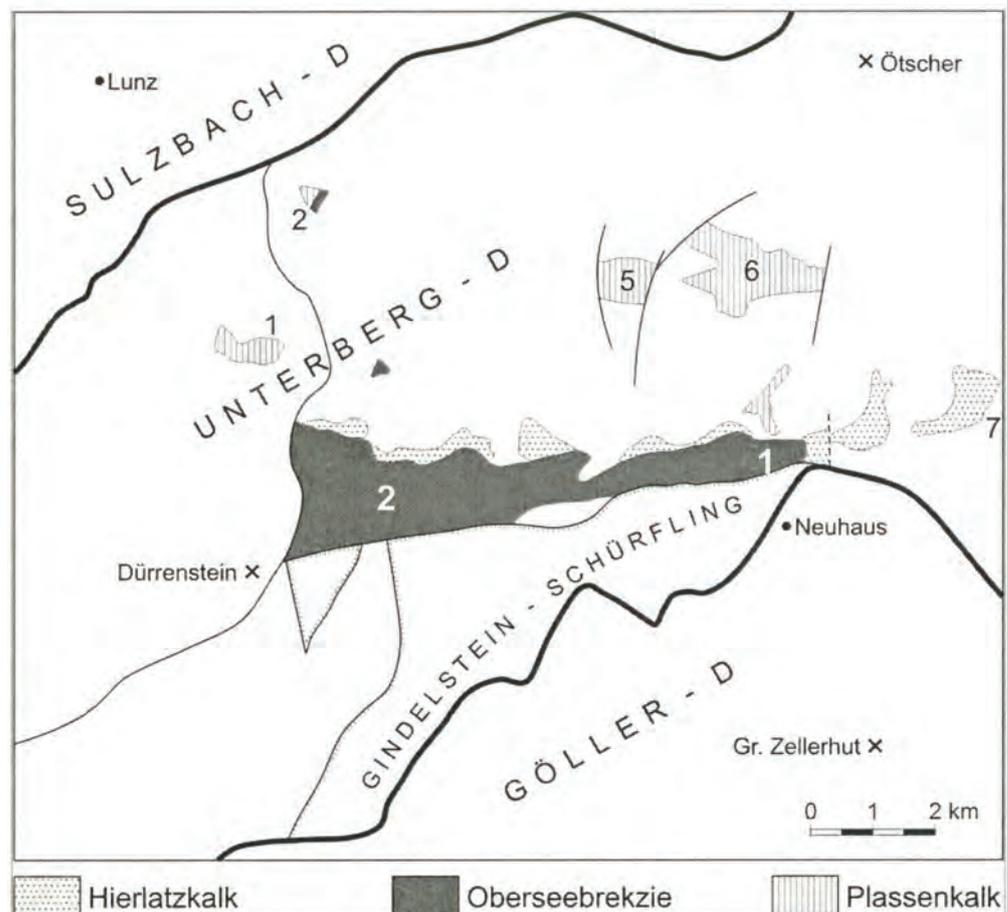


Abb. 1.  
Lage der biostratigrafisch wichtigen Probenpunkte in der Oberseebrekzie:  
1: Proben auf Radiolarien (Forststraße Scheiblingwiese, 1.280 m SH; LEIN et al., 2009) und Cocolithen (Forststraße Scheiblingwiese, 1.280 m SH; diese Arbeit, 2016).  
2: Probe auf Cocolithen (Bachgerinne Herrenalm, 1.360 m SH; diese Arbeit, 2016).  
Die Abbildung wurde LEIN et al. (2009: Abb. 1) entnommen.

## Lithostratigraphische Daten zur Oberseebrekzie

Eine überblicksmäßige Begutachtung der Jura-Sedimente, die im Liegenden der von RUTTNER (in BAUER et al., 1997) kartierten Areale von Oberseebrekzie entlang von gut aufgeschlossenen Straßenprofilen auftreten, ergab eindeutig und wiederholter Male, dass im stratigrafisch tiefsten Abschnitt, und zwar in der direkten Unterlagerung der Oberseebrekzie, eindeutig 10 bis 20 Meter mächtiger roter und grauer, feinschichtiger Ruhpoldinger Radiolarit nachgewiesen werden kann (Abb. 2; ÖK 102: an der Forststraße im „Brunner Loch“, 1.090 m SH; an der Südseite des westlichen Buchecks, zwischen 1.100 und 1.300 m SH und im Ochsental, 900 m SH; ÖK 72: am Almgatter zur Herrenalm, 1.320 m SH; an der Forststraße „Scheiblingwiese“, 1.290 m SH und an der Forststraße unterhalb der „Spielmauer“, 1.000 m SH). Der rote Ruhpoldinger Radiolarit an der Forststraße „Scheiblingwiese“ ist von GAWLICK (in LEIN et al., 2009) auf Radiolarien beprobt worden (Probe A 3209) und hat als jüngstes Alter des Radiolarites mittleres Oxfordium ergeben. Damit kann nun auch aus dem Profilverband heraus sicher ausgesagt werden, dass die Oberseebrekzie in den tieferen Oberjura (oberes Oxfordium–Kimmeridgium) gestellt werden muss (Abb. 3). Die im Liegenden des Ruhpoldinger Radiolarites auftretenden Jura-Sedimente können leider nur selten in einer vollständig erhaltenen Schichtfolge angetroffen werden. Dennoch kann an der Forststraße „Scheiblingwiese“ in etwa 1.280 m SH ca. 5 m mächtiger Klauskalk des Mitteljura (roter, dünnbankiger, flaseriger, meist mikritischer Kalk mit lagenweise Filamenten von *Bositra buchii*) und 10 m mächtiger Hierlatzkalk des Unterjura (basal roter, sonst gelbgrauer oder blassrosa gefärbter, dickbankiger Crinoidenspatkalk) im Liegenden des Ruhpoldinger Radiolarites nachgewiesen werden (Abb. 2). In deren Liegendem wird sowohl hier, als auch im Bereich „Spielmauer“ das Jura-profil durch dickbankigen Dachsteinkalk in lagunärer Entwicklung mit Megalodontenkalken, die regelmäßig von roten Jura-Spaltenfüllungen („neptunian dykes“) durchsetzt sind, abgeschlossen (Abb. 2). Die Beschreibung und Erwähnung der für die Stratigrafie der Oberseebrekzie wichtigen basalen Radiolarite erscheint dem Verfasser umso mehr von Bedeutung zu sein, da dieser wichtige Leit-horizont von RUTTNER (in BAUER et al., 1997) und auch von PAVLIK (2014: Ochsental) nicht richtig erkannt und in die Geologische Karte eingetragen worden ist. Während RUTTNER (1997) wenigstens noch die kieseligen-mergeligen Beckensedimente im Bereich der Oberseebrekzie vom eigentlichen Radiolarit abtrennen konnte (Taf. 1, Fig. 3), wurden von PAVLIK (2014) auch die Kieselkalke und -mergel fälschlicherweise zum Ruhpoldinger Radiolarit hinzugesellt, obwohl dieser nur im Liegenden der Oberseebrekzie angetroffen werden kann. Zu dem gleichen Ergebnis kommt GAWLICK (in GAWLICK et al., 2011), der das Auftreten reiner Radiolarit-Gesteine nur im Liegenden der Obersee-bzw. Rofanbrekzie vorfinden konnte, währenddessen die Beckensedimente, in welche die Brekzienkörper eingelagert sind, von GAWLICK richtigerweise als „kieselige Kalke“ beschrieben werden. In fast allen Profilen zeigt sich also, dass die reinen Radiolarite nur an der Basis der Beckense-quenz auftreten, darüber werden die Sedimente, in welche die Grobklastika der Oberseebrekzie eingeschaltet sind, stark mergelig, kalkig und weiterhin kieselig. In diesem

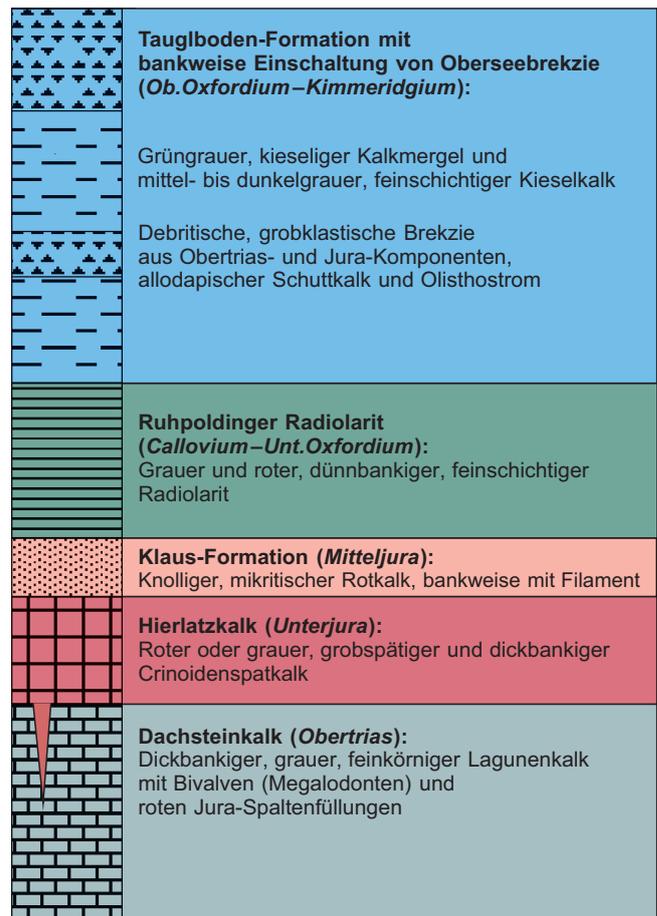


Abb. 2. Lithostratigraphische Position der Oberseebrekzie im Säulenprofil (Forststraße Scheiblingwiese).

Sinne entsprechen diese Beckensedimente im Hangenden des Ruhpoldinger Radiolarites sowohl lithostratigrafisch, als auch chronostratigrafisch am ehesten der Tauglboden-Formation, wenngleich reine Radiolarite darin nicht mehr auftreten. In anderen Profilen hingegen (Bucheck und Steinhaustrog auf GK 102 Aflenz Kurort, Oistal auf GK 72 Marizell, Kleiner Dürrenstein auf GK 71 Ybbsitz) ist die grobklastische Sedimentation scheinbar so dominant, dass lediglich von Oberseebrekzie gesprochen werden kann. Da die Basis der Oberseebrekzie unterschiedlich ausgebildet sein kann und einzelne Schichtglieder darunter tektonisch oder stratigrafisch bedingt gänzlich fehlen können, ruht die Brekzie oft wesentlich älteren Schichtgliedern, wie Hierlatzkalk oder Dachsteinkalk, unmittelbar auf. Letzteres mag eventuell durch eine tektonisch bedingte Freilegung der triadischen Basis durch listrische Bruchsysteme bedingt sein. Als Liefergebiet für die oft mehrere Meter aus grobklastischer Oberseebrekzie bestehenden Lagen (Taf. 1, Fig. 7) können submarine Hochzonen oder Schwellen gelten, die an bruchtektonisch vorgezeichneten Steiflanken in die daran angrenzenden Becken abfielen. Da die Komponenten-Zusammensetzung der Oberseebrekzie regional etwas variiert, können für das Liefergebiet eventuell auch mehrere verschiedene Schwellenregionen angenommen werden. Auch muss nicht unbedingt ein Zusammenhang der oberjurassischen Beckenentwicklung in der Unterberg-Decke (Göstlinger Alpen auf GK 71/72: Dürrenstein–Neuhaus) mit jener der Göller-Decke (Karten-

blatt GK 102: Bucheck, Kote 1.440 m, 1.428 m – Wieskogel, Kote 1.317 m – Pötschberg, Kote 1.506 m) gegeben sein. Da die Liefergebiete für die grobklastische Oberseebrekzie heute leider schon längst der Erosion anheimgefallen sind, kann nichts Näheres über deren Position ausgesagt werden. RUTTNER (1984) nahm für die Oberseebrekzie von Lunz (Göstlinger Alpen) ein Liefergebiet im Westen an, das aber heute nicht mehr nachvollzogen werden kann. Nach Meinung des Verfassers könnten eventuell auch bei der Überschiebung der Mürzalpen-Decke von Süden her einzelne Schuppen der südlichsten Göller-Decke hochgeschürft worden sein, die dann später als Liefergebiet für die im Norden liegenden Beckensedimente der Oberseebrekzie (Ochsental-Bucheck-Steinhaustrog-Wieskogel) innerhalb der Göller-Decke gedient haben (z.B. die als Schwelle fungierende Schuppe des „Aufgespreizten“, Kote 1.356 m bei Dürradmer).

In der im Westen angrenzenden Hochkar-Region ist keine mit einer deutlichen Schichtlücke belegte Schwellenregion im Oberjura erkennbar. Ebenso sind die Plassenkalke des Tithoniums, deren Seichtwasserschutt in den Schichten der Oberalm-Formation (z.B. am Stanzkogel, Kote 1.509 m in den Göstlinger Alpen) wiederzufinden ist, längst erodiert worden.

Als sowohl lithostratigrafisch, als auch biostratigrafisch problematisch erweist sich die Frage nach der geologischen Formation im Hangenden der Oberseebrekzie. Diese wurde zwar von MOSER & ČORIĆ (2014: 185) auch mit Hilfe von Nannofossilien aus dem Gebiet Rodler-Badstubbengraben-Bucheckgraben auf GK 102 (Göller-Decke) als „mergelig-kieselige Entwicklung der Oberalm-Formation“ beschrieben, jedoch aus dem Vergleich mit den Oberjura-Profilen auf GK 72 (Herrenalm, Scheiblingwiese-Hasenwald) scheint eine Zuordnung der selben Sedimente zur Tauglboden-Formation ebenso gut möglich zu sein (Abb. 2). Ein allmählicher Übergang der Beckensedimente der Tauglboden-Formation in jene der Oberalm-Formation scheint hier sehr wohl vorzuliegen, doch nirgendwo ergibt sich eine lithologisch exakt kartierbare Grenze zwischen diesen beiden Formationen. Somit kann das Auftreten von Oberalm-Formation im weiteren Sinne im Hangenden der Tauglboden-Formation lediglich nur durch das deutliche Nachlassen grobklastischer Schüttungen und dem Vorwiegen der feinklastischen, kalkig-mergeligen Sedimentation in deren hangendem Abschnitt definiert werden.

## Biostratigrafische Daten zur Oberseebrekzie

LEIN et al. (2009) haben im Bereich der Forststraße „Scheiblingwiese“ (nordwestlich oberhalb Neuhaus, 1.280 m SH, GK 72 Mariazell) „aus dem Liegendabschnitt“ einer Serie von grauen bis rötlichen, kieselig-mergeligen Schiefertonen drei Radiolarienproben in guter Qualität entnommen. Dabei wurden einige für das Alter der Oberseebrekzie biostratigrafisch relevante Formen beschrieben (unter Bezugnahme auf BAUMGARTNER et al., 1995; GAWLICK et al., 2007, 2009; AUER et al., 2009; CORTESE, 1993):

*Stichocapsa robusta* MATSUKA:

**oberes Bajocium–mittleres Oxfordium**

*Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO:

**unteres Bajocium–mittleres Oxfordium**

*Eucyrtidiellum unumaense* YAO:

**unteres Bajocium–mittleres Oxfordium**

*Gongylothorax* aff. *favosus* DUMITRICA:

**oberes Bathonium–oberes Callovium**

*Williriedellum marcucciae* CORTESE:

**oberes Callovium–mittleres Oxfordium**

*Gongylothorax favosus* DUMITRICA:

**oberes Bathonium–unteres Kimmeridgium**

Insgesamt lässt sich aus den Radiolarienproben als Alter für den **tieferen** Teil der Oberseebrekzie **Callovium–mittleres Oxfordium** angeben.

Auffälligerweise deckt sich dieses biostratigrafische Ergebnis genau mit der Einstufung der Radiolarite im Liegenden der Rofanbrekzie durch GAWLICK et al. (2011), was die Vergleichbarkeit der beiden Brekzien, auch dem Komponentenbestand nach, unterstreicht.

Von MOSER wurde, im Rahmen seiner Begehung, ebenso aus dem **tieferen** Abschnitt der Oberseebrekzie, im Bereich der Herrenalm (8 km südöstlich Lunz/See, 1.360 m SH, ÖK 72 Mariazell) aus einem grauen Kalkmergel innerhalb kieselig-mergeliger Beckensedimente (BMN 657145/296380) eine Probe auf Nannofossilien in mäßig guter Erhaltung genommen. Durch die von STJEPAN ČORIĆ durchgeführte Bestimmung der Nannofossilien kann folgende Florenliste angegeben werden:

*Cyclagelosphaera margerelii* NOËL, 1965:

**Bajocium–Paleozän**

*Watznaueria barnesiae* (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968:

**Bajocium–Maastrichtium**

*Watznaueria britannica* (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1964:

**Bajocium–Cenomanium**

*Watznaueria fossacincta* (BLACK, 1971) BOWN, 1989:

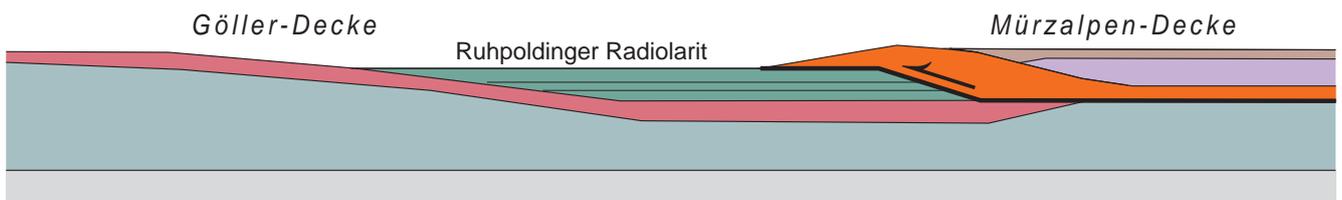
**Bajocium–Maastrichtium**

*Watznaueria manivittiae* BUKRY, 1973:

**Callovium–Maastrichtium**

Daraus ergibt sich durch das Auftreten von *Watznaueria manivittiae* BUKRY, 1973, ab der Nannozone NJ 13 eine Bestätigung des Maximalalters der Oberseebrekzie von Callovium. Damit lässt sich mit Sicherheit aussagen, dass es sich bei der Oberseebrekzie um keine Liasbrekzie (RUTTNER, 1949: 77) handelt und auch noch nicht in den Mitteljura zu stellen ist, wie die als Brekzienkomponenten auftretenden Klauskalke nahelegen könnten. Sowohl Radiolarien, als auch Nannoplankton belegen ein oberjurassisches Alter zwischen 165 und 158 Mio. Jahren. Leider kann das Alter der Oberseebrekzie nach unten hin mit dieser Nannoprobe nicht näher eingegrenzt werden, aber auf Grund von dem seltenen Auftreten von *Cyclagelosphaera margerelii* NOËL, 1965, und dem häufigen Auftreten von *Watznaueria* sp. bei gleichzeitiger Abwesenheit von *Nannoconus* spp. (Erstaufreten NJ 17) kann die untersuchte Nannoprobe vorbehaltlich in das Intervall NJ 13–NJ 17 (unterstes Callovium–unteres Tithonium) eingestuft werden. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Radiolarienstratigrafie. Für die obere Altersgrenze der Oberseebrekzie mag das Auftreten von Seichtwasserklasten mit *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 (bei GAWLICK et al., 2009: 74), die ein Kimmeridgium-Alter belegen, ausschlaggebend sein.

## UNTERES OXFORDIUM



## OBERES OXFORDIUM / KIMMERIDGIUM

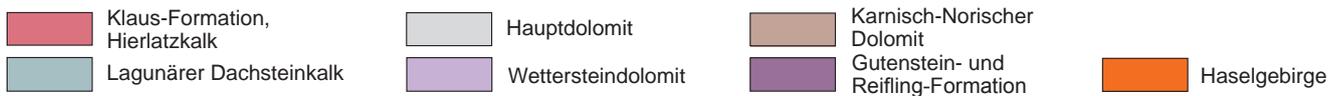
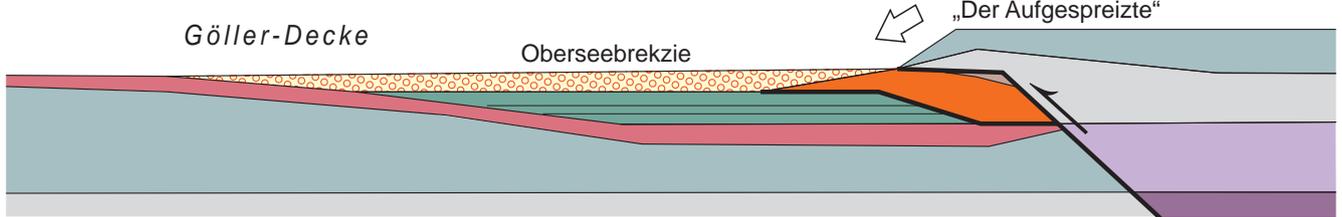


Abb. 3.

Tektonische Entwicklung der Überschiebung des Haselgebirges der Mürzalpen-Decke auf die GÖLLER-Decke und danach die Ausbildung der Oberseebrekzie.

### Die Dürradmer-Deckscholle und deren Beziehung zur Oberseebrekzie

Die aus gipsreichem Haselgebirge bestehende Dürradmer-Deckscholle (etwa 4,5 km W' Greith, Salzatal, Steiermark) stellt eine aus dem juvavischen Faziesraum fernüberschobene oder eingegliederte Scholle, die heute auf dem Rücken der GÖLLER-Decke ruht, dar. Bereits bei SPENGLER & STINY (1926) ist der geologische Zusammenhang richtig ersichtlich: die Deckscholle ruht nämlich an der Südflanke des Mitterberges (Kote 1.078 m) einer vollständigen Jura-Schichtfolge der GÖLLER-Decke auf. Eine Begehung des Gebietes hat dabei eindeutig ergeben, dass diese Jura-Schichtfolge bis ins Detail äquivalent ist zu jener Jura-Schichtfolge, wie sie im Bereich der GÖLLER- und Unterberg-Decke unterhalb der Oberseebrekzie auftritt: Lagunärer Dachsteinkalk – dunkelroter, feinspätiger Hierlatzkalk – roter, filamentführender, mikritischer Klausalk von großer Mächtigkeit (50–100 m) und ziegelroter sowie seltener grüner Radiolarit. Der rote Radiolarit entspricht dabei der Ruhpolding-Formation und reicht offensichtlich bis unmittelbar unter die Dürradmer-Deckscholle heran (PAVLIK, 2014 und Taf. 1, Fig. 5). In Analogie zu den oben angeführten Ergebnissen von GAWLICK et al. (2009, 2011) könnte für diesen Radiolarit ein jüngstes Alter von mittlerem Oxfordium angenommen werden, sodass der Eingleitvorgang der Deckscholle mit dem höheren Oxfordium vermutet werden kann, was nahezu zeitgleich mit dem Einsatz der Sedimentation der Obersee- und Rofanbrekzie gewesen sein muss, aber auch mit der Überschiebung der hochjuvavischen Schneeberg-Decke in den östlichen Kalkalpen und der Berchtesgaden-Decke sowie des Hohen Göll in den westlichen Kalkalpen. Die Sedimentation der mächtigen Brekzienkörper und das Eingleiten der Haselgebirge-Deckscholle der Dürradmer müssen demnach einem zeitlich zusammenhängenden tektonischen Ereignis zugeordnet werden können. Da jedoch die Oberseebrekzie praktisch keine Komponenten aus dem Hallstätter Faziesraum enthält, muss deren Bildung einem vom Eingleitvorgang des juvavischen Deckensystems unabhängigen geologischen Vor-

gang zugeordnet werden. Dabei möchte der Autor vorerst den Vorstellungen von GAWLICK et al. (2011) folgen, weil für die zeitlich zusammengehörenden geologischen Prozesse eine kompressive Überschiebungs- und Schuppentektonik angenommen werden muss, bei der sowohl für die Bildung einer Schwelle, von der die Komponenten der Oberseebrekzie abgeleitet werden können, als auch für die Eingleitung des Haselgebirges keine extensive Tektonik mit einfacher Horst- und Grabenbildung durch Abschiebungen anwendbar ist. Denkbar wäre, dass in einem ersten tektonischen Prozess die Eingleitung/Überschiebung der juvavischen Haselgebirgsscholle vor sich gegangen ist, und zwar im Zusammenhang mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans im Bereich des Kalkalpen-Südrandes und der damit verbundenen Überschiebung der Mürzalpen-Decke über die GÖLLER-Decke. Dass die Einlagerung des Haselgebirges in das tiefe Radiolaritbecken auch ein Überschiebungsvorgang gewesen sein kann, wird durch das spärliche Vorkommen von der Mürzalpen-Decke zugeordneten Obertrias-Gesteinen (conodontenbelegt durch GERHARD BRYDA), im Bereich der Deckscholle untermauert. Ebenso kann man die Haselgebirge-Deckscholle im Bereich Sulzboden (1 km NW' Rotmoos, Steiermark), die dem Hauptdolomit der GÖLLER-Decke auflagert, und das Haselgebirge in Rotmoos selbst, der Deckenbasis der Mürzalpen-Decke zuordnen. Da nun aber auf der anderen Seite die Oberseebrekzie keine/kaum Komponenten aus dem juvavischen Ablagerungsraum enthält, muss deren Bildung als unabhängig von dem Eingleiten der Haselgebirge-Scholle betrachtet werden. Denkbar wäre, dass durch Tangential- bzw. Überschiebungstektonik gebildete Späne bzw. Schuppen hochgeschürfter Elemente der GÖLLER-Decke nach dem Eingleiten des Haselgebirges zum Erosionsgebiet wurden und Schwellen bildeten, vergleichbar mit der Trattbergschwelle in der Osterhorngruppe oder der Brunnwinkelschwelle im Rofangebirge, von denen das deckeninterne Material in das kieselig-mergelige Becken der Oberseebrekzie (bzw. Rofanbrekzie, Tauglboden-Formation) als Debrite oder Olisthostrome nach Norden geschüttet werden konnte.

---

## Tafel 1

### Lithologien der Oberseebrekzie.

- Fig. 1: Mittel- bis dunkelgrauer, feinschichtig-kieseliger Kalkmergel mit Hornsteinlagen; Lokalität: 280 m SE' Herrenalm, 1.350 m SH. Foto: Michael Moser.
- Fig. 2: Im Bachbett söhlig lagernde, dünnbankige, ebenflächige Kieselkalke und Mergelkalke (Beckensediment); darüber, in der kleinen Wandstufe, eine Einschaltung grober Brekzien mit Trias- und Jurakomponenten (Oberseebrekzie); Lokalität: Graben 370 m SE' Herrenalm, 1.360 m SH. Foto: Michael Moser.
- Fig. 3: Grünlichgrauer, kieseliger Kalkmergel; Lokalität: Forstweg Hasenwald-Scheiblingwiese, 1.280 m SH. Foto: Michael Moser.
- Fig. 4: Mittelgrauer, feinkörniger Kieselkalk; Lokalität: Forstweg Hasenwald-Scheiblingwiese, 1.260 m SH. Foto: Michael Moser.
- Fig. 5: Ziegelroter Ruhpoldinger Radiolarit im unmittelbar Liegenden der aus Haselgebirge bestehenden „Dürradmer-Deckscholle“; Forstweg zur Mitterberghütte, 880 m SH. Foto: Michael Moser.
- Fig. 6: Typisch polymikt zusammengesetzte Oberseebrekzie mit roten, kantengerundeten Jurakomponenten (grobspätig = Hierlatzkalk, feinkörnig = Klauskalk), erhaben herauswitternden Hornsteinen und Radiolariten, sowie grauen Obertriaskomponenten (Dachsteinkalk, Hauptdolomit); Lokalität: „Toter Mann“, 1.430 m SH; Foto: Alexandra Haberler.
- Fig. 7: Grobklastische Oberseebrekzie im Bereich der Herrenalm, 1.340 m SH; Foto: Michael Moser.
-



## Literatur

- AUER, M., GAWLICK, H.J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – *Facies*, **55**, 63–87, Berlin.
- BAUER, F.K., RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BAUMGARTNER, P., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. – *Memoires de Geologie*, **23**, 37–688, Lausanne.
- CORTESE, G. (1993): Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines. – *Paleopelagos*, **3**, 165–185, Roma.
- GAWLICK, H.J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Sandling-Höherstein (Salzkammergut, Österreich). – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der karbonatklastischen Radiolaritflyschbecken und der Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**, 1–152, Wien.
- GAWLICK, H.J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2011): Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan-Brekzie des Rofan-/Sonnwendgebirges: Implikationen zur Deckenneugliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 – Achenkirch, 39–50, Wien.
- LEIN, R., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.J. (2009): Die Obersee-Brekzie bei Lunz (Niederösterreich): Revision der Stratigraphie und des Komponentenbestandes. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2009 – Leoben, 204–210, Wien.
- MOSER, M. & ČORIĆ, S. (2014): Ein neues Vorkommen von Oberjura-Schichten im Bereich zwischen den Zellerhüten und dem Salztal (Mariazellerland, Steiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 183–191, Wien.
- PAVLIK, W. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 296–297, Wien.
- RUTTNER, A. (1949): Bericht (1948) über geologische Aufnahmen im Gebiet der Ötscher-Decke auf Blatt Gaming-Mariazell. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1949**, 75–81, Wien.
- RUTTNER, A. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72 Mariazell. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127/2**, 216–219, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, M. 1:75.000, Nr. 4954 Blatt Eisenerz-Wildalpe-Aflenz, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.J. (2003): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Eds.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 115–122, Gmunden.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien.

## Upper triassic miliolids of “*Cucurbita* group”: aspects of the systematic classification

BABA SENOWBARI-DARYAN\*

11 Text-Figures, 3 Tables, 6 Plates

*Foraminifera*  
*Cucurbita*  
*Triassic*  
*Carnian*  
*Norian*  
*Tethys*  
*Sicily*  
*Aggtelek*

### Contents

Abstract . . . . .	187
Zusammenfassung . . . . .	187
Introduction . . . . .	188
Systematic . . . . .	188
Concluding remarks . . . . .	199
Acknowledgements . . . . .	200
References . . . . .	200
Plates . . . . .	204

### Abstract

Miliolid Foraminifera are an abundant group in Upper Triassic reefs and shallow-water carbonates. During the last decades numerous known and new foraminiferal genera, like *Cucurbita*, *Amphorella*, *Spiriamphorella*, *Urnulinella*, *Pseudocucurbita*, *Paratintinnina*, *Costifera*, *Siculocosta*, *Hydrania*, and *Tignumparina* were described from several Carnian and Norian-Rhaetian localities. Since the establishing of these genera several authors have tried to revise their systematic positions. The present paper addresses some of the issues of the previous determinations and classifications, adding new data and specimens. Genera *Costifera*, *Siculocosta*, and *Urnulinella* recently considered synonymous with *Cucurbita*, are re-introduced, as well as several species. Two species of the genus *Cucurbita* (*C. minima* and *C. aggtelekensis*) are described as new.

### Obertriassische Milioliden der „*Cucurbita*-Gruppe“: Aspekte der systematischen Klassifikation

#### Zusammenfassung

Milioliden sind eine häufige Foraminiferen-Gruppe in der obertriassischen Riffen und Flachwasserkarbonaten. Mehrere neue Gattungen, wie *Cucurbita*, *Amphorella*, *Spiriamphorella*, *Urnulinella*, *Pseudocucurbita*, *Paratintinnina*, *Costifera*, *Siculocosta*, *Hydrania* und *Tignumparina*, sind in den letzten Jahrzehnten aus den karnischen und norisch-rhätischen Riffen beschrieben worden. Seit der Aufstellung dieser Gattungen haben wiederholt Autoren versucht, ihre systematische Stellung zu revidieren. Die vorliegende Arbeit diskutiert die Bestimmungskriterien und die Ansichten früheren Autoren bezüglich der Klassifikation. Die Gattungen *Costifera*, *Siculocosta* und *Urnulinella*, die vor kurzem mit der Gattung *Cucurbita* synonymisiert wurden, werden zusammen mit ihren Arten wieder eingeführt. Zwei Arten der Gattung *Cucurbita* (*C. minima* und *C. aggtelekensis*) sind neu beschrieben.

\* BABA SENOWBARI-DARYAN: Geozentrum Nordbayern, FG Paläoumwelt, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, 91054 Erlangen, Germany. Baba.Senowbari-Daryan@fau.de

## Introduction

Benthic foraminifers are generally abundant in the Upper Triassic shallow water carbonates. In the reef facies, Miliolina are whereas groups with primary aragonitic test mineralogy (e.g. involutinids) and vagile agglutinated forms (like duostominids) characterise the lagoonal environment (HOHENEGGER & LOBITZER, 1971; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN, 1978; SCHÄFER, 1979; DULLO, 1980; FLÜGEL, 1981; SENOWBARI-DARYAN et al., 1982; CHABLAIS et al., 2010; GALE et al., 2011).

Affected by the putative end-Carnian (early Norian?) extinction event the faunal composition of the Carnian reefs differs from those of the Norian-Rhaetian reefs (BENTON, 1986, 1991; RIEDEL, 1991; HALLAM, 1990; SENOWBARI-DARYAN, 1994; FLÜGEL & SENOWBARI-DARYAN, 2001). Not only the reef builders (e.g. sponges, corals, the majority of microproblematic organisms, and algae) but also the reef dwellers (e.g. foraminifers) of Carnian and Norian reefs are different. Also the foraminiferal associations of the Carnian reefs and among them the Milioliceans, particularly with bell-, amphora- and funnel-shaped chambers of the test (called "*Cucurbita* group" in this paper) and with or without ornamentation of the outer test surface are abundant in Carnian and Norian-Rhaetian reefs. Particularly, miliolids with bell-, amphora- and funnel-shaped chambers, characteristic for the Carnian, largely disappear. Such foraminifers were described first from the West Carpathians as a problematic organism *Cucurbita* by JABLONSKÝ (1973). BORZA & SAMUEL (1977a, b, 1978) have described further Carnian forms (also as problematic organisms) of this group as *Amphorella*, *Spiriamphorella*, *Urnulinella*, *Pseudocucurbita*, and *Paratintinnina*. SENOWBARI-DARYAN (1983) described new genera *Hydrania* from the Carnian of the island Hydra Greece, and *Costifera* and *Siphonofera* from the Norian reefs of Sicily. He classified them as most probably foraminifera. SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI (1986) added a new genus *Siculocosta* to the already existing genera (see systematic part). SENOWBARI-DARYAN (1993) added a genus *Tignumparina* from the Carnian of Sicily.

The latest attempt to classify this array of genera and species was carried out by GALE et al. (2012a). On the base of similar construction of the test, GALE et al. (2012a) proposed to group the majority of the above mentioned genera under the same genus, namely the *Cucurbita*.

## Systematic

Before the description or mention of the individual genera and species a possible complete synonymy-list and the original diagnosis of some genera, higher categories and partly of the species are given.

### Order Miliolina DELAGE & HÉROUARD, 1896

#### Family Milioliporidae BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1971 (in BRÖNNIMANN et al., 1971)

#### Subfamily Pseudocucurbitinae ZANINETTI, ALTINER, DAGER & DUCRET, 1982a

Original diagnosis: "*Les Pseudocucurbitinae ont des tests libres, formés de loges en amphores, arrangées en séries rectilignes plus ou moins régulières; le stade initial est enroulé (?); les loges à paroi épaissie distalement se terminent par une lèvre mince s'étalant largement autour de l'ouverture qui est centrée; les loges sont enveloppées (ou supportées?) par une masse thécale secondaire, montrant une communication partielle avec les loges par la base de celles-ci; la paroi est calcaire de texture porcelanée (?), perforée dans la masse thécale comme dans les loges; la lèvre aperturale est imperforée; l'ouverture est simple et terminale, bordée d'une lèvre aplatie, soutenue par la paroi thécale*" (ZANINETTI et al., 1982a: 97, compare LOEBLICH & TAPPAN, 1988: 367).

Remarks: SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI (1986) and GALE et al. (2012a) consider the subfamily Pseudocucurbitinae of ZANINETTI et al. (1982a) as independent family Pseudocucurbitidae. GALE et al. (2012a) synonymised the subfamilies Spiriamphorellinae SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI (1986), Costiferinae SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI (1986), and the family Siculocostidae ZANINETTI, MARTINI & ALTINER (1992) with Pseudocucurbitidae.

According to GALE et al. (2012a) the family Pseudocucurbitidae contains the following genera: *Cucurbita* JABLONSKÝ (1973), *Hydrania* SENOWBARI-DARYAN (1983), and *Tignumparina* SENOWBARI-DARYAN (1993). Following the definition of Pseudocucurbitinae by ZANINETTI et al. (1982a), the genera *Costifera*, *Siculocosta*, and *Urnulinella* are re-described, discussed, and re-established in this paper, adding them to the family Pseudocucurbitidae.

### Genus *Cucurbita* JABLONSKÝ, 1973

Synonyms: *Paratintinnina* BORZA & SAMUEL 1977b, *Amphorella* BORZA & SAMUEL 1977a (partim), *Pseudocucurbita* SAMUEL & BORZA 1981.

Type species: *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ, 1973.

Additional species: *Cucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN 1983, *C. laticollaris* SENOWBARI-DARYAN 1983, *C. brevicollum* SENOWBARI-DARYAN 1983, *C. minima* nov. sp., *C. aggtelekensis* nov. sp.

Remarks: GALE et al. (2012a: 185) synonymised all species of BORZA & SAMUEL (except *Amphorella subglobosa* = *Cucurbita subglobosa*) with *Cucurbita infundibuliforme*. However, sections of some Norian-Rhaetian *Spiriamphorella* species (SENOWBARI-DARYAN 1983: Pl. 17), as well as some sections in ZANINETTI (1977: Fig. 1, group 2 and 4) (see also ALTINER & ZANINETTI, 1981: Pl. 80, Figs. 1–6) do not agree with the reconstruction presented in GALE et al. (2012a).

For this revision they present a reconstruction with the approach to show the typical forms of all species unified to *C. infundibuliforme* as sections of the same foraminifer. But comparing e.g. different sections of some Norian-Rhaetian *Spiriamphorella* species (SENOWBARI-DARYAN, 1983:

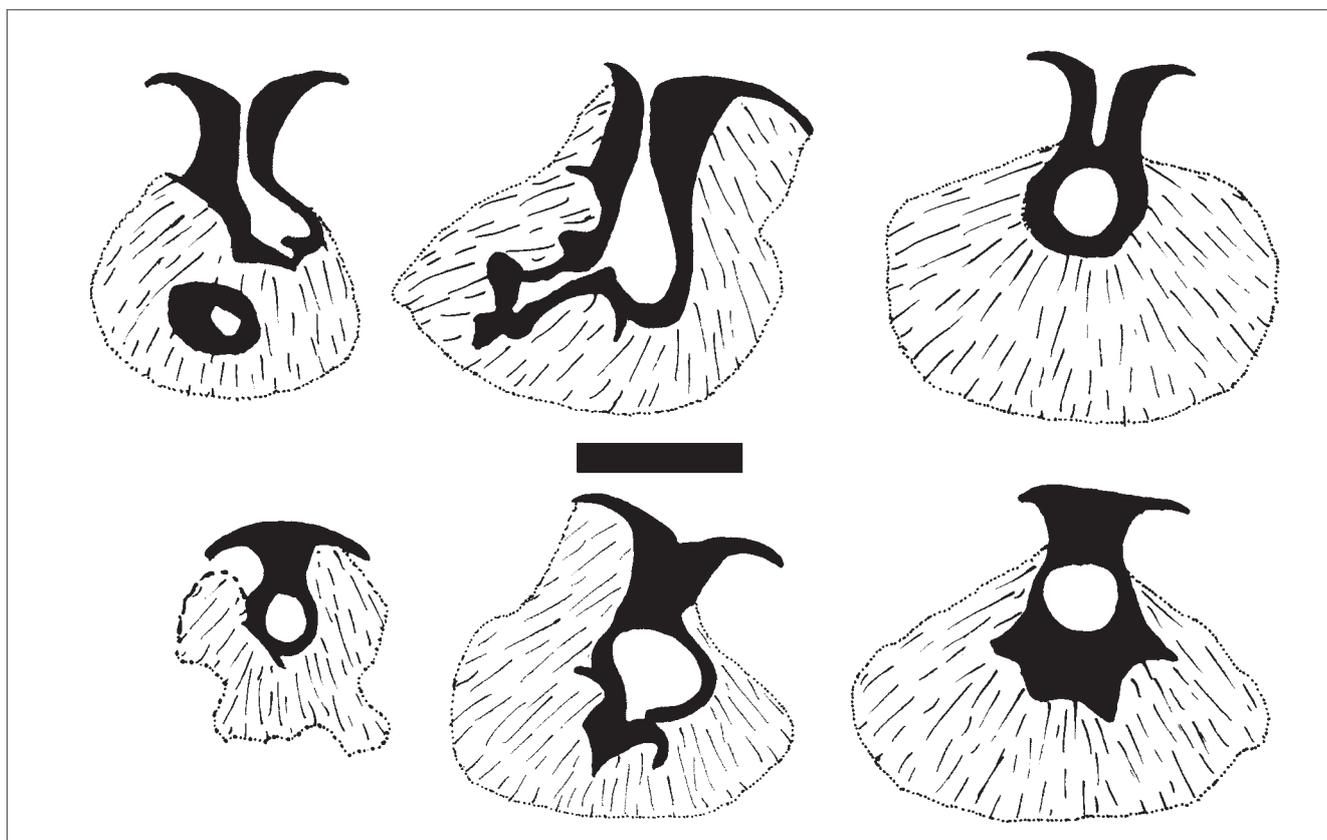
Pl. 17) as well as some other sections reconstructed of GALE et al. (2012a) doesn't fit the reconstruction (see also discussion later). Therefore, a careful revision of these groups based on investigation of the type and additional material is necessary.

***Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ, 1973, emend**

(Pl. 1, Figs. 7–15, Pl. 3, Figs. 6–12, Pl. 5, Figs. 18–20?, Text-Fig. 1)

Selected synonymy:

- \*1973 *Cucurbita infundibuliforme* n. g. et sp. – JABLONSKÝ, 420, Pl. 2, Figs. 1–4; Pl. 3, Fig. 1–6.
- 1981 *Galeanella infundibuliforme* (= *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 10, Figs. 4–5.
- 1981 *Paratintinnina tintinniformis* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Fig. 3.1.
- 1981 *Paratintinnina tulipaformis* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Fig. 3.2.
- 1981 *Amphorella bicamerata bicamerata* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Fig. 3.3.
- 1981 *Amphorella bicamerata intermedia* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Figs. 3.4, 3.6.
- 1981 *Amphorella bilongicamerata bilongicamerata* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Fig. 3.5.
- 1981 *Pseudocucurbita campanulafirmis* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Figs. 4.1a–c.
- 1981 *Pseudocucurbita fusani* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Figs. 4.2a–c; Pl. 21, Fig. 1.
- 1981 *Pseudocucurbita globosa* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Figs. 4.3a–b.
- 1981 *Pseudocucurbita subglobosa* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Figs. 4.4a–b, Pl. 21, Fig. 2.
- 1981 *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ. – SALAJ et al., 156, Pl. 157, Figs. 7–8.
- 1982a *Pseudocucurbita subsphaerica* (BORZA & SAMUEL, 1978). – ZANINETTI et al., Text-Fig. 1, F–I, J? K, Pl. 1, Figs. 1–3 (4?), 5–6, 8–9.
- 1983 *Pseudocucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN, 194, Pl. 12, Figs. 1–8; Pl. 13, Figs. 1–11; Pl. 23, Fig. 11, Text-Fig. 6 (cum syn.).
- ?1983 *Pseudocucurbita subsphaerica* (BORZA & SAMUEL, 1977). – ZANINETTI & ALTINER, Pl. 1, Fig. 4.
- 1986 *Pseudocucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 1, Figs. 2, 3?, 4–5, 7, 9–10; Pl. 2, Fig. 3, Text-Fig. 2.
- 1987 *Pseudocucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ 1973). – SENOWBARI-DARYAN, 257, Pl. 1, Figs. 4–8 (cum syn.).
- 1990 *Pseudocucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ). – RIEDEL, Pl. 4, Figs. 11–12.
- ?1990 ?*Spiriamphorellinae*; CIARAPICA et al., Figs. 6/A–B.
- 1991 *Cucurbita* cf. *infundibuliforme* JABLONSKÝ. – MARTINI et al., Pl. 15, Figs. 1–8.



Text-Fig. 1. *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ. The sections through several specimens exhibit the chambers and the ornamentation (bristles) around the test. Bristles are not well developed, narrower than in *Cucurbita minima* nov. sp. and rarely cover the whole neck and the collar. Scale = 0.2 mm.

- 1992 *Cucurbita infundibuliformis* JABLONSKÝ, 1973. – ZANINETTI & MARTINI, 29, Pl. 1, Figs. A–F, Pl. 2, Figs. A–I, J, Pl. 3, Figs. B(a–c), Pl. 4, Figs. 1–5, Pl. 5, Figs. 1–6, Pl. 7, Figs. 1–5 (cum syn.).
- 1993 *Cucurbita infundibuliformis* JABLONSKÝ. – SENOWBARI-DARYAN, Figs. 2–3.
- 1998 *Cucurbita infundibuliformis* JABLONSKÝ. – DI STEFANO et al., Fig. 7c.
- 2005 *Cucurbita infundibuliformis* JABLONSKÝ, 1973. – SENOWBARI-DARYAN & BERNECKER, 24, Pl. 7, Figs. A?, B(non)–F. I/A, J (cum syn.).
- ?2009 *Cucurbita infundibuliformis* JABLONSKÝ. – MARTINI et al., Pl. 2, Fig. 1.
- 2009 *Cucurbita* cf. *infundibuliformis*. – CARRILLAT & MARTINI, Fig. 4.1–5.
- 2010 *Cucurbita infundibuliformis*. – CHABLAIS, Figs. 7.3: 31–35; 7.4: 1–19.
- 1987 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – PIRDENI, Pl. 6, Fig. 17.
- 1988 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – PIRDENI, Pl. 2, Fig. 4.
- 1990 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – DI STEFANO et al., Pl. 4, Figs. 7–10.
- ?1991 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – MARTINI et al., Pl. 17, Figs. 10, 12–13, 15–16.
- 1996 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL, 254, Pl. 3, Figs. 7–10, 12 (cum syn.).

Remarks: *Cucurbita longicollum* was originally described as *Pseudocucurbita longicollum* from the Norian-Rhaetian reefs of Sicily by SENOWBARI-DARYAN (1983). The genus *Pseudocucurbita* SAMUEL & BORZA (1981) is, however, synonym with *Cucurbita* (see above). SENOWBARI-DARYAN (1986: Pl. 1, Fig. 8)

Original diagnosis: “Gehäuse aus mikritischem dunklen Calcit, kolbenförmig. An der oralen Seite befindet sich ein breiter, trichterförmiger und konvex gebogener Kragen, dessen Wand durch Verdoppelung einen Hohlraum bildet“ (JABLONSKÝ, 1973: 420).

Emended diagnosis: Following remarks are added for the description and determination: The bristles or filaments are limited mainly to the globular part and rarely to the neck of the chambers (see SENOWBARI-DARYAN, 1986: Fig. 2). The younger chamber does not overlap the older chamber or overlaps only the preceding chamber on one side (see SENOWBARI-DARYAN, 1983: Fig. 6, 1993: Fig. 2).

Detailed descriptions of *C. infundibuliforme* are found in JABLONSKÝ (1973), SENOWBARI-DARYAN (1983), and ZANINETTI & MARTINI (1992).

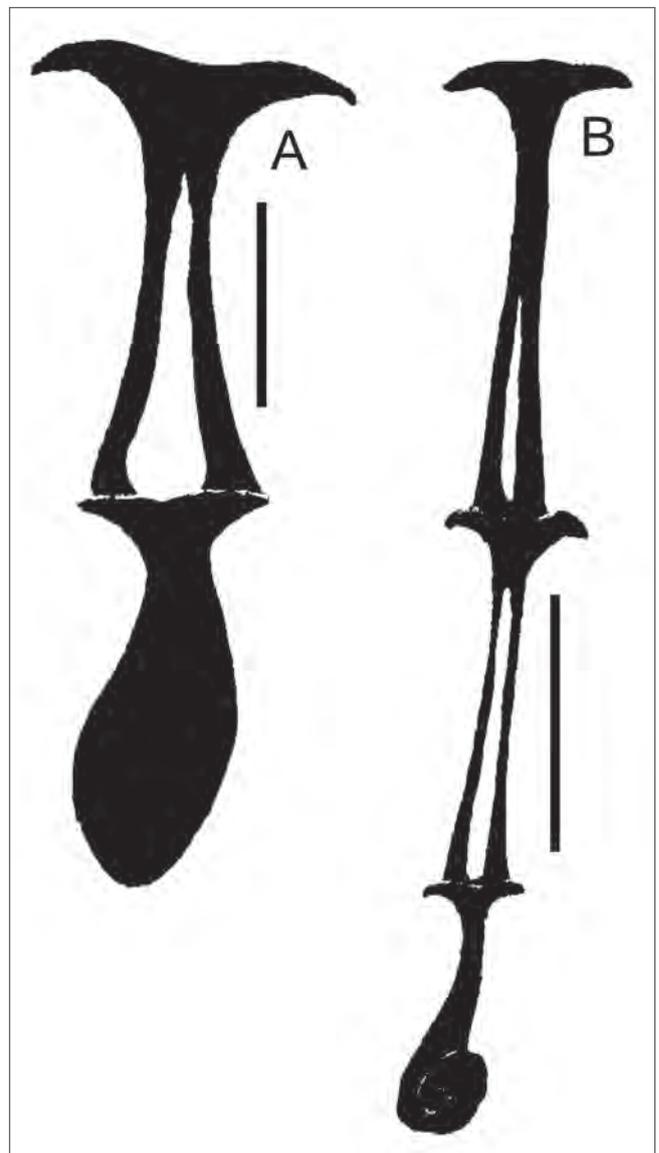
Occurrence and stratigraphic range: *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ is known from the western and southern Tethys. CHABLAIS (2010) reported the occurrence from Japan (Panthalassa Domain). The stratigraphic age of all localities is Carnian.

MARTINI et al. (1997) reported the occurrence of *Cucurbita* sp. (may be *C. brevicollum*) from the Norian-Rhaetian of Indonesia.

### *Cucurbita longicollum* (SENOWBARI-DARYAN 1983)

(Pl. 6, Figs. 9–12, Text-Figs. 2–3)

- 1981 Incertae sedis (*Amphorella?* nov. sp.). – SALAJ & BORZA, Fig. 3.10.
- 1981 Incertae sedis (*Amphorella?* sp.). – SAMUEL & BORZA, Pl. 22, Figs. 1–4.
- 1983 *Pseudocucurbita longicollum* sp. n. – SENOWBARI-DARYAN, 196, Pl. 14, Figs. 1–10, Pl. 15, Figs. 1–2, 6, Pl. 16, Fig. 5.
- 1983 “*Pseudocucurbita*” *longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – MICONNET et al., 137–138, Pl. 10.
- 1986 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 1, Fig. 8.
- 1986 *Pseudocucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. – SENOWBARI-DARYAN & ABATE, Pl. 10, Figs. 4–5.



Text-Fig. 2. *Cucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN. Two longitudinal sections from the Carnian reef limestone of Cozzo Papparina, Sicily. A) section through two chambers. B) section through three chambers (note the involution of the initial part of the specimen, compare Pl. 6, Figs. 9–10). Scale = 0.2 mm.

and SENOWBARI-DARYAN & ABATE (1986: Pl. 10, Figs. 4–5) illustrated from the Carnian of Sicily three specimens as *Pseudocucurbita longicollum*. Some specimens coming from the Carnian of Sicily and determined as *Hydrania dulloi* by MARTINI et al. (1991) could be *Cucurbita longicollum* too. Additional specimens were found from the Carnian reef carbonates within the Mufara Formation in Sicily, which show additional characteristics of the species. At least in two specimens (Pl. 6, Figs. 9–10, Text-Figs. 2–3) the initial part of the test is characterised by the involution of the tube-like part. This characteristic was not observed in the original description of the species. All other characteristics of Carnian specimens correspond to the original description. Based on the new observations the reconstruction of *C. longicollum* is given in Text-Figure 3.

Occurrence and stratigraphic range: *C. longicollum* (SENOWBARI-DARYAN) is known from the Carnian and Norian-Rhaetian reef carbonates of Sicily (SENOWBARI-DARYAN & ABATE,

1986; SENOWBARI-DARYAN, 1983) and Albania (PIRDENI, 1987, 1988). The species occurs also in the Norian reef limestone of Gosaukamm, Austria (SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL, 1996), in Taurus Mountains (southern Turkey), and in the Norian-Rhaetian reef carbonates of Peloponnese, Greece (author's unpublished material).

***Cucurbita minima* nov. sp.**

(Pl. 1, Figs. 1–6, Pl. 3, Figs. 13–17, Text-Fig. 4)

- 1986 *Spiriamphorella?* sp. – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 1, Fig. 1.
- 1986 *Cucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 1, Fig. 3, Pl. 2, Figs. 1–2, 3?.
- 1986 *Pseudocucurbita?* sp. – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 1, Fig. 6.
- 1986 *Pseudocucurbita infundibuliformis?* (JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 2, Figs. 1–2, Text-Fig. 1 (holotype in this paper).
- 1986 *Pseudocucurbita infundibuliformis?* (JABLONSKÝ). – SENOWBARI-DARYAN & ABATE, Pl. 10, Fig. 1 (holotype in this paper).
- 1988 *Pseudocucurbita*. – CIARAPICA et al., 128, Figs. 3, A–B, C?.
- ?1990 *Pseudocucurbita infundibuliformis* (JABLONSKÝ). – RIEDEL, Pl. 4, Fig. 10.
- 1991 *Cucurbita brevicollum* SENOWBARI-DARYAN. – MARTINI et al., Pl. 17, Fig. 19.

Derivatio nominis: Named for the small size of the chambers.

Holotype: Pl. 1, Fig. 3; the holotype is also illustrated in SENOWBARI-DARYAN, 1986: Pl. 2, Fig. 1 and in Text-Fig. 1, and in SENOWBARI-DARYAN & ABATE, 1986: Pl. 10, Fig. 1.

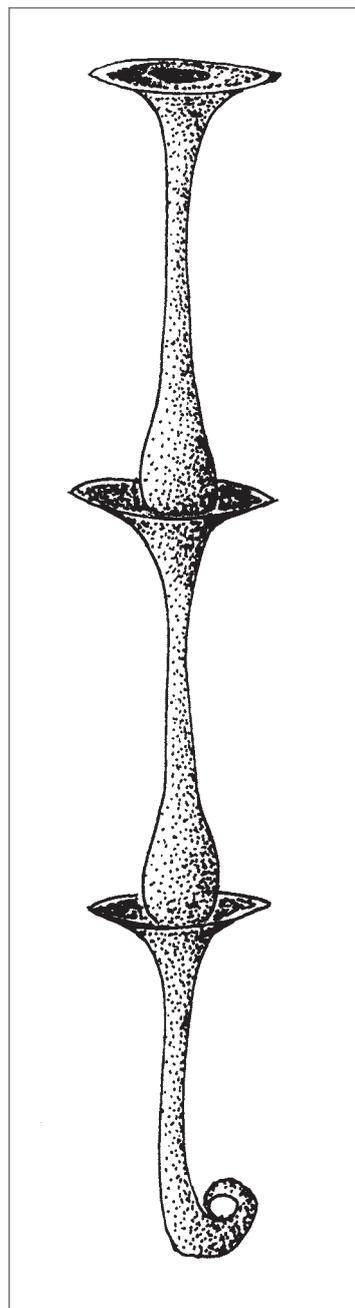
Locus typicus: The slope (Cozzo Papparina) between the small towns of Giacolone and Altefonte, southwest of Palermo, Sicily (Text-Fig. 5).

Stratum typicum: Carnian, reef boulders within the Mufara Formation.

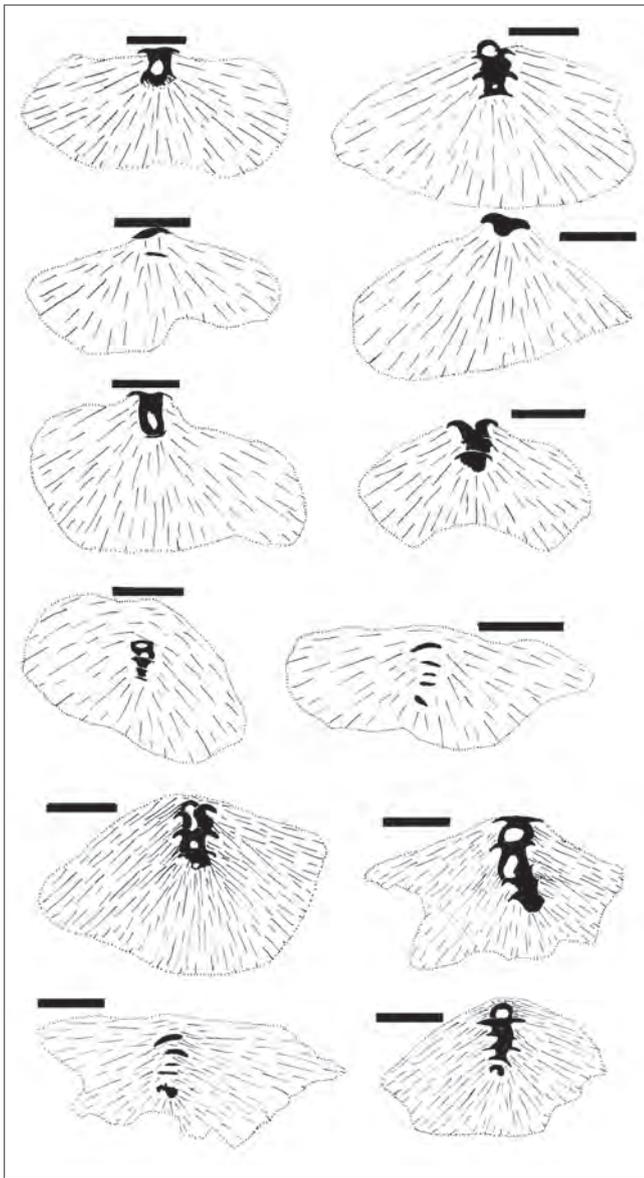
Diagnosis: Multi-chambered test. The test is composed of several amphora-like chambers, arranged one above the other on a straight or curved line. Well-developed filaments or bristles around the test, particularly around the basal part of the chambers. The chaplet of the bristles is several times larger than the test. Width of the collar approximately the same as the width of the basal part of the chamber.

Material: Numerous specimens from the type locality and from the calcareous boulders within the Mufara Formation in Madonie Mountains, Sicily (see MARTINI et al., 1991) and from the Carnian of Alsohegy Mountains, Hungary.

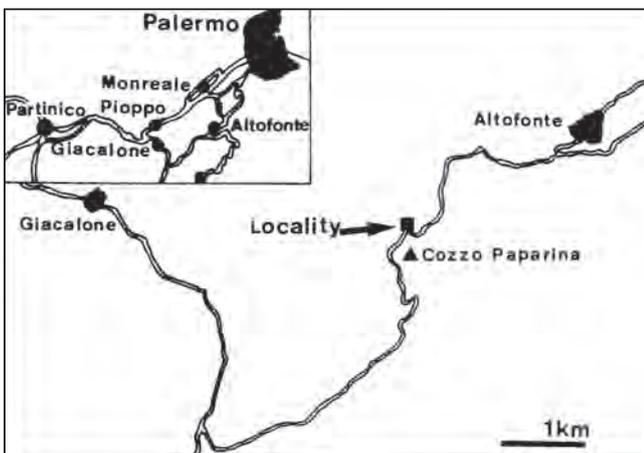
Description: The test of *Cucurbita minima* nov. sp. is composed of several, more or less equally large chambers arranged one above the other in a straight or curved line. The terminally positioned aperture is surrounded by approximately 100 µm collar (Tab. 1). Each collar is connected by a short “neck” to the chamber lumen. The diameter of the collar is about the same as the chamber (Tab. 1). The most



Text-Fig. 3.  
Spatial reconstruction of *Cucurbita longicollum* based on specimen illustrated in Pl. 6, Fig. 10. Schematic, not to scale.



Text-Fig. 4.  
*Cucurbita minima* nov. sp. Several sections through the chambers with well-developed ornamentation (bristles) around the chambers. The bristles are up to ten-time larger than the test and reach up to the collar of previous chambers. Scale = 0.2 mm.



Text-Fig. 5.  
Type locality of *Cucurbita minima* nov. sp. in south-western of Palermo, Italy.

GL	BG	HB	KH	KB
750 (5)	1250	100	100	200
		100	80	125
		100	50	125
		50	80	125
		50	40	–
900 (4)	450	80	80	150
		75	75	125
		–	75	100
		–	75	100
620 (4–5?) (Holotype)	1000	100	80	125
		100	50	120
		–	50	100
		–	50	80
450 (5)	450	125	100	175
		–	75	125
		75	60	100
		60	50	100
		–	50	–
450 (6)	450	125	100	125
		–	80	100
		75	80	100
		50	50	75
		–	50	–
		–	50	–

Tab. 1.  
Biometric data of the *Cucurbita minima* nov. sp.  
GL) length of the test, including the chaplet; GB) width of the test, including the chaplet; HB) width of the chamber; KH) height of the chamber; KB) width of the collar. The numbers in parenthesis give the number of the chambers in the test. All measurements in  $\mu\text{m}$ .

characteristic of the species is the chaplet of bristles or filaments which are several times larger than the test (Text-Fig. 4). The filaments seem to cover the basal part of the chambers. Biometric dimensions of the test of *C. minima* nov. sp. are listed in Table 1.

Comparison: *Cucurbita minima* nov. sp. differs from the type species of the genus – *C. infundibuliforme* JABLONSKÝ – by the small dimensions of the test and smaller chambers, and other test parts (see SENOWBARI-DARYAN, 1983: Tab. 3 and Tab. 1 in this paper). The well-developed chaplet of the filaments around the whole test is an additional characteristic of *C. minima*.

According to the biometrical data *C. minima* is similar to *C. brevicollum* (SENOWBARI-DARYAN), described from the Norian-Rhaetian reefs of Sicily. The well-developed chaplet of filaments around the test of *C. minima* is missing in the Norian-Rhaetian Pseudocucurbitidae (author's unpublished material; see also RIEDEL, 1990: Pl. 5, Fig. 9).

Occurrence and stratigraphic range: *Cucurbita minima* nov. sp. was found in the Carnian reef carbonates of Sicily (SENOWBARI-DARYAN, 1986; SENOWBARI-DARYAN & ABATE, 1986; MARTINI et al., 1991; this paper), in the Carnian of Alsohegy Mountains, Hungary (this paper) and possibly in the Carnian of Taurus Mts., southern Turkey (RIEDEL, 1990).

*Cucurbita aggtelekensis* nov. sp.

(Pl. 4, Figs. 1–13, Text-Fig. 6)

1990 *Pseudocucurbita?* – RIEDEL, Pl. 4, Fig. 9 (Carnian, Austria).

Derivatio nominis: Named after the type locality Aggtelek in Alsohegy Mountains, Hungary.

Holotype: Pl. 4, Fig. 13.

Paratypes: All specimens in Pl. 4, Figs. 1–12.

Locus typicus: Aggtelek, Alsohegy Mountains, Hungary.

Stratum typicum: Carnian reef limestones.

Diagnosis: Test porcelanous and multi-chambered. Individual chambers are inverse bell- to U-shaped. Chambers are arranged on top of each other in a curved line. The chamber wall is very thick, aperture is terminal. The end of each chamber carries an indistinct and very short collar. Test without filaments or bristles.

Material: Numerous specimens.

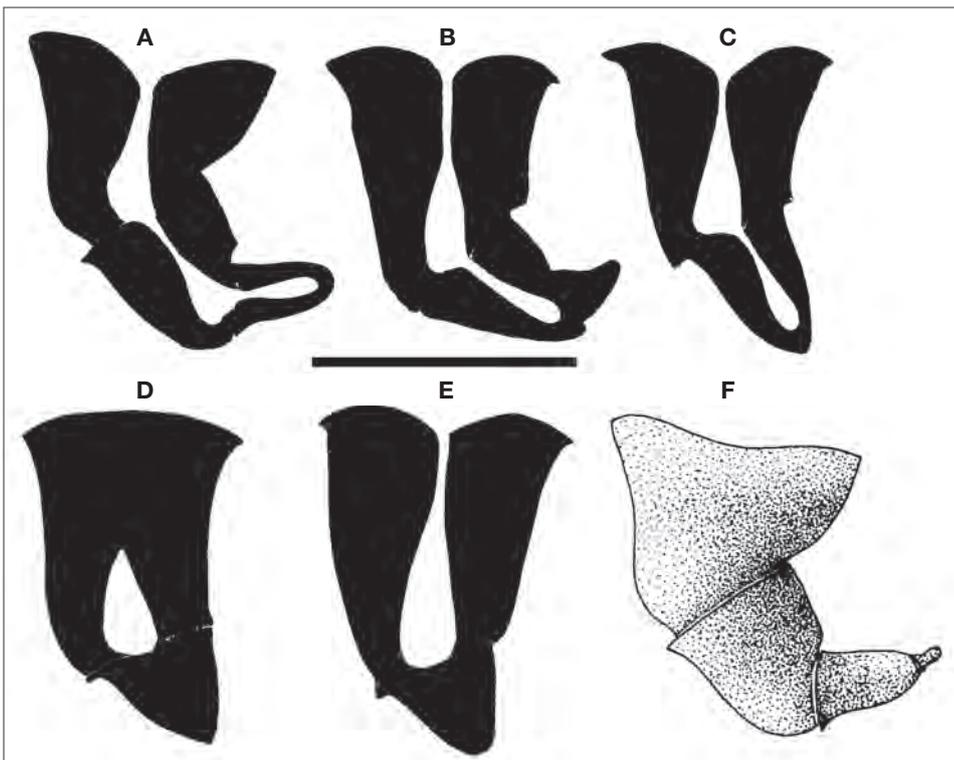
Description: The test of *Cucurbita aggtelekensis* is composed of several (at least four in holotype, Pl. 4, Fig. 13) chambers arranged uniserially in a curved line. The chamber walls are recrystallised into microsparite or neomorphically altered into spar. The chamber lumen is pear-shaped. The distal part of each chamber carries an indistinct and very short collar. The young chambers do not overlap the old chambers. The aperture is terminal and is located in a moderate depression. Test is without bristles, perforations, and other ornamentation. Table 2 shows dimensions of the test and chambers of *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. Text-Figure 6 shows some sections and a spatial reconstruction of *C. aggtelekensis*.

GL	KL	BC
420 (1.5)	250	325
450 (2)	225	275
	225	200
625 (2)	350	275
	275	225
550 (2.5)	325	325
	225	200
650 (3)	380	400
	270	260
	180	120

Tab. 2.

Dimensions of the test and the chambers in *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. GL) length of the test; KL) length of the chamber; BC) diameter (width) of the collar. The numbers in parenthesis give the number of the chambers in the test. All dimensions in  $\mu\text{m}$ .

Comparison: The shape of the chambers and their arrangement in *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. is similar to specimens described as *Pseudocucurbita campanulaformis* by BORZA & SAMUEL (1978: 72). The latter was synonymised with *Pseudocucurbita globosa* BORZA & SAMUEL (1978) and attributed to *Galaenella* by ZANINETTI & ALTINER (1981); synonymised with *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ (1973) by SENOWBARI-DARYAN (1983) and later authors (see GALE et al., 2012a). In addition to the chamber dimensions *C. aggtelekensis* differs from *Cucurbita infundibuliforme* (= *C. campanulaformis*) by the thick chamber walls and by the lack of distinct collar around the aperture. The spines (SENOWBARI-DARYAN, 1986) or bristles (GALE et al., 2012a) of *C. infundibuliforme* are missing in *C. aggtelekensis*.



Text-Fig. 6.

*Cucurbita aggtelekensis* nov. sp.

A) section through three chambers, drawn from Pl. 4, Fig. 13 (holotype); B) drawn from Pl. 4, Fig. 1; C) drawn from Pl. 4, Fig. 9; D) drawn from Pl. 4, Fig. 2; E) drawn from Pl. 4, Fig. 3; F) a reconstruction of the species.

In some aspects the chamber shape of *C. aggtelekensis* is similar to the chamber shape of the Norian species, described as *Costifera cylindrica* by SENOWBARI-DARYAN (1983), which is listed as *Cucurbita cylindrica* nov. com. by GALE et al. (2012a). The massive ribs on the outer surface of the chambers in the *Costifera cylindrica* distinguish it clearly from *Cucurbita infundibuliforme* or *C. aggtelekensis* nov. sp.

**?Family Costiferidae SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI, 1986**

**Genus *Costifera* SENOWBARI-DARYAN, 1983**

**Type species: *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN 1983**

Remarks: The presence of costae in *Costifera* and *Siculocosta* distinguish these genera from *Cucurbita* and other genera with bristle (e.g. *Urnulinella*). GALE et al. (2012a: 184) revised the genera *Costifera* SENOWBARI-DARYAN (1983) and *Siculocosta* SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI (1986). According to these authors both genera are synonyms of *Cucurbita*. Their criteria and considerations to unify the three genera are mainly based on a theoretical reconstruction (GALE et al., 2012a: Figs. 1, 2) with proposed sections, which are partly morphologically implausible. In the literature as well as in own observations there is no proof or hint for some sections as postulated in GALE et al. (2012a), e.g. as section D and E for *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ. Therefore, this reconstruction is not a suitable basis for merging three genera with otherwise distinctly different morphological characters.

The lack of test ornamentation in or the presence of bristles in some species of *Cucurbita* and the presence of different ornamentation (ribs) in *Costifera* and *Siculocosta* distinguish these genera from *Cucurbita* and other genera (e.g. *Urnulinella*). *Costifera* and *Siculocosta* should be considered as independent genera, based on the following criteria:

a) The different types of costae or ribs on the outer surface of the test of *Costifera* and *Siculocosta* are the main characteristic of these genera. Such costae are missing in *Cucurbita* and other genera, described by BORZA & SAMUEL (1977a, b, 1978). Filaments or bristles, occurring in some Carnian species of *Cucurbita*, were never observed in these genera and nor in the Norian species of *Cucurbita* (e.g. *C. longicollum* SENOWBARI-DARYAN 1983). The different ornamentation types (filaments or

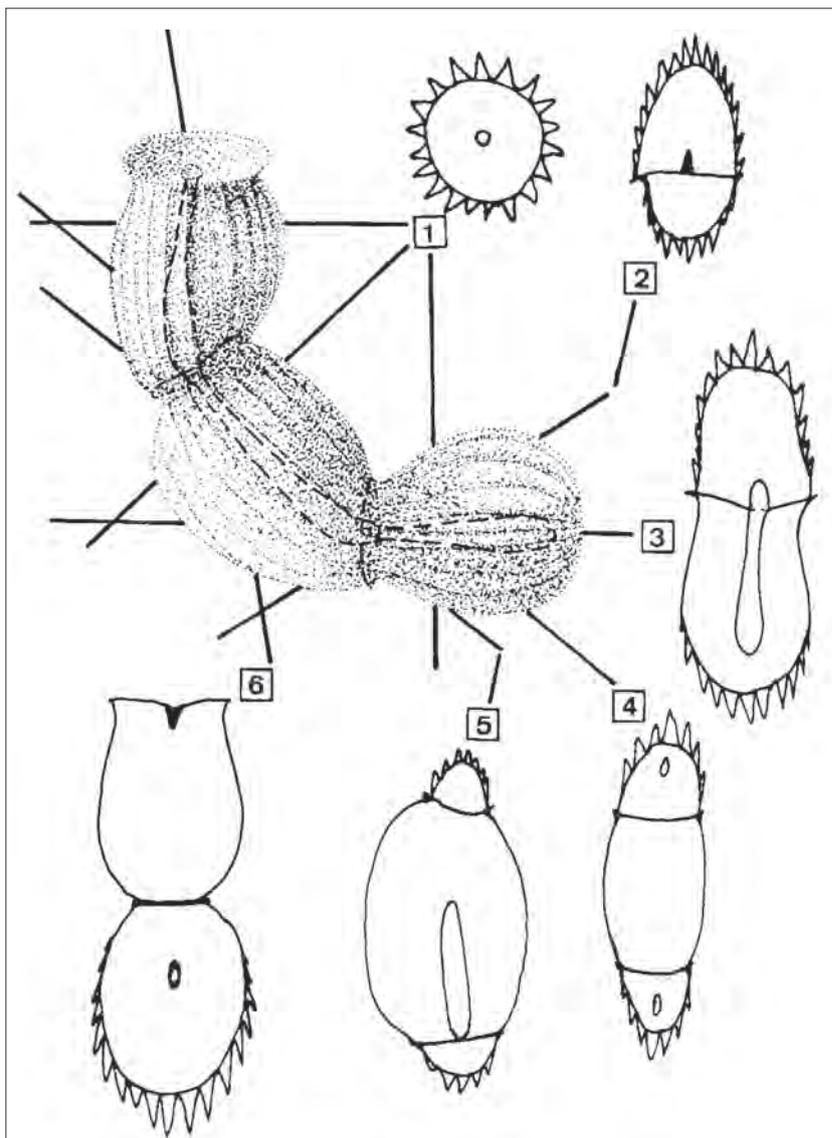
costae) of the test outer surface should be considered systematically higher as in species level.

b) The involutions degree of the test, caused by the overlapping of the older chamber(s) by the younger chamber on one or both side in *Siculocosta* should be also considered (see also the remarks for *Siculocosta*).

***Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN, 1983**

(Pl. 6, Figs. 1–4, 8/C, Text-Fig. 7)

- 1982a *Galeanella* sp. – ZANINETTI et al., Pl. 1, Figs. 7(?), 10–11, 12(?).
- 1982b *Galeanella* sp. nov. – espèce qui sere décrite prochainement par B. SENOWBARI-DARYAN. – ZANINETTI et al., Pl. 2, Figs. 1–4, 5?–6?, 7–8.
- 1983 *Costifera cylindrica* sp. n. – SENOWBARI-DARYAN, 208, Pl. 19, Figs. 1–11, Pl. 20, Figs. 1–2, 10–11, Text-Fig. 11 (plates are erroneously confused with plates explanations!).
- 1983 *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN. – MICONNET et al., 137, Pl. 2, Figs. 1–2, 3? (cum syn.).



Text-Fig. 7. Spatial reconstruction of *Costifera cylindrica* and some sections through the test (re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN, 1983: Fig. 11). Note lines at the base of the ribs. Schematic, not to scale.

- 1990 *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN. – DI STEFANO et al., Pl. 4, Figs. 2–3.
- 1996 *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN. – BERNECKER, 68 (without illustration).

Description: The test of *Costifera cylindrica* is composed of several barrel-like chambers with indistinct collar on the oral side of the chambers. Chambers are arranged one above the others in straight or curved line. The younger chambers do not overlap the preceding chamber(s). The chamber surface is covered by longitudinal ribs, recognisable in cross section of the chambers. Characteristic is the wall between the ribs and the test (Pl. 6, Figs. 1–4). This character is documented in specimens from different localities, e.g. Apennines, South Italy (e.g. Pl. 6, Fig. 1: re-illustrated from MICONNET et al., 1983: Pl. 2, Fig. 2). A detail description with biometrical data of the test and chambers is given by SENOWBARI-DARYAN (1983). Text-Figure 7 shows some possibly sections through the test of *C. cylindrica*.

Occurrence and stratigraphic range: *Costifera cylindrica* is known from the Norian-Rhaetian reefs of Sicily, Apennines (South Italy) and from Taurus Mountains (South Turkey: as *Galeanella* n. sp. by ZANINETTI et al., 1982b, author's unpublished materials from southern Turkey and Greece). The species is also reported (as *Cucurbita cylindrica*, without documentation) from the Late Norian-Rhaetian deposits of the Julian Alps, Slovenia by GALE et al. (2012b). BERNECKER (1996) reported the occurrence of the genus in Norian-Rhaetian reef carbonates of Oman.

**?Family Siculocostidae ZANINETTI, MARTINI & ALTINER, 1992**

**Genus *Siculocosta* SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI, 1986**

**Type species: *Costifera battagliaensis* SENOWBARI-DARYAN, 1983**

**Additional species: *Siculocosta floriformis* ZANINETTI & ALTINER (in ALTINER et al., 1992)**

Remarks: GALE et al. (2012a: 183) argue, that “the body plan of the genera *Costifera* and *Siculocosta* is the same as that of the genus *Cucurbita*”. This argument is in general acceptable compared with the body plan of e.g. most Ammonites. However, based on other internally and externally characteristics of the shell numerous genera of Ammonites are differentiated.

The most significant characteristic of the genus *Siculocosta* is the formation of costae (ribs) by the folding of the test wall (see SENOWBARI-DARYAN, 1983: Text-Fig. 12). There is not a thin wall (dark line in section) between the test and ribs. This characteristic was observed in the type material from Sicily (SENOWBARI-DARYAN, 1983), in specimens from other Norian-Rhaetian reef localities in Sicily (DI STEFANO et al., 1990: Pl. 4, Fig. 2, 1996), Greece (Pl. 6, Figs. 7–8), and the Apennines (MICONNET et al., 1983: Pl. 2, Figs. 5–7, 9–10). The massive and unequivocal costae on the test surface of *Costifera* are known also from well preserved material and corresponding sections of other localities (e.g. from the Taurus Mountains in southern Turkey, ZANINETTI et al., 1982b: Pl. 2, Figs. 1–8) and from the Apennines (MI-

CONNET et al., 1983: Pl. 2, Fig. 2). Based on these characters ZANINETTI et al. (1992, see also ALTINER et al., 1992) established the new family Siculocostidae for the genus *Siculocosta* (but an independent family for the genus *Siculocosta* does not seem to be justified). According to GALE et al. (2012a: 183) the “line between the costae” in *Costifera* specimens may or may not “display the diagnostic” characteristic. This point is invalidated by numerous observations in other specimens (SENOWBARI-DARYAN, 1983: Pl. 19, Figs. 4, 6, 9–11, Pl. 20, Fig. 2, because of errors see the plates, not the plate explanations in opposite!). The diagnostic line is also clearly visible and recognisable in specimens from other localities. SADATI (1981: Pl. 63, Figs. 3–25) illustrated from the Hohe Wand in the Northern Calcareous Alps, Austria numerous specimens determined as *Spiriamphorella districta* BORZA & SAMUEL. Some of his specimens (Pl. 63, Figs. 7–8, 16) show clearly the costae formed by the folding of the test wall. Costae or ribs are not known from the genus *Spiriamphorella* and therefore these specimens should be attributed to the genus *Siculocosta*. The longitudinal sections of some illustrated specimens by SADATI and his illustration in Text-Figure 7 shows the involution degree of these species similar to the type species of the genus *Siculocosta*. Therefore, the opinion of GALE et al. (2012a: 183), “that absence/preservation of the line (in *Siculocosta*) is due to neomorphic change of the wall” is not acceptable. *Costifera* and *Siculocosta* represent two independent genera and the unification of both is not comprehensible.

Also the species *Siculocosta floriformis* ZANINETTI & ALTINER (in ALTINER et al., 1992) exhibits clearly the formation of the costae by the folding of the test wall. Therefore, attribution of this species to the genus *Siculocosta* by ZANINETTI & ALTINER is justified, although the chamber arrangement of this species is similar to *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN (1983), and the lines between the costae and chamber interiors are not known from the type species. The costae on the test surface of this species are similar to *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN, 1983).

In addition to the different types of the costae or ribs on the test surface, the two genera are also differentiated by the shape of the chambers (barrel-like in *Costifera*, pear-like in *Siculocosta*), the different widths of the collars on the oral side of the chambers, and finally by the involution degree (without involution in *Costifera*, with weakly involution in *Siculocosta*).

***Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN), 1983**

(Pl. 6, Figs. 5–7, 8/S, 13–14, Text-Fig. 8)

- 1973 *Galeanella panticae*. – BRÖNNIMANN & ZANINETTI, Pl. 3, Fig. 6 (in BRÖNNIMANN et al., 1973).
- 1982b *Galeanella* sp. – ZANINETTI et al., Pl. 5, Fig. 11.
- 1983 *Costifera battagliaensis* sp. n. – SENOWBARI-DARYAN, 211, Pl. 20, Figs. 4, 8, Pl. 21, Figs. 1–14, Text-Fig. 12.
- 1983 *Costifera battagliaensis* SENOWBARI-DARYAN. – MICONNET et al., 137, Pl. 2, Figs. 4–10, Pl. 3, Figs. 1–7.
- 1990 *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN). – DI STEFANO et al., Pl. 4, Figs. 12–14.
- 1992 *Galeanella* sp. nov. – ZANINETTI et al., Pl. 2, Figs. 1–4, 5?, 6?, 7–8.

- 1996 *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN). – DI STEFANO et al., Pl. 30, Fig. 6.
- 1996 *Siculocosta* cf. *floriformis* ZANINETTI et al. – DI STEFANO et al., Pl. 30, Fig. 5.
- 1996 *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN. – DI STEFANO et al., Pl. 30, Fig. 1.
- 1996 *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN, 1983). – SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL, 255, Pl. 3, Fig. 11 (cum syn.).
- non 1996 *Costifera battagliaensis* SENOWBARI-DARYAN. – MARTINI et al., Pl. 11, Fig. 9.
- 1996 *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN). – BERNECKER, 68, Pl. 17, Fig. 2.

Description: *Siculocosta battagliaensis* is composed of several, continuously increasing chambers (Pl. 6, Figs. 7, 13–14). The individual chambers are pear-like (pyriform) in shape. The young chambers overlap the old chamber(s) on one side (Pl. 6, Figs. 7, 14). Characteristic for the genus and species are the hollow longitudinal ribs formed by folding of the chamber wall (Pl. 6, Figs. 5–6, 8/S, 13). The chambers are arranged at an angle of 90 degrees. The collar of each chamber is well developed. The longitudinal sections (Pl. 6, Figs. 7, 13–14) and cross sections (Pl. 6, Figs. 5–6) through the chambers exhibit different appearance of the test. For detail description and the biometrical data see SENOWBARI-DARYAN (1983). Text-Figure 8 shows some possibly sections through the test of *Siculocosta battagliaensis*.

Occurrence and stratigraphic range: *Siculocosta battagliaensis* is known from the Norian-Rhaetian reef carbonates of several localities (see synonymy list).

Remarks: The folding of the chamber walls in *Siculocosta floriformis*, described by ZANINETTI & ALTINER (in ALTINER et al., 1992) is similar to *S. battagliaensis* and the attribution of the species to this genus by the authors is correct. *S. floriformis* is known only from the Norian-Rhaetian of the Taurus Mountains, southern Turkey.

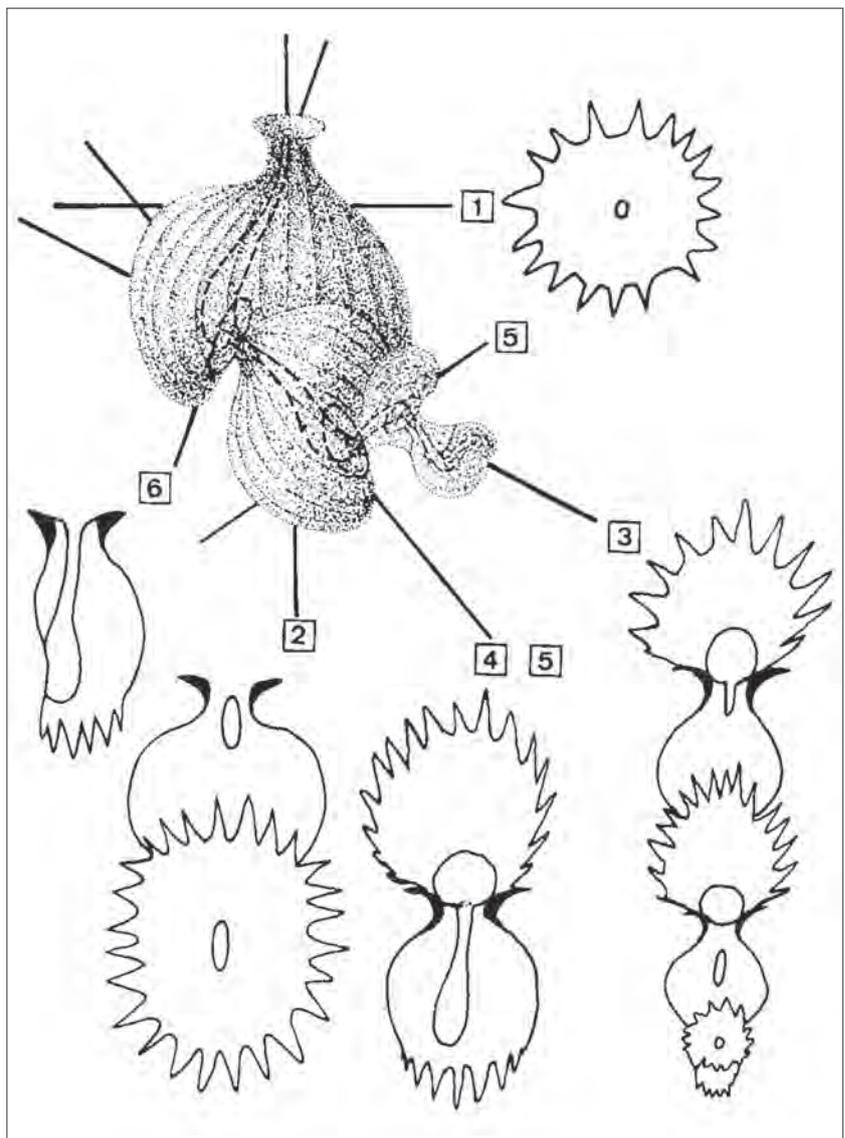
Text-Fig. 8. Spatial reconstruction of *Siculocosta battagliaensis* and some sections through the test (re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN, 1983: Fig. 12). Note the faulted wall without the lines at the base (compare Text-Fig. 6). Schematic, not to scale.

**Genus *Hydrania* SENOWBARI-DARYAN, 1983**  
**Type species: *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN, 1983.**

***Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN, 1983**

(Pl. 4, Figs. 14–17, Pl. 5, Figs. 1–14, 15?–17?, Text-Figs. 9–10)

- 1981 ?*Galeanella* (= ?*Spiriamphorella* sp. BORZA & SAMUEL). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 3, Fig. 6.
- 1981 ?*Galeanella* sp. (= *Spiriamphorella* sp. BORZA & SAMUEL). – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 10, Figs. 7–9.
- 1981 Incertae sedis (nov. gen. et nov. sp. 1). – SAMUEL & BORZA, Pl. 22, Figs. 1–2.
- 1982a *Paraophthalmidium* sp. aff. *P. carpathicum* SAMUEL & BORZA. – ZANINETTI et al., Pl. 5, Fig. 10.
- 1983 *Hydrania dulloi* gen. n. sp. n. – SENOWBARI-DARYAN, 206, Pl. 18, Figs. 5–11, Pl. 23, Figs. 3–10, Pl. 24, Figs. 1–13, Text-Fig. 10.
- 1983 ?*Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – MICONNET et al., 138, Pl. 12, 13?.



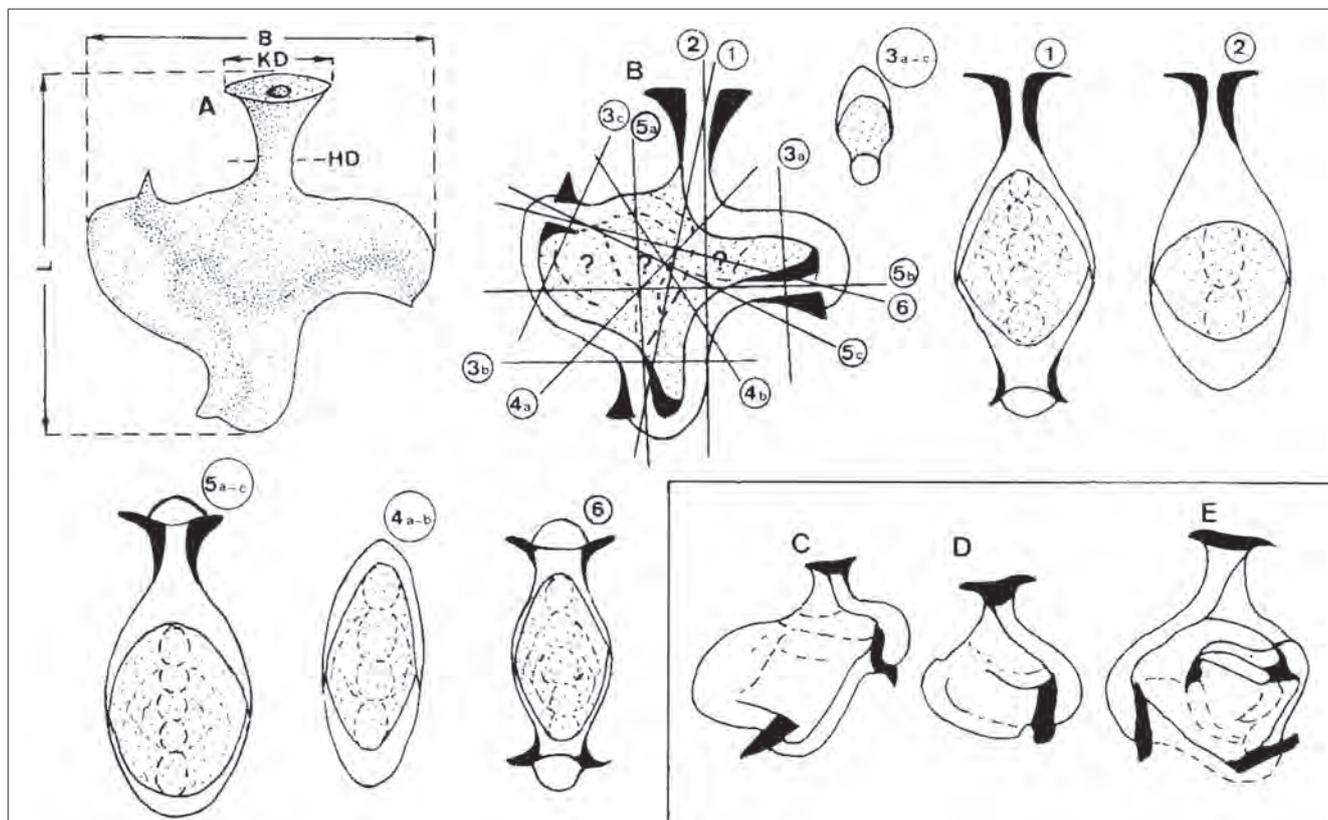


Text-Fig. 9.  
Some longitudinal sections of *Hydrania dulloi*. Scale = 0.2 mm.

- 1987 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – PIRDENI, Pl. 6, Figs. 9–16.  
 1888 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – PIRDENI, Pl. 2, Figs. 1–3.  
 1990 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – RIEDEL, Pl. 4, Fig. 5.  
 1991 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – MARTINI et al., Pl. 16, Figs. 1–19, Pl. 17, Figs. 1–18.  
 1997 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – RÜFFER & ZAMPARELLI, Pl. 31, Fig. 19.  
 2009 *Hydrania dulloi* – CARRILLAT & MARTINI, Figs. 4.6–4.9.  
 2009 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN. – MARTINI et al., Pl. 1, Figs. 6–10.  
 2012 *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN – SENOWBARI-DARYAN et al., Figs. 5g–h.

Description: The enrolled test of *Hydrania dulloi* is composed of several tube-like chambers. Successive chambers are positioned at almost 90° displaced (Text-Fig. 7). A circular aperture is surrounded by a broad collar. For the detailed description see SENOWBARI-DARYAN (1983).

Occurrence and stratigraphic range: *Hydrania dulloi* is known from several Carnian reef localities in the world (see SENOWBARI-DARYAN, 1983 and synonymy in this paper). The species is very abundant in the Carnian reef boulders imbedded within the Mufara Formation in Sicily (MARTINI et al., 1991; CARRILLAT & MARTINI, 2009). The occurrence of the species from the Panthalassa domain (Japan) is reported by SENOWBARI-DARYAN et al. (2012). Text-Figure 9 shows some typical longitudinal sections and Text-Figure 10 some possibly sections through the test of *Hydrania dulloi*.



Text-Fig. 10.  
Some possibly section through the test of *Hydrania dulloi*. Not to scale.

**Genus *Urnulinella* BORZA & SAMUEL, 1977a**

**Type species: *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL, 1977a**

***Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL, 1977a**

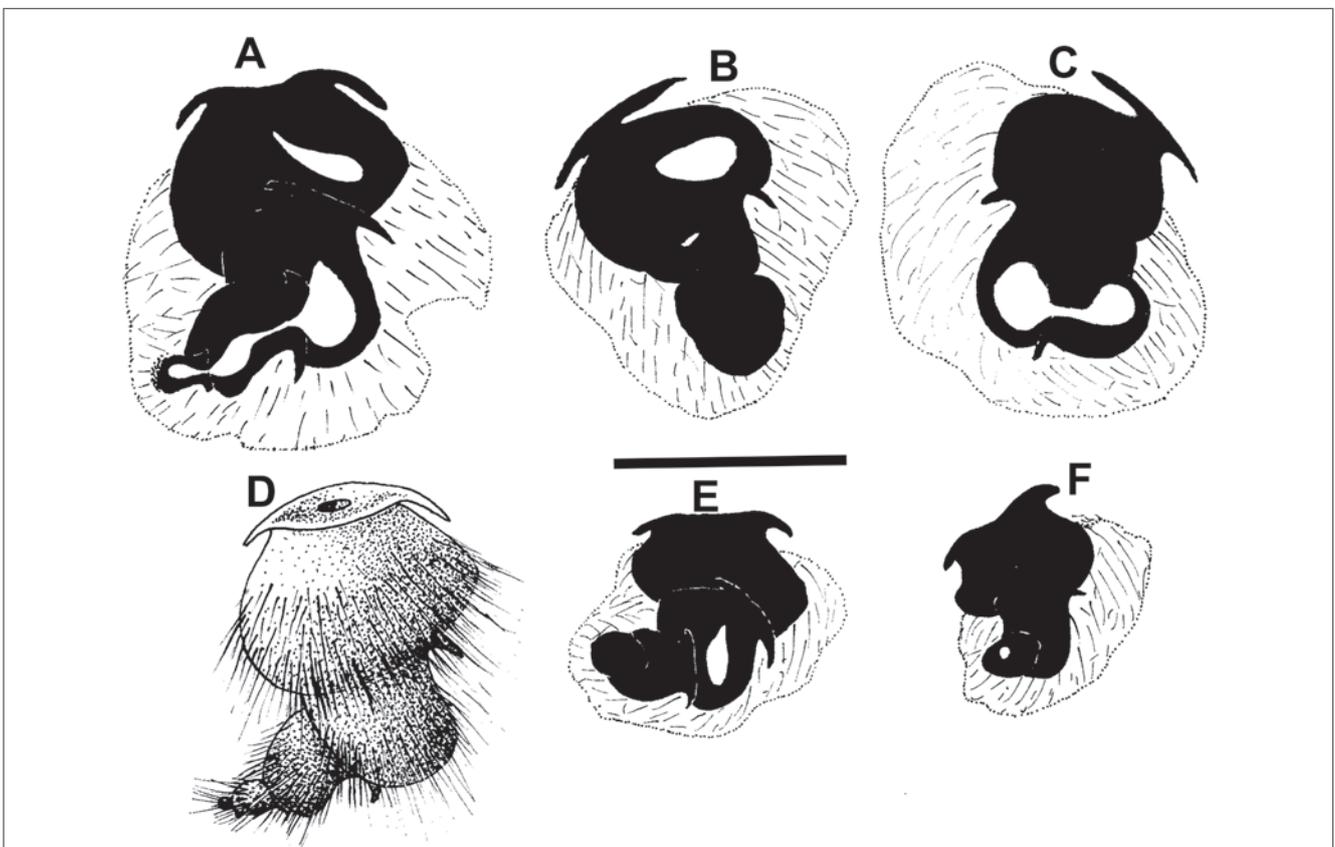
(Pl. 2, Figs. 1–15, Pl. 3, Figs. 1–5, Text-Fig. 11)

- 1977a *Urnulinella andrusovi* n. g. n. sp. – BORZA & SAMUEL, 118, Pl. 7, Figs. 1–6.
- 1977 Groupe 5, 6, 7 (*Galeanella panticae*) – ZANINETTI, Pl. 1.
- 1981 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL. – SAMUEL & BORZA, Fig. 5.2, Pl. 21, Fig. 4.
- 1981 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL. – SALAJ et al., 162, Pl. 154, Figs. 1–6, Pl. 155, Figs. 1–6.
- 1982a *Galeanella irregularis* (BORZA & SAMUEL, 1977). – ZANINETTI et al., Text-Fig. 1, Figs. A–E, Pl. 2, Figs. 1–5, 7–8 (non 6).
- 1983 *Galeanella irregularis* (BORZA & SAMUEL, 1977). – ZANINETTI & ALTINER, Pl. 1, Figs. 3, 5, 6?, 7.
- 1983 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL 1977. – SENOWBARI-DARYAN, 203, Pl. 18, Figs. 1–4, Pl. 23, Figs. 1–3, Text-Fig. 9.
- ?1986 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL 1977. – POMONI-PAPAIOANNOU et al., Pl. 5, Fig. 3.
- 1987 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL 1977. – SENOWBARI-DARYAN, 257, Pl. 1, Figs. 1–3, 9–10.

- 1987 *Urnulinella* sp. aff. *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL. – PIRDENI, Pl. 7, Figs. 1–5.
- 1988 *Urnulinella?* sp.: PIRDENI, Pl. 2, Figs. 5–6.
- 1992 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL. – ZANINETTI & MARTINI, 32, Pl. 2, Fig. K; Pl. 3, Figs. A(a–c); Pl. 7, Fig. 6 (cum syn.).
- 1996 *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL. – BÉRCZI-MAKK, 251–252, Pl. 7, Figs. 1–7 (cum syn.).
- non 2010 *Urnulinella andrusovi*. – CHABLAIS, Fig. 7.3: 27–30.

**Description:** The calcareous test of *U. andrusovi* is composed of several globular to barrel-shaped chambers, arranged one above the other along straight or curved line. The successive chambers overlap the old chamber(s) on one or both sides. The chamber walls are imperforated and thick. An indistinct to wide collar, usually down turned on the oral side of the chambers is recognisable. For detailed description see BORZA & SAMUEL (1977a), SENOWBARI-DARYAN (1983), and ZANINETTI & MARTINI (1992). Text-Figure 11 shows some sections of *U. andrusovi* with a spatial reconstruction of the species.

**Occurrence and stratigraphic range:** *Urnulinella andrusovi* is known from several Carnian reef localities (see synonymy list of ZANINETTI & MARTINI, 1992 and this paper). The species is reported from the Carnian of Sicily and also from the Carnian of Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary in this paper.



Text-Fig. 11.

Some sections through the test of *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL.

A) drawn from Pl. 2, Fig. 1; B) drawn from Pl. 2, Fig. 3; C) drawn from Pl. 2, Fig. 13; D) a spatial reconstruction based on section A; E) drawn from Pl. 2, Fig. 14; F) drawn from Pl. 2, Fig. 4. Scale = 0.2 mm.

Discussion: ZANINETTI (1977) was the first author to discuss systematic position of the genus *Urnulinella* and other genera described by BORZA & SAMUEL (1977a, b, 1978). She considered *Urnulinella andrusovi* as synonym of *Galeanella panticae* ZANINETTI & BRÖNNIMANN (in BRÖNNIMANN et al., 1973). It is remarkable that the specimen illustrated in Pl. 3, Fig. 6 in BRÖNNIMANN et al. (1973) is not *Galeanella panticae*, but *Siculocosta battagliensis*.

SALAJ et al. (1981) considered *Urnulinella* as a valid genus. The problem of the validity of *Urnulinella* was discussed by SENOWBARI-DARYAN (1983) again. He accepted the validity of three genera of these groups (*Cucurbita* JABLONSKÝ, *Spiriamphorella* BORZA & SAMUEL, and *Urnulinella* BORZA & SAMUEL, for the synonymy of these genera see SENOWBARI-DARYAN 1983: 193).

ZANINETTI & MARTINI (1992) revised the genera of BORZA & SAMUEL (1977a, b, 1978) one more, considering *Cucurbita* and *Urnulinella* as valid genera. These authors considered *Amphorella*, *Pseudoamphorella*, and *Paratintinnina* as juveniles either of *Cucurbita* or *Urnulinella*. The systematic status of *Spiriamphorella* with several species of BORZA & SAMUEL and SALAJ et al. (1981) as a valid genus (SENOWBARI-DARYAN, 1983) or as invalid is not mentioned by (ZANINETTI & MARTINI 1992).

In contrast, GALE et al. (2012a) considered *Urnulinella* a younger synonym of *Cucurbita* JABLONSKÝ. Contrary to this, the critical examination of the published and the new material support the validity of the following genera: *Costifera* SENOWBARI-DARYAN (1983), *Siculocosta* SENOWBARI-DARYAN (1986), and *Urnulinella* BORZA & SAMUEL (1977a).

The validity of individual species synonymied by GALE et al. (2012a) with *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ needs more detailed investigations. For example, the type species of *Amphorella subspherica* is only a part (one chamber) of *Urnulinella andrusovi* and not a species of *Cucurbita*. The reconstruction of GALE et al. (2012a: Fig. 2) as *Cucurbita subsphaerica* (BORZA & SAMUEL) shows in fact an *Urnulinella subsphaerica* (BORZA & SAMUEL). ZANINETTI & MARTINI (1992) listed *Amphorella subsphaerica* also as junior synonym of *Urnulinella an-*

*drusovi*. Concerning the revision of other species, listed as species of *Cucurbita* by GALE et al. (2012a) a detailed investigation based on the type material of BORZA & SAMUEL and possibly additional material from the type locality is needed. The majority of sections of the species of BORZA & SAMUEL, 1977a (e.g. *Spiriamphorella carpathica*) or other species of *Spiriamphorella* (compare e.g. ALTINER & ZANINETTI; 1981: Pl. 80, Figs. 1–20) cannot be derived from *Cucurbita*.

## Concluding remarks

Generally, the representatives of the family Pseudocucurbitidae ZANINETTI et al. (1982a) exhibit several diagnostic characters. In addition to the presence or absence of bristles or filaments around the test, the ribs on the outer surface, the arrangement of the chambers, and the involution degree of the test should be considered for the determination and systematic categorisation. GALE et al. (2012a) suggested the test construction as the main criterion to distinguish among genera, which subsequently led them to the reduction of the number of genera. We do not agree with their opinion and rather keep genera *Costifera* SENOWBARI-DARYAN, *Siculocosta* SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI, *Urnulinella* BORZA & SAMUEL and possibly *Spiriamphorella* BORZA & SAMUEL in validity, until the revision of type material of BORZA & SAMUEL (maybe also additional material) is made. Until then, representatives of the family may be subdivided into three groups, based on the lack or presence of ornamentation (filaments or bristles, costae or ribs and their characteristic) on the outer test of the surface (Tab. 3).

Based on the lack or the presence of an ornamentation (filaments or bristles, costae or ribs) on the outer test surface the representatives of the family may be subdivided into three groups:

- a: The test is without any ornamentation. Examples of this group are *Cucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN (1983) (Norian) and *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. (Carnian).

	Chamber shape	Chamber arrangement	Occurrence	Author
<i>Cucurbita</i>	amphora-like	one above other on straight or curved line, with or without bristles, younger chambers overlap the preceding chamber only on one-side or not.	Carnian, Norian-Rhaetian	JABLONSKÝ, 1973
<i>Costifera</i>	barrel-shaped (flasklike)	one above the other on straight, curved line or at 90°, with longitudinal ribs, distinct line between the ribs and the test, indistinct collar, test without indistinct collar, test without involution.	Norian-Rhaetian	SENOWBARI-DARYAN, 1983
<i>Siculocosta</i>	pear-like (pryform)	ribs formed by folding of the chamber wall, Chambers arranged at 90°, younger chambers overlap the old chamber(s) causing the involution.	Norian-Rhaetian	SENOWBARI-DARYAN & ZANINETTI, 1986
<i>Urnulinella</i>	globular	rectilinear or irregularly one above the other, collar distinctly curved, younger chambers overlap the preceding chamber, no involution.	Carnian	BORZA & SAMUEL, 1977
<i>Hydrania</i>	tube-like	planispirally enrolled, chambers arranged in planes at 90°, chamber ends with broadly distinct collar, chamber wall thin.	Carnian	SENOWBARI-DARYAN, 1983

Tab. 3. Some important diagnostic features of the briefly described genera in this paper. For more information, see the original diagnosis of the genera and LOEBLICH & TAPPAN (1988).

- b: The outer surface of the test possesses spine-like prolongations, filaments (CIARAPICA et al., 1988) or bristles (GALE et al., 2012). *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ (1973) and *Cucurbita minima* nov. sp. are examples for this group. Representatives occur in the Carnian.
- c: The test has ribs (costae) on the outer surface. *Costifera* SENOWBARI-DARYAN (1983) is an example for this group. Representatives are limited to the Norian-Rhaetian.

In addition to the treated groups other types of foraminifera with bristles or filaments occur in the Norian-Rhaetian (e.g. *Hirsutospirella* ZANINETTI et al., 1985 or *Foliotortus* PILLER & SENOWBARI-DARYAN, 1980), which are not considered in this paper, but they are summarised by CIARAPICA et al. (1988).

## Acknowledgements

The author wants to thank MICHAEL LINK (Erlangen) and WOLFGANG KIESSLING (Erlangen) for the critical review of the first draft. GEOZENTRUM NORDBAYERN, Department of Palaeoenvironment, provided the office and laboratories for the author as retired person. JOACHIM BLAU (Frankfurt/Main) and LUKA GALE (Ljubljana) are thanked for their constructive comments. Particularly GALE's comments were very useful, even if some of them could not be considered.

## References

- ALTINER, D. & ZANINETTI, L. (1981): Le Trias dans la région de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie: unités lithologiques, micropaléontologie, milieux de depot. – *Rivista Italiana di Paleontologia*, **86/4**, 705–760, Milano.
- ALTINER, D., ZANINETTI, L., MARTINI, R. & ALKAN, H. (1992): *Siculocosta floriformis*, n. sp. (Siculocostidae, Milioliporacea), un nouveau Foraminifère du Trias supérieur (Norien-Rhetien) récifal du Taurus occidental (Nappes Lyciennes), Turquie. – *Revue de Paléobiologie*, **11/2**, 313–322, Genève.
- BENTON, M.J. (1986): One than more event in the Late Triassic mass extinction. – *Nature*, **321**, 857–861, London.
- BENTON, M.J. (1991): What really happened in the Late Triassic. – *Historical Biology*, **5**, 257–278, Chur.
- BÉRCZI-MAKK, A. (1996): Foraminifera of the Triassic formation of Alsó Hill (Northern Hungary). – Part 2: Foraminifer assemblage of the Wetterstein Limestone Formation. – *Acta Geologica Hungarica*, **39/3**, 223–309, Budapest.
- BERNECKER, M. (1996): Upper Triassic Reefs of the Oman Mountains: Data from the South Tethyan Margin. – *Facies*, **34**, 41–76, Erlangen.
- BORZA, K. & SAMUEL, O. (1977a): New genera and species (incertae sedis) from the Upper Triassic in the West Carpathians. – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **28/1**, 95–120, Bratislava.
- BORZA, K. & SAMUEL, O. (1977b): *Paratintinnina tintinniformis* and *P. tulipiformis* nov. gen. et nov. sp. (incertae sedis) from Upper Triassic limestones of Carpathians (Czechoslovakia). – *Západné Karpaty, séria Paleontológia*, **2–3**, 143–150, Bratislava.
- BORZA, K. & SAMUEL, O. (1978): *Pseudocucurbita* nov. gen. (incertae sedis) from the Upper Triassic of the West Carpathians (Czechoslovakia). – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **29/1**, 67–75, Bratislava.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L., BOZORGNIA, F., DASHTI, G.R. & MOSHTAGHIAN, A. (1971): Lithostratigraphy and foraminifera of the Upper Triassic Naiband Formation, Iran. – *Revue de Micropaléontologie*, **14/5**, 7–16, Paris.
- BRÖNNIMANN, P., CADET, J.-P., RICOU, L.-E. & ZANINETTI, L. (1973): Révision morphologique et emendation du genre triassique *Galeanella* Kristan-Tollmann (foraminifère) et description de *Galeanella panticae*, n. sp. (Dinarids yougoslaves et Zagros, Iran). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1973/3**, 411–435, Wien.
- CARRILLAT, A. & MARTINI, R. (2009): Palaeoenvironmental reconstruction of the Mufara Formation (Upper Triassic, Sicily): High resolution sedimentology, biostratigraphy and sea-level changes. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **283**, 60–76, Amsterdam.
- CHABLAIS, J. (2010): Sedimentology and biostratigraphy of the Upper Triassic atoll-type carbonates of the Sambosan Accretionary Complex (Panthalassan Domain, Japan): depositional setting, paleobiogeography and relationship to the counterparts in the Tethys. – *Terre & Environment (Section des Sciences de la Terre, Université de Genève)*, **91**, 1–204, Genève.
- CHABLAIS, J., ONOUE, T. & MARTINI, R. (2010): Triassic reef-limestone blocks of southwestern Japan: New data from a Panthalassan seamount. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **293**, 206–222, Amsterdam.
- CIARAPICA, G., CIRILLI, C., MARTINI, R., PANZANELLI-FRATONI, R., SILVAINI-BONNARD, G. & ZANINETTI, L. (1988): Spine e filamenti capillari nei Foraminiferi di ambiente recifale esempi di adattamento nel Trias superiore. – *Atti Del 74° Congresso Società Geologica Italiana*, Sorrento, 13–17 settembre, 125–131, Sorrento.
- CIARAPICA, G., CIRILLI, C., MARTINI, R., RETTORI, R., SILVAINI-BONNARD, G. & ZANINETTI, L. (1990): Carbonate buildups and associated facies in the Monte Facito Formation (Southern Apennines). – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109**, 51–164, Roma.
- DELAGE, Y. & HÉROUARD, E. (1896): *Traité de Zoologie Concrète*, Vol. 1, La Cellule et les Protozoaires, Paris (Schleicher Frères).
- DI STEFANO, P., GULLO, M. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1990): The Upper Triassic reef of M. Genuardo (Western Sicily). – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109**, 103–114, Roma.
- DI STEFANO, P., ALESSI, A. & GULLO, M. (1996): Mesozoic and Paleogene megabreccias in southern Sicily: New data on the Triassic paleomargin of the Siculo-Tunissian platform. – *Facies*, **34/1**, 101–122, Berlin–Heidelberg.
- DI STEFANO, P., GRASSO, M. & GULLO, M. (1998): Nuove dati stratigrafici sui Terreni Carnici die Monte Altesinella (Sicilia Centrale). – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **117**, 73–86, Roma.
- DULLO, W.C. (1980): Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – *Facies*, **2**, 55–122, Berlin–Heidelberg.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleontology and facies of Upper Triassic reefs in Northern Calcareous Alps. – *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication*, **30**, 291–359, Tulsa.

- FLÜGEL, E. & SENOWBARI-DARYAN, B. (2001): Triassic Reefs of the Tethys. – In: STANLEY, G.D. (Ed.): The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems, 217–249, New York.
- GALE, L., RETTORI, R., MARTINI, R., SMUC, A., KOLAR-JURKOVSEK, T. & ROZIC, B. (2011): Duostominidae (Foraminifera, Robertinida) from the Upper Triassic beds of the Slovenian Basin (southern Alps, Slovenia). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **117**, 375–397, Milano.
- GALE, L., RETTORI, R. & MARTINI, R. (2012a): Critical review of Pseudocucurbitidae (Miliolina, Foraminifera) from the Late Triassic reef environments of the Tethyan area. – *Journal of Micropalaeontology*, **31**, 170–186, London.
- GALE, L., KOLAR JURKOVSEK, T., SMUE, A. & ROZIC, B. (2012b): Integrated Rhaetian foraminifera and Conodont biostratigraphy from the Slovenian Basin, eastern Southern Alps. – *Swiss Journal of Geosciences*, **105**, 435–462, Basel.
- HALLAM, A. (1990): The end-Triassic mass extinction event. – *Geological Society of America, Special Papers*, **247**, 577–583, Boulder.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H. (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971**, 458–485, Wien.
- JABLONSKÝ, E. (1973): Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **24/2**, 415–423, Bratislava.
- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. – 2 volumes, 970 pp., New York (Van Nostrand Reinhold).
- MARTINI, R., ZANINETTI, L., ABATE, B., RENDE, P., DOUBINGER, J., RAUSCHER, R. & VRIELYNCK, B. (1991): Sédimentologie et biostratigraphie de la formation Triasique Mufara (Sicile Occidentale): Foraminifères, Conodontes, Palynomorphes. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **97/2**, 131–152, Milano.
- MARTINI, R., VACHARD, D., ZANINETTI, L., CIRILLI, S., CORNÉE, J.-J., LATHUILIÈRE, B. & VILLENEUVE, M. (1997): Sedimentology, stratigraphy, and micropaleontology of the Upper Triassic reefal series in Eastern Sulawesi (Indonesia). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**, 157–174, Amsterdam.
- MARTINI, R., PEYBERNES, B. & MOIX, P. (2009): Late Triassic Foraminifera in reefal limestones of SW Cyprus. – *Journal of Foraminiferal Research*, **39/3**, 218–230, Washington, D.C.
- MICONNET, P., CIARAPICA, G. & ZANINETTI, L. (1983): Faune a Foraminifères du Trias supérieur d'affinité Sud-Téthysienne dans l'Apennin meridional (Basin de Lagone gro; Province de Potenza, Italie); comparaison avec l'Apennin septentrional. – *Revue de Paléobiologie*, **2**, 131–147, Genève.
- PILLER, W. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): *Foliotortus spinosus* n. gen. n. sp. – ein neues Mikrofossil (Foraminifera?) aus obertriadischen Riffkalcken von Sizilien. – *Facies*, **2**, 219–228, Berlin–Heidelberg.
- PIRDENI, A. (1987): Mikrofaziet dhe Foraminiferet bentosike Triasike NE Albanide. – *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **4**, 113–132, Tirana.
- PIRDENI, A. (1988): The Triassic benthic Foraminifera of Albania. – *Revue de Paléobiologie*, **2** (special volume), 145–152, Genève.
- POMONI-PAPAIANOANNOU, F., TRIFONOVA, E., TSAILA-MONOPOLIS, S. & KATSIAVRIAS, N. (1986): Lofer Type Cyclothems in a Late Triassic Dolomitic Sequence on the Eastern Part of Olympus. – *Geological and Geophysical Research, Special volume*, 403–417, Athens.
- RIEDEL, P. (1990): Riffbiotope im Karn und Nor (Obertrias) der Tethys: Entwicklung, Einschnitte und Diversitätsmuster. – PhD Thesis, University of Erlangen, 96 p., Erlangen.
- RIEDEL, P. (1991): Korallen in der Trias der Tethys: Stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster. Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **37**, 97–118, Wien.
- RÜFFER, T. & ZAMPARELLI, V. (1997): Facies and Biota of Anisian to Carnian Carbonate platforms in the Northern Calcareous Alps (Tyrol and Bavaria). – *Facies*, **37**, 115–136, Berlin–Heidelberg.
- SADATI, S.M. (1981): Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – *Facies*, **5**, 191–264, Berlin–Heidelberg.
- SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. (1981): Triassic Foraminifers of the West Carpathians. – 213 p., Bratislava.
- SAMUEL, O. & BORZA, K. (1981): *Paraophthalmidium* nov. gen. (Foraminifera) from the Triassic of the West Carpathians. – *Západné Karpaty, séria paleontológia*, **6**, 65–78, Bratislava (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra).
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen („Oberhät“-Riff-Kalke, Salzburg). – *Facies*, **1**, 245 S., Erlangen. doi:10.1007/BF02536461
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberrätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1978**, 165–184, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Zur Paläontologie eines kleinen Rifffes innerhalb der Amphyclinen Schichten (Lokalität: Huda Juzna, Slowenien). – *Razprave IV. razreda AZU*, **23**, 99–118, Ljubljana.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1983): Zur Gattung *Pseudocucurbita* BORZA & SAMUEL, 1978 (= pro *Cucurbita* JABLONSKÝ 1973) und Beschreibung vergleichbarer problematischer Organismen aus der Obertrias des alpinmediterranen Raumes. – *Rivista Italiana di Paleontologia*, **88/2**, 181–250, Milano.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1986): Neue Erkenntnisse über die Morphologie der Gattung *Pseudocucurbita* BORZA & SAMUEL (Foraminifera). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **32**, 137–147, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1987): Nachweis der Pseudocucurbiten in den Alpen (Foraminifera; Obere Trias). – *Senckenbergiana lethaea*, **68**, 255–261, Stuttgart.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1993): *Tignumparina zeissi* n. g., n. sp., eine Foraminifere aus dem Karn von Sizilien. – *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*, **43/1–3**, 181–200, Erlangen.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1994): Segmentierte Schwämme („Sphinctozoen“) aus der Obertrias (Nor) des Taurus-Gebirge (S-Türkei). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **50**, 415–446, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & ABATE, B. (1986): Zur Paläontologie, Fazies und Stratigraphie der Karbonate innerhalb der „Formazione Mufara“ (Obertrias, Sizilien). – *Naturalista siciliana, Serie IV*, **10**, 59–104, Palermo.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & BERNECKER, M. (2005): Carnian (Upper Triassic) reef biota from limestone blocks of different tectonic setting in the Oman Mountains. – *Beringeria*, **40**, 3–53, Würzburg.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & FLÜGEL, E. (1996): Nachweis einiger Riff-Foraminiferen und Problematika in den norischen Dachsteinkalken des Gosaukammes (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/2**, 247–271, Wien.

- SENOWBARI-DARYAN, B. & ZANINETTI, L. (1986): Taxonomic note on reefal Miliolacea (Protista: Foraminiferida) from the Upper Triassic Tethys. – Archives des Sciences Genève, **39/1**, 79–86, Genève.
- SENOWBARI-DARYAN, B., SCHÄFER, P. & ABATE, B. (1982): Obertriadische Riffe und Riffforganismen in Sizilien. – Facies, **6**, 165–184, Berlin–Heidelberg.
- SENOWBARI-DARYAN, B., STANLEY, G.D., JR. & ONOUE, T. (2012): Upper Triassic (Carnian) reef biota from the Sambosan Accretionary Complex, Kyushu Japan. – Facies, **58**, 671–684, Berlin–Heidelberg.
- ZANINETTI, L. (1977): Sur quelques synonymes du genre *Galeanella* KRISTAN, 1958, un Foraminifère de la Téthys triasique. – Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève, **2**, 1–3, Genève.
- ZANINETTI, L. & ALTINER, D. (1981): Les Galéanelles (Foraminifères) et formes apparentées dans le Trias supérieur de la Téthys. – Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève, **8**, 41–44, Genève.
- ZANINETTI, L. & ALTINER, D. (1983): "L'effet de cavité" dans la paroi des Foraminifères porcelanes recristallisés: Deux exemples, les Milioliporidae (Galeanellinae et Pseudocucurbitinae) et les Nubeculariidae (Ophthalmidiinae). – Revue de Paléobiologie, **2/1**, 9–11, Genève.
- ZANINETTI, L. & MARTINI, R. (1992): *Cucurbita* JABLONSKÝ et *Urnulinella* BORZA et SAMUEL (Foraminifères) dans le Trias (Ladinian?–Carnian) méditerranéen en faciès récifal morphologie et taxonomie. – Archives des Sciences Genève, **45/1**, 23–42, Genève.
- ZANINETTI, L., ALTINER, D., DAGER, Z. & DUCRET, B. (1982a): Les Milioliporidae (Foraminifères) dans le Trias supérieur à faciès récifal du Taurus, Turquie. I: Proposition pour une nouvelle subdivision. – Revue de Paléobiologie, **1/1**, 93–103, Genève.
- ZANINETTI, L., ALTINER, D., DAGER, Z. & DUCRET, B. (1982b): Les Milioliporidae (Foraminifères) dans le Trias supérieur à faciès récifal du Taurus, Turquie. II: Microfaunes associées. – Revue de Paléobiologie, **1/2**, 105–139, Genève.
- ZANINETTI, L., CIARAPICA, G., CIRILLI, S. & CADET, J.-P. (1985): *Miliol-echina stellata* n. gen. n. sp. et *Hirsutospirella pilosa*, n. gen. n. sp. (Foraminifères), dans le Trias supérieur (Norian) à faciès récifal des Dinarides. – Revue de Paléobiologie, **4/2**, 331–341, Genève.
- ZANINETTI, L., MARTINI, R. & ALTINER, D. (1992): Les Miliolina (Foraminifères): Proposition pour une nouvelle subdivision; description des familles Hydraniidae, n. fam. et Siculocustidae n. fam. – Revue de Paléobiologie, **11/1**, 213–217, Genève.



---

## Plate 1

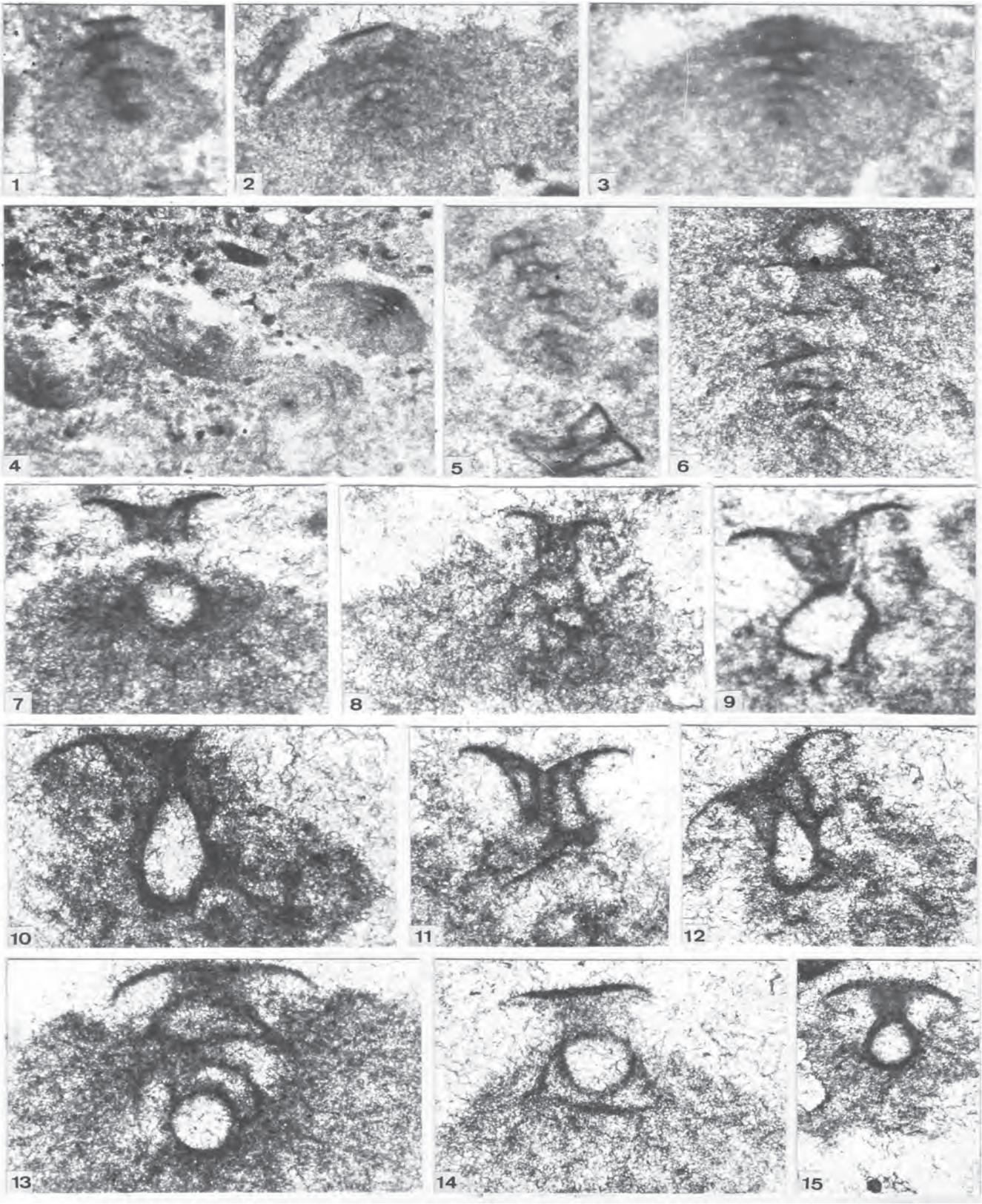
### *Cucurbita minima* nov. sp. and *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ.

Figs. 1–6: *Cucurbita minima* nov. sp.; Figs. 1–2, 5–6 from the Carnian limestone of Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary; Figs. 3–4 from the Carnian Mufara Formation, Madonie Mountains, Sicily.

- Fig. 1: Longitudinal section through several chambers arranged chain-like one above the others.  
Thin section 13F1, x 70.
- Fig. 2: Similar section like Fig. 1. Only the collars of some chambers and the bristle are visible.  
Thin section 13F1, x 70.
- Fig. 3: *Cucurbita minima* nov. sp., holotype (magnification from Fig. 4, right in photograph). Section through several small chambers. Apparently the base of the chambers carries the bristles.  
Thin section S6/16, x 70.
- Fig. 4: Section through the holotype (right in photograph) and several other specimens recognisable by the bristles.  
Thin section S6/16, x 30.
- Fig. 5: Section through a specimen of *Cucurbita minima* nov. sp. with several chambers and through two chambers of *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp.  
Thin section 13F1/1, x 70.
- Fig. 6: Thin section 13F1/2, x 110.

Figs. 7–15: *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ from the the Carnian limestone of Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary.

- Fig. 7: Section through one chamber with broad collar. The bristles are mainly around the chamber lumen and not well recognisable.  
Thin section 13F1a, x 110.
- Fig. 8: Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 9: Similar like Fig. 8. Thin section unknown.
- Fig. 10: Section through two amphora-like chambers with broad collar.  
Thin section 13F1a, x 130.
- Figs. 11–12: Sections similar to Fig. 7. Thin section 13F1, x 110.
- Figs. 13–14: Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 15: ?x 110.
-



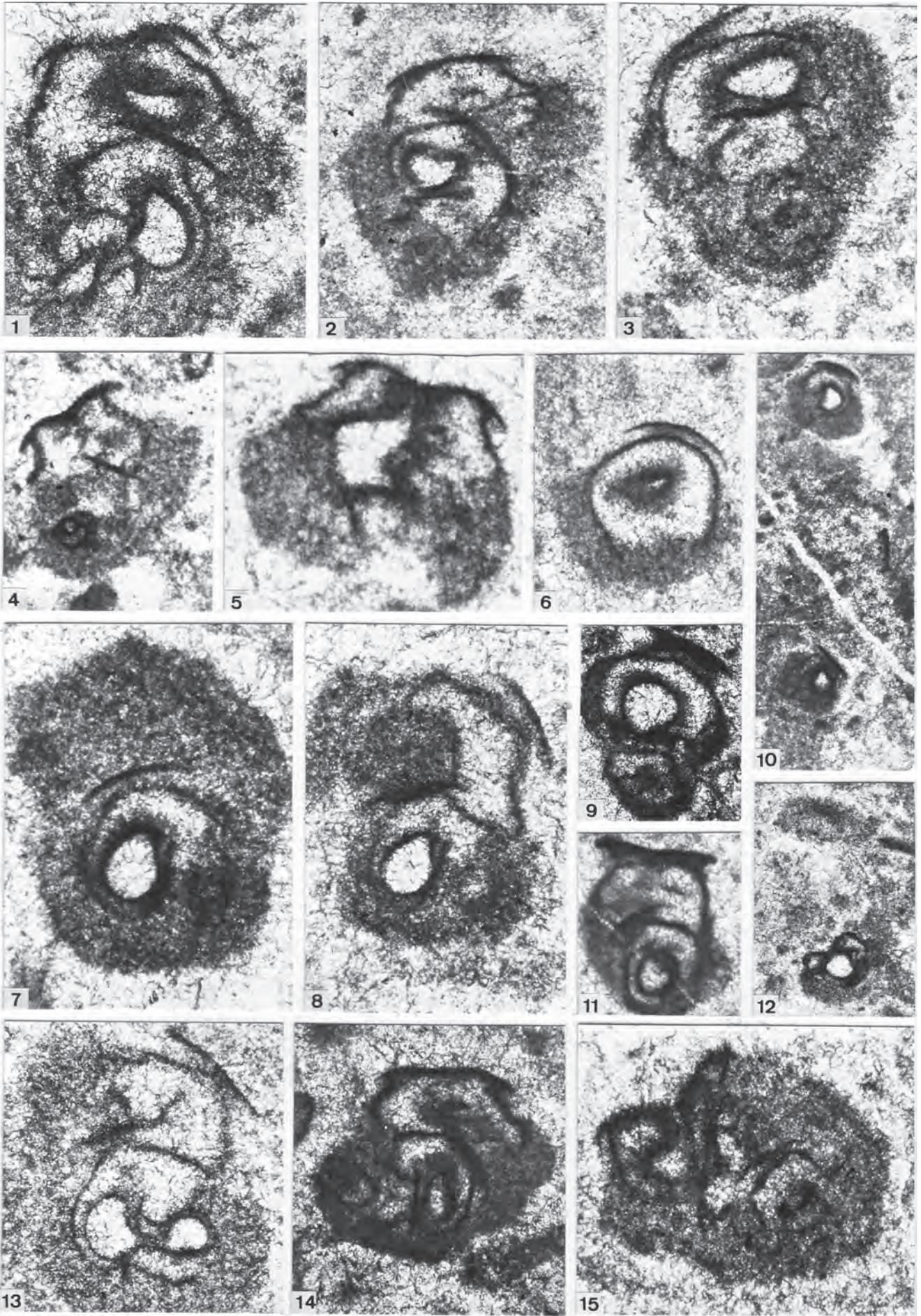
---

## Plate 2

### *Urnulinella androsovi* BORZA & SAMUEL.

Figs. 1–15: *Urnulinella androsovi* BORZA & SAMUEL from the Carnian of Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary

- Fig. 1: Section through three chambers. The younger chambers overlap the preceding chamber(s) usually on one side. Thin section 13F1a, x 110.
- Fig. 2: Similar section to Fig. 1. Some bristles around the test. Thin section 13F50, x 70.
- Fig. 3: Similar to Fig. 1. Note the bristles (filaments) around the test, but the collar of the young chamber is free from filaments. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 4: Section through two chambers. Thin section 13F50, x 70.
- Fig. 5: Similar to Fig. 4. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 6: Marginal section through the last chamber, corresponding the species described as *Amphorella subsphaerica* by BORZA & SAMUEL 1977a (= *Cucurbita subsphaerica* according to GALE et al., 2012a). Thin section 13F50, x 70.
- Fig. 7: Section through a chamber. Thin section 13F21, x 110.
- Fig. 8: Section similar to Fig. 2. Thin section 13F50, x 110.
- Fig. 9: Thin section 13F39, x 70.
- Fig. 10: Sections through the last chamber of two specimens. Thin section 13F50, x 70, 13F21, x 30.
- Fig. 11: Thin section 13F39, x 30.
- Fig. 12: Thin section 13F1, x 30.
- Fig. 13: Section through three chambers. The first two chambers are arranged at an angle of 90 degrees. Note the bristles around the chambers. Thin section 13F50, x 110.
- Fig. 14: Section similar to Fig. 13. Thin section 13F50, x 70.
- Fig. 15: Section through three chambers with well-developed bristles around the test. Thin section 13F1a, x 110.



---

## Plate 3

*Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL, *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ and *Cucurbita minima* nov. sp.

Figs. 1–5: *Urnulinella andrusovi* BORZA & SAMUEL from the Carnian reef boulders within the Mufara Formation in Sicily.

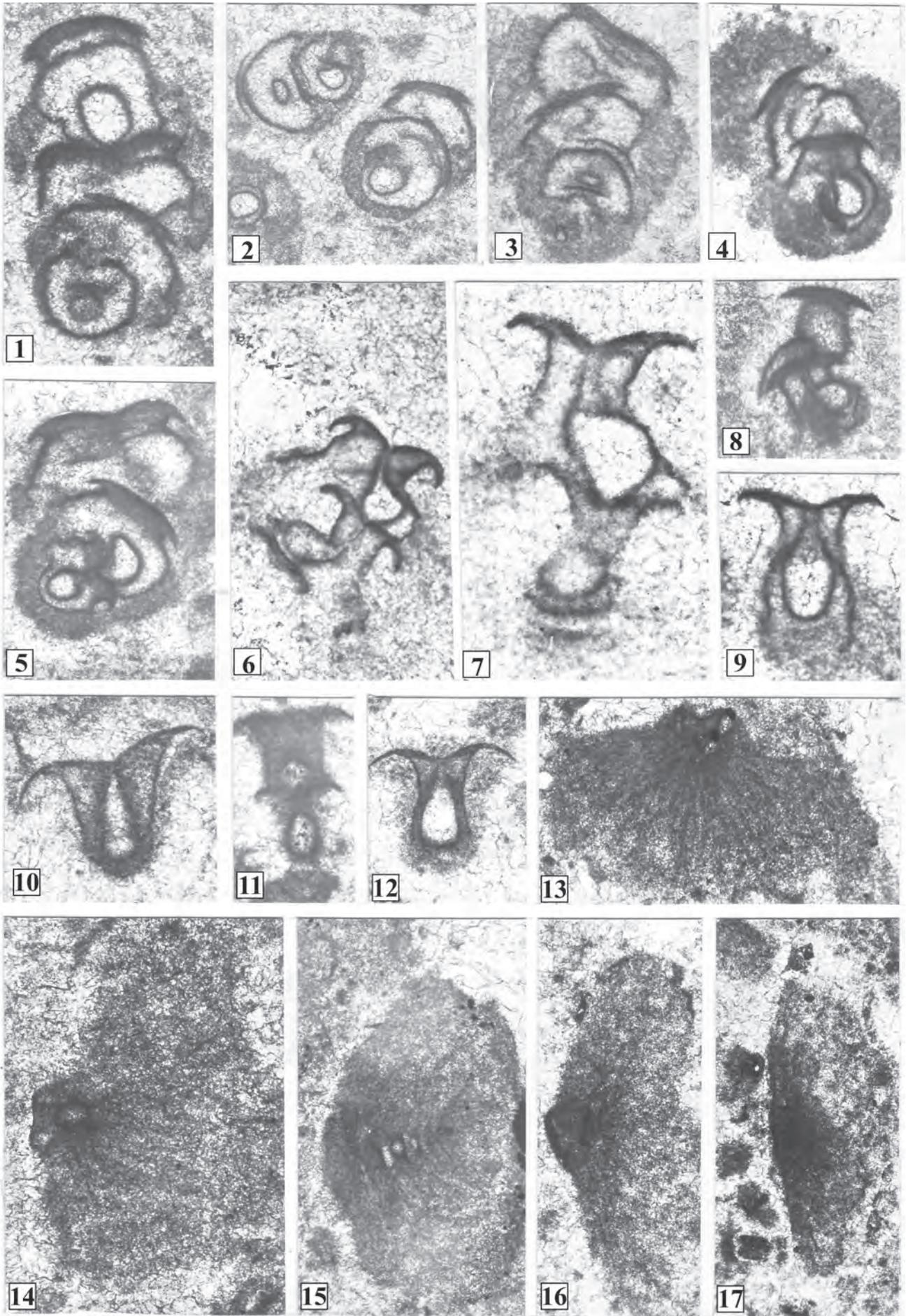
- Fig. 1: Section through four chambers. Thin section Mu31/6, x 70.
- Fig. 2: Sections through two chambers of two specimens. Thin section Mu31/5, x 50.
- Fig. 3: Similar section as in Fig. 1. Thin section Mu5/1, x 70.
- Fig. 4: Similar to Fig. 2. Thin section S6/170/1, x 60
- Fig. 5: Similar to Fig. 3. Thin section Mu30/2, x 70,

Figs. 6–12: *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ from the Carnian reef boulders within the Mufara Formation in Sicily.

- Fig. 6: Section through three chambers (the old chamber is cut only through the collar). Thin section S6/170/1, x 120.
- Fig. 7: Similar to Fig. 6. Thin section S6/170/1, x 200.
- Fig. 8: Similar to Fig. 7. Thin section Mu/4, x 70.
- Fig. 9: Section through the last chamber of a specimen. Thin section S6/170, x 120.
- Fig. 10: Similar to Fig. 9. Thin section Mu3/1, x 70.
- Fig. 11: Section through two chambers. Thin section Mu71/6, x 70.
- Fig. 12: Similar to Fig. 10. Thin section Mu3/1, x 70.

Figs. 13–17: *Cucurbita minima* nov. sp. from the Carnian reef boulders within the Mufara Formation in Sicily.

- Fig. 13: Section through a specimen with well-developed long bristles. The last chamber is recognisable. Thin section Mu32, x 50.
- Fig. 14: Similar section to Fig. 13. Thin section Mu32, x 60.
- Fig. 15: Section through several chambers surrounded by well-developed and long bristles (filaments). Thin section Mu32, x 30.
- Fig. 16: Similar section as in Fig. 13. Thin section Mu4, x 30.
- Fig. 17: Section through the bristles of a specimen. Thin section Mu16, x 30.



---

## Plate 4

### *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. and *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN.

Figs. 1–13: *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. from the Carnian limestones of the of Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary. Note the thick chamber walls and the indistinct collar on the distal part of the chambers in all specimens.

- Fig. 1: Longitudinal section through three chambers. Thin section 13F21, x 110.
- Fig. 2: Marginal section through two chambers. Thin section 13F1a, x 110.
- Fig. 3: Similar section as in Fig. 2. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 4: Section through two specimens. Thin section 13F21, x 30.
- Fig. 5: Similar section as in Fig. 2. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 6: Similar section as in Fig. 5. Thin section 13F1a, x 110.
- Fig. 7: Marginal section through two chambers. Thin section 13F1a, x 110.
- Fig. 8: Section through a single chamber. Thin section 13F1a, x 60.
- Fig. 9: Similar as Fig. 3. Thin section A999/1, x 110.
- Fig. 10: Marginal section through two chambers. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 11: Similar as Fig. 10. Thin section 13F1, x 110.
- Fig. 12: Section through a specimen of *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ (at the top) and *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp. (at the base). Thin section 13F50, x 40.
- Fig. 13: *Cucurbita aggtelekensis* nov. sp., holotype. Section through four chambers arranged on a curved line. Note the thickness of the chamber walls and the indistinct collar at the distal part of chambers. Thin section 13F1, x 110.

Figs. 14–17: *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN from the Carnian of Mufara Formation, Sicily.

- Fig. 14: Longitudinal section. Thin section S6/27, x 250.
- Fig. 15: Similar to Fig. 14. Thin section S6/28/3, x 250.
- Fig. 16: Section through the last chamber. Thin section S6/28/3, x 250.
- Fig. 17: Similar to Fig. 14. Thin section S6/27, x 250.
-



---

## Plate 5

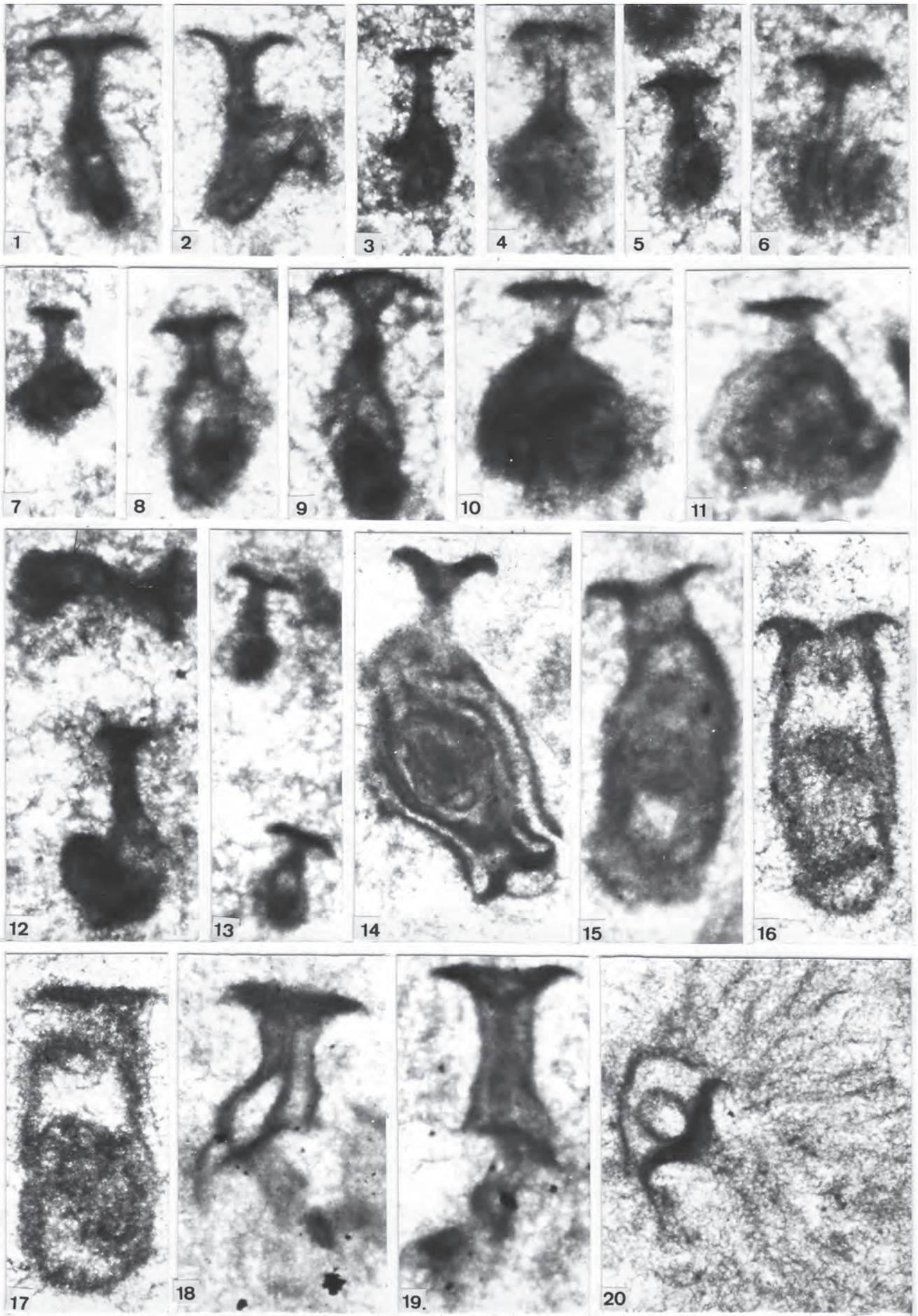
### *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN and *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ.

Figs. 1–14, 15?–17?: *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN; Figs. 1–6, 8–14 from the Carnian reef boulder within the Mufara Formation in Cozzo Paparina, Sicily; Figs. 7, 15–17 from the Carnian limestones of the Aggtelek karst, Alsohegy Mountains, Hungary (Material: RIEDEL, 1990).

- Fig. 1: Thin section S6/72/6, x 250.
- Fig. 2: Thin section S6/15, x 250.
- Fig. 3: Thin section S6/26, x 250.
- Fig. 4: Thin section S6/68/2, x 250.
- Fig. 5: Thin section S6/15, x 250.
- Fig. 6: Thin section S6/16, x 250.
- Fig. 7: Thin section 13/F1/1, x 250.
- Fig. 8: Thin section S6/67, x 250.
- Fig. 9: Thin section S6/28/3, x 250.
- Fig. 10: Thin section S6/68/2, x 250.
- Fig. 11: Thin section S6/16, x 250.
- Fig. 12: Thin section S6/26, x 250.
- Fig. 13: Thin section S6/67, x 250.
- Fig. 14: Thin section S6/17, x 150.
- Fig. 15: Thin section Ag/56/2, x 240.
- Fig. 16: Thin section 13/F1/1, x 160.
- Fig. 17: Thin section 13F1/1, x 200.

Figs. 18–20?: *Cucurbita infundibuliforme* JABLONSKÝ from the Carnian reef boulder within the Mufara Formation in Cozzo Paparina, Sicily.

- Fig. 18: Thin section S6/16, x 130.
  - Fig. 19: Thin section S6/16, x 150.
  - Fig. 20: Thin section S6/26, x 110.
-



---

## Plate 6

*Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN, 1983, *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN, 1983) and *Cucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN, 1983.

Figs. 1–4: *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN, 1983.

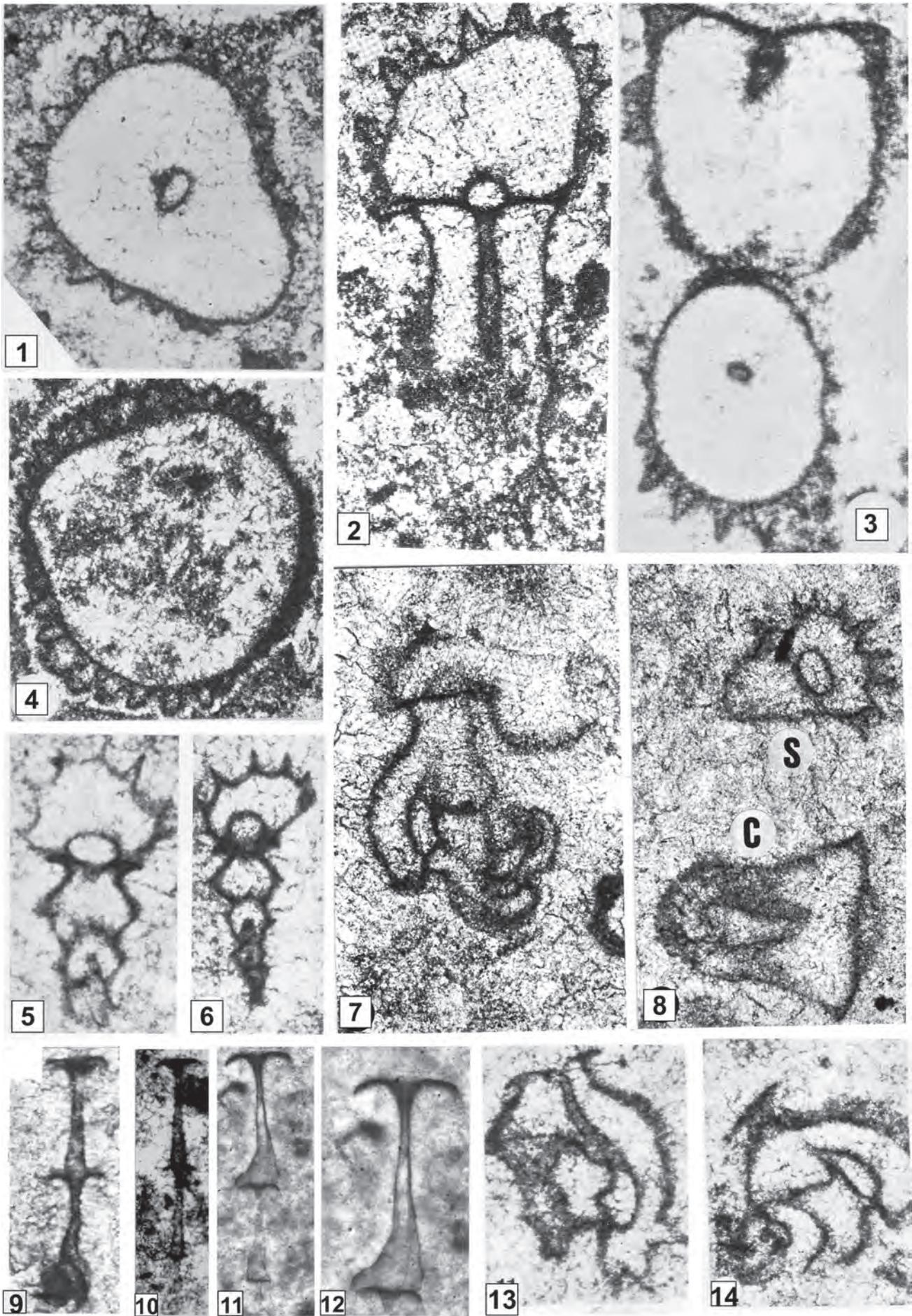
- Fig. 1: Cross section of a chamber exhibiting the costae (ribs) and the well preserved line between the costae and test. Re-illustrated from MICONNET et al. (1983: Pl. 2, Fig. 2), about x 110.
- Fig. 2: The section through a specimen shows cross- and longitudinal sections of two chambers. The cross section (upper part) clearly exhibits very well the ribs arranged around the line, similar to Fig. 1. The lower chamber is cut in a longitudinal section, therefore the (longitudinal) ribs are not visible. Re-illustrated from DI STEFANO et al. (1990: Pl. 4, Fig. 2), about x 150.
- Fig. 3: Section through two chambers. The lower chamber is cut almost perpendicularly, showing the ribs around the line similar to Fig. 1 or 2. The upper chamber is cut longitudinally and does not show the ribs as in Fig. 2. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 19, Fig. 4), about x 200.
- Fig. 4: The cross section through a chamber shows similar characteristics as Fig. 1. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 20, Fig. 2), about x 100.

Figs. 5–8, 13–14: *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN, 1983); Figs. 7–8 from a Norian-Rhaetian reef near Sarmaika in Peloponnese, Greece.

- Fig. 5: Longitudinal section through a specimen showing four chambers. The youngest chamber distinctly shows the ribs, which are formed by the folded chamber wall. The ribs of the second oldest chamber are not well recognisable. The third chamber, which is cut longitudinally, does not show the ribs. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 21, Fig. 1), about x 40.
- Fig. 6: Similar section like Fig. 1. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 21, Fig. 2), about x 70.
- Fig. 7: Section through a specimen exhibiting four chambers. All chambers are cut longitudinal. Chambers are arranged above the other at 90° and overlap the preceding chambers. Shape of the chambers is pear-like (pyriform), GO14, x 100.
- Fig. 8: S) *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN) and *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN (C). The first species (S) shows the ribs, formed by the folded chamber wall, GO14, x 100.

Figs. 9–12: *Cucurbita longicollum* SENOWBARI-DARYAN, 1983.

- Fig. 9: Longitudinal section through two chambers arranged one above the other. Note the involution of the initial part of the first chamber, S6170/4, x 180.
- Fig. 10: Longitudinal section through three chambers arranged one above the others. Note the involution of the initial part of the first chamber (compare Text-Fig. 3), S6/28/3, x 60.
- Fig. 11: Longitudinal section through three chambers. The oldest chamber is cut only through its collar, S6/170/3, x 80.
- Fig. 12: Longitudinal section exhibiting a whole chamber on the collar of the preceding chamber, S6/170/3, x 120.
- Fig. 13: Section through two chambers of a specimen exhibiting the ribs of the younger chamber (oblique section), formed by the folded chamber wall. The younger chamber overlaps the old chamber on one side. Note the well-developed collar of the youngest chamber. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 21, Fig. 11), about x 60.
- Fig. 14: Section from a specimen showing the pear-like (pyriform) chambers. The youngest chamber overlaps at least two older chambers on one side. Re-illustrated from SENOWBARI-DARYAN (1983: Pl. 21, Fig. 9), about x 100.
-







## Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2001–2003 und 2009–2016

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 9 Retz

##### **Bericht 2014 über geochemische und petrografische Untersuchungen im Thayabatholith im Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz**

MICHAEL MATZINGER & FRIEDRICH FINGER  
(Auswärtige Mitarbeiter)

##### **Einleitung**

Der cadomische Thayabatholith, tektonisch tiefster und östlichster Teil der moravischen Einheit der Böhmisches Masse in Österreich, ist im Thayatal in einem langen Querprofil angeschnitten, wodurch sich eine ausgezeichnete Möglichkeit zum Studium der internen plutonischen und metamorphen Strukturen ergibt. Auf österreichischer Seite ist der Thayabatholith im Thayatal bisher einheitlich unter der Bezeichnung „Biotit- bis Zweiglimmergranit, im westlichen Teil geschiefert“ kartiert worden (ROETZEL et al., 1999, 2004). Am Westende des Batholiths ist eine ca. 500 m mächtige Randzone unter der Bezeichnung „Zweiglimmergranit, blastomylonitisch“ extra ausgehalten, jedoch nur auf tschechischer Seite nördlich der Thaya. Am Ostende des Batholiths sind im tschechischen Grenzraum zwischen Havraníky und Znojmo Körper von Granodiorit ausgewiesen.

Unsere Aufgabe war es herauszufinden, ob sich im Thayatal-Profil auf geochemischem Weg verschiedene Granitarten (Teilintrusionen) differenzieren lassen, so wie das in den letzten Jahren im Südteil des Thayabatholiths auf Blatt Horn gelungen ist (SCHITTER, 2003; FINGER & RIEGLER, 2008; KREUZER & FINGER, 2012).

##### **Geländebefund**

Nach einer ersten Übersichtsbegehung im Oktober 2013 mit den Kollegen R. Roetzel und M. Linner (Geologische Bundesanstalt) erfolgte eine eingehende Beprobung des Profils im Spätherbst 2013 durch M. Matzinger. Die Aufschlussverhältnisse entlang der Thaya sind sowohl an der österreichischen als auch an der tschechischen Talflanke sehr gut. Immer wieder finden sich hohe Felswände, an deren Fuß sich oft steile Blockhalden mit metergroßen Granitblöcken gebildet haben. Speziell an den Prallhängen des Flusses gibt es sehr frische Aufschlüsse. Durch kombinierte Beprobung an beiden Ufern konnte so ein nahezu lückenloses, etwa 5 km langes Ost-West-Profil erfasst werden. Östlich des Thayaknicks bei Devět Mlýnů wurden noch weitere Beprobungen abseits des Thayatals durchgeführt, um das Querprofil durch den Batholith zu vervollständigen. Die östlichsten Proben kommen von einem kleinen Steinbruch bei Havraníky, der einen der genannten Granodioritkörper aufschließt. Gegen Westen wurde die Beprobung mit dem Einsetzen der Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe beendet, wobei noch zwei, schon in den Glimmerschiefern eingeschaltete Granitgneislagen miterfasst wurden. Insgesamt wurden 65 Proben ziemlich gleichmäßig über das Profil verteilt genommen.

Nach dem makroskopischen Eindruck ist das granitische Material des Thayabatholiths entlang des gesamten Profils nur wenig variabel. Bei mittlerer Korngröße (2–10 mm) zeigt es ein hell- bis mittelgraues Erscheinungsbild, mit gelblich-bräunlichem Stich im Falle stärkerer Verwitterung. Gegen Westen ist eine Zunahme der Verschiebung beobachtbar. Aber auch die östlichsten Teile des Batholiths sind bereits schwach verschiefert und niedriggradig metamorph überprägt. Die ganz im Osten kartierten Grano-

diorite unterscheiden sich makroskopisch kaum von den anschließenden, als „Biotit- bis Zweiglimmergranit, im westlichen Teil geschiefert“ bezeichneten Varianten. Im Westen des Profils scheint die zunehmende Deformation mit einem etwas dunkleren Erscheinungsbild der Gesteine einherzugehen und es tritt gleichzeitig auch mehr metamorpher Muskovit in Erscheinung. Speziell im Nahebereich zur Therasburg-Gruppe nimmt das granitische Material oft eine mylonitische Textur an (Bereich Wendlwiese/Steinerne Wand und gegenüberliegendes tschechisches Ufer), was auf tschechischer Seite durch die Kartensignatur „Zweiglimmergranit, blastomylonitisch“ zum Ausdruck gebracht wurde.

### Die wichtigsten Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen im Überblick

Von den 65 eingeholten Proben wurden 43 geochemisch analysiert. Die Analysen sind in Tabelle 1 aufgelistet, und zwar geordnet von Westen nach Osten. Die Ergebnisse bestätigen den Feldbefund, wonach der Thayabatholith im Thayatal kaum differenziert ist. Die Geochemie zeigt, dass im Wesentlichen nur Retzer Granit (FINGER & RIEGLER, 2007, 2008, 2012) vorliegt. Auch die Granodioritkörper im Osten fallen in die Bandbreite dieses Biotit-Granits bis Biotit-Granodiorits, der von FINGER & RIEGLER (2012) als kalkalkalisch mit  $K_2O$ -Werten von 3,5–5 Gew. %,  $Na_2O$ -Gehalten um 4 Gew. % und  $SiO_2$ -Gehalten von 70–74 Gew. % charakterisiert wird. Die Zr-Gehalte (80–150 ppm) sind im Vergleich zum Eggenburger Granit des südlichen Moravikums

Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	MM 55-13	MM 98-13	MM 57-13	MM 58-13	MM 104-13	MM 103-13	MM 59-13	MM 100-13	MM 60-13	MM 54-13	MM 61-13
Gestein	GT	GT	sH	sH	RGr	RGr	RGr	RGr	RGr	RGr	RGSW
SiO <sub>2</sub> (%)	67,43	68,31	75,12	74,39	70,14	73,17	67,98	68,89	69,44	68,40	69,85
TiO <sub>2</sub> (%)	0,46	0,42	0,11	0,08	0,14	0,18	0,28	0,29	0,38	0,37	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	16,27	16,86	14,17	13,75	16,51	15,22	16,65	15,61	15,92	15,74	14,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	4,08	3,27	1,37	0,86	1,23	1,45	2,58	2,82	2,92	2,81	2,34
MnO (%)	0,09	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06
MgO (%)	1,40	0,88	0,31	0,24	0,49	0,52	0,85	0,84	1,24	1,54	1,23
CaO (%)	2,69	3,08	0,44	0,30	0,67	0,44	1,30	1,60	2,27	1,21	0,81
Na <sub>2</sub> O (%)	5,38	4,80	6,16	3,80	3,82	4,86	4,35	4,20	4,65	4,12	4,19
K <sub>2</sub> O (%)	1,87	2,22	1,60	5,34	5,16	2,72	4,48	3,85	2,92	3,91	4,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,18	0,13	0,21	0,20	0,10	0,12	0,11	0,15	0,15	0,18	0,13
SO <sub>3</sub> (%)	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
GV (%)	1,02	0,94	1,15	0,71	1,26	1,40	0,95	1,30	1,07	1,28	0,99
<b>Summe</b>	<b>100,88</b>	<b>100,96</b>	<b>100,67</b>	<b>99,69</b>	<b>99,56</b>	<b>100,10</b>	<b>99,62</b>	<b>99,60</b>	<b>101,04</b>	<b>99,62</b>	<b>99,52</b>
Rb (PPM)	113	116	61	170	174	95	127	116	101	137	161
Sr (PPM)	200	239	112	113	240	217	348	475	387	353	279
Ba (PPM)	628	535	165	302	777	463	1010	894	573	525	453
Th (PPM)	9	13	5	6	10	17	10	4	6	7	9
La (PPM)	32	37	7	7	7	26	45	14	26	41	23
Ce (PPM)	62	76	19	25	51	77	69	40	46	64	47
Nd (PPM)	27	31	10	10	8	22	25	11	23	32	17
Ga (PPM)	17	20	15	14	19	20	22	19	19	18	18
Nb (PPM)	8	10	13	9	12	12	13	17	12	14	12
Zr (PPM)	143	156	51	50	122	138	200	199	120	139	129
Y (PPM)	14	8	13	15	18	12	16	9	9	28	15
Sc (PPM)	7	1	6	10	3	7	3	5	9	2	2
Pb (PPM)	10	8	8	27	24	5	18	12	14	8	23
Zn (PPM)	62	41	16	15	26	24	49	58	56	56	53
V (PPM)	29	13	6	3	3	7	8	5	17	18	15
Co (PPM)	7	5	3	1	u.d.N.	1	4	2	4	5	2
Cr (PPM)	1	6	u.d.N.	5	5	6	15	u.d.N.	u.d.N.	12	2
Ni (PPM)	4	6	4	4	4	5	3	4	5	4	4
Koordinaten											
R	567597	568144	567786	567789	568212	568284	567786	568008	568111	568170	568048
H	5409517	5410260	5409460	5409460	5410013	5410081	5409460	5409535	5409390	5409369	5409071

Tab. 1., Teil 1.

relativ niedrig, wogegen die Sr-Gehalte mit 200–400 ppm vergleichsweise hoch sind (FINGER & RIEGLER, 2012).

Obwohl sehr genau darauf geachtet wurde, konnten keinerlei Einschaltungen des Eggenburger Granits, mit subalkalischer Zusammensetzung, festgestellt werden. Ebenso wenig ergaben sich Hinweise für ein Auftreten von Gauderndorfer Granodiorit, Passendorfer Tonalit bis Granodiorit oder Gumpinger Granodiorit. Alle diese im Süden des Thayabatholiths weitverbreiteten cadomischen Granitarten treten im Thayatalprofil nicht auf.

Allerdings haben unsere sehr detaillierten geochemischen Untersuchungen interessante Hinweise auf das Vorliegen einer schwachen magmatischen Kern-Rand-Zonierung innerhalb des Retzer Plutons erbracht. Auf diese und weitere subtile chemische Variationen innerhalb des Retzer Gra-

nits, die entlang des Profils gefunden wurden (z.B. Varietät Steinerne Wand) wird anschließend noch eingegangen.

Als Besonderheit fanden sich ganz im Hangenden des Thayabatholiths, im unmittelbaren Grenzbereich zur Therasburg-Gruppe, geringmächtige helle Granitoide, die sich durch erhöhte  $P_2O_5$ -Gehalte vom Retzer Granit unterscheiden, und eine eigene bisher unbekannte Granitart im Moravikum darstellen. Eine genauere Charakterisierung dieses Granits folgt weiter unten.

Die beiden randlich in den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe eingeschalteten Granitgneislagen setzen sich vom Retzer Granit durch niedrigeres  $SiO_2$  und  $K_2O$  ab und zeigen so Affinitäten zum Therasburger Tonalit-/Granodioritgneis (siehe unten).

Probe	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	MM 62-13	MM 101-13	MM 63-13	MM 79-13	MM 82-13	MM 83-13	MM 64-13	MM 84-13	MM 85-13	MM 45-13	MM 87-13
Gestein	RGSW	RGSW	RGSW	RGSW	RGSW	RGr	RGr	RGr	RGr	RGr	RGr
SiO <sub>2</sub> (%)	70,38	70,90	70,09	69,66	70,80	70,66	70,44	71,12	70,78	71,18	71,94
TiO <sub>2</sub> (%)	0,28	0,31	0,29	0,32	0,24	0,35	0,31	0,27	0,25	0,26	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	15,36	14,94	15,28	15,44	15,38	15,40	14,92	14,54	15,22	14,97	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	2,14	2,38	2,34	2,28	1,71	2,32	2,28	2,12	2,09	2,11	1,72
MnO (%)	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06
MgO (%)	1,17	1,18	1,34	1,35	1,10	0,75	1,08	0,56	0,68	0,70	0,58
CaO (%)	0,92	0,32	0,74	0,82	0,47	2,52	1,48	2,32	2,30	1,88	1,81
Na <sub>2</sub> O (%)	3,79	4,35	4,13	3,79	3,93	4,03	4,16	3,70	4,14	3,96	3,92
K <sub>2</sub> O (%)	5,13	3,94	4,22	4,47	4,82	3,84	3,88	4,16	3,70	3,87	4,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,15	0,11	0,12	0,14	0,09	0,13	0,14	0,14	0,09	0,10	0,10
SO <sub>3</sub> (%)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
GV (%)	1,16	1,47	0,96	1,30	1,09	0,86	1,02	0,65	0,72	1,04	0,74
<b>Summe</b>	<b>100,53</b>	<b>99,96</b>	<b>99,58</b>	<b>99,63</b>	<b>99,69</b>	<b>100,94</b>	<b>99,78</b>	<b>99,64</b>	<b>100,04</b>	<b>100,13</b>	<b>99,55</b>
Rb (PPM)	129	140	131	150	145	121	133	125	119	139	145
Sr (PPM)	244	133	276	192	217	379	367	376	360	318	296
Ba (PPM)	635	450	599	383	495	646	490	694	551	598	486
Th (PPM)	13	10	9	12	7	7	6	6	5	10	7
La (PPM)	25	12	21	25	13	16	18	31	23	23	14
Ce (PPM)	55	25	38	44	20	36	35	49	37	22	30
Nd (PPM)	23	12	21	16	19	14	17	25	21	21	13
Ga (PPM)	18	18	20	20	19	18	20	19	19	21	19
Nb (PPM)	9	11	10	12	10	15	11	12	12	12	13
Zr (PPM)	110	120	122	133	96	111	117	115	107	89	92
Y (PPM)	11	11	12	13	11	25	18	20	16	16	14
Sc (PPM)	6	6	4	6	4	6	1	4	2	7	5
Pb (PPM)	11	10	7	7	10	13	12	15	10	11	25
Zn (PPM)	39	49	46	45	38	47	48	46	44	62	58
V (PPM)	15	18	12	11	12	19	16	17	18	14	6
Co (PPM)	5	3	3	2	3	3	3	4	3	4	2
Cr (PPM)	5	3	11	7	4	u.d.N.	12	12	1	5	21
Ni (PPM)	4	5	3	4	4	6	3	4	5	6	4
Koordinaten											
R	567987	568306	567988	568147	568028	568112	567927	568169	568242	568629	568630
H	5408944	5409446	5408683	5409101	5408537	5408209	5408148	5408166	5408098	5407747	5407923

Tab. 1., Teil 2.

Probe	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	MM 88-13	MM 91-13	MM 52-13	MM 89-13	MM 46-13	MM 47-13	MM 48-13	MM 40-13	MM 42-13	MM 74-13	MM 95-13
Gestein	RGk	RGk?	RGk?	RGk	RGk	RGk	RGk	RGk	RGk	RGk	RGk
SiO <sub>2</sub> (%)	71,82	71,38	70,77	71,55	72,35	72,99	72,30	72,29	71,62	71,41	71,37
TiO <sub>2</sub> (%)	0,20	0,28	0,26	0,20	0,20	0,17	0,20	0,17	0,21	0,17	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	15,05	14,56	14,95	14,99	15,67	14,43	14,98	15,12	15,05	14,82	15,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	1,72	1,57	1,97	1,68	1,64	1,33	1,69	1,57	1,78	1,46	1,63
MnO (%)	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06
MgO (%)	0,42	0,43	0,83	0,61	0,25	0,37	0,39	0,33	0,46	0,42	0,49
CaO (%)	1,99	1,79	1,43	1,65	0,74	1,64	1,98	0,85	1,98	1,85	1,39
Na <sub>2</sub> O (%)	4,41	5,04	4,27	4,11	4,30	4,20	4,50	4,34	4,27	3,97	4,28
K <sub>2</sub> O (%)	3,37	3,52	3,93	3,96	4,08	3,85	3,56	3,91	3,53	4,62	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,08	0,14	0,10	0,09	0,06	0,10	0,10	0,06	0,09	0,09	0,10
SO <sub>3</sub> (%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
GV (%)	0,68	0,84	0,98	0,74	1,11	0,66	0,88	0,93	0,67	0,79	0,85
<b>Summe</b>	<b>99,81</b>	<b>99,60</b>	<b>99,54</b>	<b>99,66</b>	<b>100,44</b>	<b>99,79</b>	<b>100,65</b>	<b>99,63</b>	<b>99,72</b>	<b>99,66</b>	<b>99,51</b>
Rb (PPM)	141	109	115	140	143	143	142	147	147	164	150
Sr (PPM)	350	304	275	357	223	295	311	265	366	308	336
Ba (PPM)	706	638	571	654	631	381	533	630	737	590	664
Th (PPM)	9	10	7	10	17	7	6	12	10	8	4
La (PPM)	29	17	34	30	29	20	26	18	20	22	16
Ce (PPM)	49	50	53	55	53	29	49	36	23	37	29
Nd (PPM)	27	11	23	13	28	16	18	12	17	18	14
Ga (PPM)	19	15	19	19	19	19	20	19	19	18	19
Nb (PPM)	11	12	9	11	15	11	12	12	10	11	12
Zr (PPM)	113	148	125	118	127	102	116	97	121	93	106
Y (PPM)	14	15	17	11	67	13	16	15	10	12	15
Sc (PPM)	2	u.d.N.	5	5	4	u.d.N.	9	5	4	3	u.d.N.
Pb (PPM)	12	9	12	11	15	16	12	14	9	15	15
Zn (PPM)	41	24	46	43	43	37	50	39	50	41	45
V (PPM)	3	12	8	10	8	6	7	8	8	10	9
Co (PPM)	0	1	2	2	2	1	2	2	2	2	u.d.N.
Cr (PPM)	1	6	3	10	3	8	4	2	5	3	1
Ni (PPM)	5	4	4	3	5	4	3	5	4	3	4
Koordinaten											
R	568753	569148	569043	568910	568813	569075	569161	569404	569395	569737	569970
H	5407827	5408782	5408438	5407812	5407729	5407790	5407963	5408370	5408146	5408122	5408307

Tab. 1., Teil 3.

### Magmatische Zonierung im Retzer Pluton

Eine schwache Zonierung im Retzer Pluton ist in den Elementen TiO<sub>2</sub>, MgO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> erkennbar. Besonders schön ablesbar ist sie beim immobilen Element Titan. Im Zentralteil des Profils liegen die TiO<sub>2</sub>-Gehalte konstant zwischen 0,17 und 0,20 Gew. %. Sowohl gegen Osten wie auch gegen Westen zeigt sich ein Anstieg auf Werte von 0,24 bis 0,38 Gew. %. Mit dem TiO<sub>2</sub> nehmen auch die Gehalte von Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und MgO leicht zu. Diese Beobachtungen sprechen für eine magmatische Differenziation des Retzer Granits durch fraktionierte Kristallisation. Die vermutlich zuerst kristallisierte Randzone weist etwas höhere Biotitgehalte auf (etwa 8 % gegenüber durchschnittlich 5 % in der Kernzone). Die Kernzone ist also geringfügig leukokrater, was sich auch durch leicht erhöhtes SiO<sub>2</sub> (72–73 Gew. % gegenüber meist 69–71 Gew. %) und dementsprechend

leicht höhere Quarzgehalte ausdrückt. Man beobachtet in der Kernzone tendenziell auch etwas gröberes Korn.

Die TiO<sub>2</sub>-reichere Randzone erstreckt sich im Westen vom Batholithrand fast bis zum westlichen Teil des Kirchwaldmäänders. Sie ist damit ungefähr 1,5 km breit. Im Osten sind die erhöhten TiO<sub>2</sub>-Gehalte vom Steinbruch bei Havraníky bis zum Mäander bei Devět Mlýnů zu verfolgen, was einer Ost-West-Ausdehnung von etwa 1,75 km entspricht. Die als granodioritisch kartierten Gesteine am Ostende des Profils sind Teil der östlichen Randzone des Retzer Granits. Das Auftreten einer solchen Randzone am West- und am Ostende des Profils spricht für einen ursprünglich konzentrischen Aufbau des Retzer Plutons.

Wie schon in früheren Bearbeitungen erwähnt (FINGER & RIEGLER, 2007), hat der Retzer Granit einen granitischen

Probe	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
	MM 73-13	MM 97-13	MM 71-13	MM 67-13	MM 66-13	MM 75-13	MM 76-13	MM 77-13	MM 78-13	MM 39-13
Gestein	Pg	RGk	RGk	RGk	RGk	Pg	RGk	RGr	RGr	RGr
SiO <sub>2</sub> (%)	74,89	72,96	72,08	72,09	72,49	76,52	71,80	70,42	70,43	70,61
TiO <sub>2</sub> (%)	0,06	0,13	0,20	0,20	0,17	0,05	0,18	0,24	0,24	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	13,60	14,42	14,73	14,79	15,29	13,07	14,93	15,45	15,27	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0,66	1,30	1,58	1,69	1,50	0,45	1,45	1,89	1,95	2,17
MnO (%)	0,02	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05	0,05
MgO (%)	0,21	0,32	0,56	0,47	0,43	0,14	0,62	0,42	0,57	1,01
CaO (%)	0,61	1,12	1,65	1,76	1,36	0,67	1,19	2,07	2,35	1,41
Na <sub>2</sub> O (%)	4,07	3,93	4,17	3,92	4,10	3,86	3,90	4,39	4,35	3,79
K <sub>2</sub> O (%)	4,66	4,37	3,78	4,09	4,31	4,31	4,56	3,62	3,25	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,06	0,07	0,09	0,10	0,08	0,06	0,07	0,09	0,09	0,09
SO <sub>3</sub> (%)	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
GV (%)	0,76	0,77	0,62	1,24	1,03	0,72	0,99	1,30	1,15	1,62
<b>Summe</b>	<b>99,61</b>	<b>99,44</b>	<b>99,53</b>	<b>100,41</b>	<b>100,82</b>	<b>99,88</b>	<b>99,75</b>	<b>99,91</b>	<b>99,70</b>	<b>100,58</b>
Rb (PPM)	182	180	153	145	159	141	165	117	117	148
Sr (PPM)	154	229	346	367	325	186	310	439	396	251
Ba (PPM)	244	523	566	679	697	485	666	713	584	531
Th (PPM)	4	7	9	7	10	6	7	4	3	7
La (PPM)	28	11	30	27	21	14	21	26	23	25
Ce (PPM)	27	26	50	39	40	30	36	54	45	48
Nd (PPM)	14	10	19	18	19	16	11	20	17	19
Ga (PPM)	17	18	20	17	17	16	20	20	19	18
Nb (PPM)	8	12	11	10	9	6	10	9	11	10
Zr (PPM)	42	93	105	102	102	52	91	122	133	112
Y (PPM)	35	12	18	10	10	12	15	13	13	11
Sc (PPM)	4	6	5	5	7	3	u.d.N.	u.d.N.	3	3
Pb (PPM)	22	12	16	12	12	10	14	10	10	12
Zn (PPM)	29	37	58	51	41	18	54	46	48	53
V (PPM)	u.d.N.	2	7	9	4	5	2	11	10	17
Co (PPM)	2	2	3	2	2	u.d.N.	3	3	4	2
Cr (PPM)	6	2	6	13	6	u.d.N.	2	u.d.N.	2	u.d.N.
Ni (PPM)	3	4	5	4	4	4	2	4	5	5
Koordinaten										
R	570411	570477	570659	570925	571056	571428	571757	572361	572731	573955
H	5407788	5407899	5407538	5407551	5407646	5407142	5406914	5406968	5406431	5406471

Tab. 1., Teil 4.

Röntgenfluoreszenzanalysen der Proben in Profilrichtung West–Ost; Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm; GV: Glühverlust; u.d.N.: unter der Nachweisgrenze; GT: Granitgneis der Therasburg-Gruppe; sH: saurer Hangendgranit; RGr: Retzer Granit, Randzone; RGk: Retzer Granit, Kernzone; RGSW: Retzer Granit, Varietät Steinerner Wand; Pg: Pegmatit; UTM-Koordinaten WGS84 (R = rechts, H = hoch).

bis granodioritischen Modalbestand. Das wird auch durch unsere neuen Daten bestätigt. Es besteht eine klare Dominanz von Plagioklas (40–45 %) gegenüber Kalifeldspat (20–25 %), sowohl in der Kern- wie auch in der Randzone. Im Vergleich zum Biotit spielt primärer Muskovit nur eine sehr untergeordnete Rolle. Hinweise auf Hornblendeführung gibt es nicht. An akzessorischen Mineralen führt der Retzer Granit Zirkon, Apatit, Titanit und Illmenit.

### Die Granitgneise der Steinernen Wand

Im Bereich der Steinernen Wand besitzt der Retzer Granit auf einer Strecke von ca. 300 m etwas niedrigere CaO-Gehalte (0,3–0,9 Gew. % gegenüber ca. 2 Gew. %). Gleich-

zeitig sind die MgO-Gehalte etwas erhöht (1,1–1,4 Gew. % gegenüber 0,4–1,2 Gew. %) und die A/CNK-Werte sind mit ca. 1,2 unüblich hoch. Die CaO-arme Zone wurde auch auf der tschechischen Seite der Thaya wiedergefunden und sie zeichnet sich durch eine relativ starke Schieferung aus. Die Plagioklase und auch die Biotite sind fast vollständig rekristallisiert. Die geochemischen Anomalien können daher durch Fluid kontrollierte Elementwanderungen bei der variszischen Regionalmetamorphose hervorgerufen worden sein. Der Umstand, dass immobile Elemente wie TiO<sub>2</sub>, Zr, etc. keine Anomalie aufweisen, würde ebenfalls dafür sprechen. Alternativ dazu käme auch lokale spätmagmatische Alteration als Ursache in Betracht.

### Der saure P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-reiche Granit

Die Proben MM 57-13 und MM 58-13 repräsentieren eine leukokrate Granit(gneis)lage, welche mehrere Meter breit am Kontakt zu den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe entwickelt ist. Das Gestein zeichnet sich durch einen erhöhten P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Gehalt aus (0,2 Gew. % anstatt 0,06–0,15 Gew. % im Retzer Granit). Es ist vergleichsweise biotitarm (bis 3 %), führt dafür aber auffällig viel Muskovit (ca. 5–7 %), welcher aufgrund der großen Kornformen zumindest teilweise magmatisch sein dürfte. Mit ca. 33 % ist der Quarzanteil relativ hoch. Die Verteilung von Orthoklas und Plagioklas schwankt von granitisch (MM 58-13) bis granodioritisch (MM 57-13), wobei bei letzterer Probe ein auffällig hohes Na<sub>2</sub>O (um 6 Gew. %) zu beobachten ist (möglicherweise spätmagmatische Albitisierung von Kalifeldspat).

### Ganggesteine

Der gesamte Thayabatholith ist im untersuchten Profil von Aplit- und Pegmatitgängen durchzogen, welche die typischen hohen SiO<sub>2</sub>-Gehalte (75–77 Gew. %) und niederen Zr-Gehalte ( $\pm$  50 ppm) fraktionierter Restschmelzen aufweisen. Die meisten dieser Gänge sind nur bis zu 15 cm breit, die dicksten erreichen etwa 1 m Mächtigkeit. Überwiegend sind die Gänge söhlig gelagert. Neben reinen Apliten, beziehungsweise Pegmatiten, kommen oft gemischte Gänge vor, die aplitische und pegmatitische Bereiche in oft lagiger Anordnung beinhalten. In einem solchen Gang (Probe MM 50-13) wurden in feinen Lagen kleine Granate beobachtet. Derartige Granat führende Aplite kennt man vor allem aus dem tschechischen Teil des Thayabatholiths. Nach Granatdatierungen handelt es sich dabei um silurische Gänge (LEICHMANN et al., 2013).

### Variszische Deformation und Metamorphose im Retzer Granit

Im Ostteil des Profils, bei den dort kartierten Granodioritkörpern, ist der Retzer Granit vergleichsweise massig und die Biotite weisen kaum eine Einregelung auf. Gegen das Hangende nimmt der Einregelungsgrad der Biotite immer mehr zu. Es hat sich eine deutliche Gneisstruktur ausgebildet, die am Westende des Profils oft mylonitischen Charakter annimmt. Eine Zunahme des Deformationsgrades gegen Westen (in das Hangende) ist somit bereits makroskopisch evident.

Bereits im östlichen Profilabschnitt (z.B. Probe MM 77-13) zeigt der Quarz in den Dünnschliffen grobkörnige Rekristallisation. Die linsenartigen Quarzmosaiken sind wahrscheinlich Formrelikte grober magmatischer Quarze. Auch der Plagioklas ist hier neben erheblicher Serizitisierung und Epidotisierung schon von Rekristallisation betroffen. Letztere mit der Bildung von diffus abgegrenzten Albitdomänen, wobei die idiomorphen magmatischen Kornformen erhalten blieben. Zahlreiche Biotite zeigen ebenfalls noch primäre Kornformen, lassen dabei aber intensive Sagenitausscheidungen erkennen. Jedoch treten auch bereits einige rekristallisierte und ausgelängte Biotite auf. Diese zeigen oft eine grüne Färbung.

Weiter westlich, zur Profilmitte hin (z.B. Probe MM 66-13 und MM 48-13), ist in den Plagioklasen vielfach mosaikartige Subkornbildung zu erkennen. Die idiomorphen Umrisse der Altkörner sind dabei im Allgemeinen noch erhalten.

Nach dem lichtmikroskopischen Befund haben die Rekristallisationskörner Oligoklaszusammensetzung. Die Biotite sind größtenteils rekristallisiert. Chlorit spielt überraschenderweise keine, beziehungsweise nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Bei der Steinernen Wand (Probe MM 62-13) beginnen sich die alten Plagioklasformen zunehmend aufzulösen und die feinkörnigen Rekristallisationsplagioklase bilden Linsen und Lagen. Der Biotit ist nahezu vollständig rekristallisiert und die Rekristallisationsbiotite bilden Züge aus. Es tritt zunehmend metamorpher Hellglimmer auf, meist in Verwachsung mit Biotit. Eine genauere Charakterisierung der Mineralchemismen ist Gegenstand einer laufenden Diplomarbeit (M. Matzinger).

### Die Granitgneise in den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe

Die beiden beprobten Granitlagen in den Glimmerschiefern (auf Kartenblatt Retz als biotitführende Granitgänge eingetragen) sind feinkörniger als der Retzer Granit(gneis), stark mylonitisch deformiert und mit dunkelgrauem Erscheinungsbild (Proben MM 55-13 und MM 98-13). Der SiO<sub>2</sub>-Gehalt beträgt ca. 68 Gew. %. Der K<sub>2</sub>O-Gehalt ist mit maximal 2,2 Gew. % wesentlich niedriger als im Retzer Granit (i.A. 3,5–5 Gew. % K<sub>2</sub>O). Hingegen sind die Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte mit 3,27–4,08 Gew. % deutlich höher als im Retzer Granit (< 3 Gew. %, meist sogar < 2 Gew. %). Die Zusammensetzung des Materials ist granodioritisch bis tonalitisch (Plagioklas > 50 Gew. %, Kalifeldspat < 10 Gew. %). Die Plagioklase bilden ein feinkörniges Pflaster mit Quarz. Es sind keine magmatischen Formrelikte mehr erkennbar. Die Biotite bilden lange Lineale und es kann bereits von einem Übergang zu stängeliger Deformation gesprochen werden.

Aufgrund der niedrigen K<sub>2</sub>O- und hohen Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Werte können die beiden Granitgneislagen nicht als Apophysen des benachbarten Retzer Granits interpretiert werden, was auf eine Allochthonie der Therasburg-Gruppe hinzuweisen scheint.

### Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2007): Bericht 2006 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf den Blättern 21 Horn und 22 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147/3–4**, 679–682, Wien.

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

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012): Bericht 2011 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 218–220, Wien.

KREUZER, M. & FINGER, F. (2012): Bericht 2011 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 222–227, Wien.

LEICHMANN, J., HÖNIG, S. & KALVODA, J. (2013): New evidence of Caledonian magmatism within the Brunovistulicum, eastern margin of Bohemian massif, in *Crustal evolution and geodynamic processes in Central Europe*. – SDGG, **82**, 73, Stuttgart.

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

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATIK, P., ČYTRKÝ, P. & HAVLÍČEK, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí 1:25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHITTER, W. (2003): Geochemie des südlichen Thayabatholiths auf Kartenblatt Hollabrunn (Moravikum). – Diplomarbeit, Universität Salzburg, 54 S., Salzburg.

## Blatt 19 Zwettl

### Bericht 2009 über geologische Aufnahmen an Bohrkernen für die Umfahrung Zwettl auf Blatt 19 Zwettl

MANFRED LINNER & REINHARD ROETZEL

Für die halbringförmige Nordumfahrung der Stadt Zwettl wurden 2008 bis 2009 insgesamt 35 Kernbohrungen abgeteuft. Durch Karin Mitterhofer (Büro BGG) wurde uns eine detaillierte Aufnahme der Gesteine um Zwettl an Hand der Bohrkern ermöglicht. Dazu konnte die Verteilung der spröden Strukturen und der quartären Bedeckung sowie die Eindringtiefe der Verwitterung beobachtet werden.

Der Großteil der Bohrungen schließt Paragneise der Monotonen Serie auf, westlich Moidrams wurde mehrfach Weinsberger Granit erbohrt und in einer Bohrung am Zwettler Berg Rastenberger Granodiorit. Damit erfassten die Bohrungen die gesamte Ausdehnung der Monotonen Serie um Zwettl sowie die Randbereiche vom Rastenberger Pluton im Nordosten und der ausgedehnten Weinsberger Granitintrusion im Westen (GK 19 Zwettl).

#### Lithologie

Die **Monotone Serie** setzt sich um Zwettl, ihrem Namen entsprechend, überwiegend aus relativ einförmigen Paragesteinen zusammen. Hinzu kommen vereinzelt helle Orthogneislagen und sehr selten Amphibolite.

Bei den Paragesteinen überwiegen Paragneise in variabler lithologischer Ausbildung (KB 1, 2, 2a, 3, 4, 6a, 6b, 7, 8, 8a, 9, 10, 10a, 11, 11a, 12a, 12b, 12c, 13, 14, 15, 17, 18/08). Charakteristisch sind biotitreiche, schwach migmatische Paragneise. Sie sind unverwittert blaugrau, mit dunklen biotitdominierten Lagen als nicht aufgeschmolzene Anteile des Paragneises, und hellen Linsen und Lagen aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz, welche die neugebildete Schmelze repräsentieren. Sporadisch sind helle, teilweise pegmatoid grobkörnige Bereiche, charakteristisch für initiale Migmatisierung, zu beobachten. Dunkle Lagen können viel Cordierit und Sillimanit führen.

Mit diesen Cordierit-Paragneisen aus stärker pelitischem Ausgangsmaterial wechsellagern Paragneise mit einem höheren psammitischen Anteil im Ausgangsgestein. Diese zeigen sich als grauweiße, plagioklas- und quarzdominierte Paragneise, sind teilweise metablastisch rekristallisiert oder feinkörnig und sind oft gebändert. Selten sind graue, relativ reine Quarzite beziehungsweise Kalksilikatgesteine

eingelagert. Der Wechsel von biotitreichen mit plagioklas- und quarzdominierten Lithologien zeigt sich in Zehnermeter- bis Dezimeterdimension. Hell-dunkel gebänderte Paragneise weisen auf unterschiedliches Ausgangsmaterial auch im cm-Abstand.

Konkordante Einlagerungen von Orthogneis finden sich im Gebiet vom Kamptal nordwestlich Rudmanns bis Dürnhof (KB 5, 6a, 6b, 8, 12/08). Die hellen Orthogneise können ebenfalls migmatische Strukturen beginnender Aufschmelzung aufweisen, bevorzugt im Kontaktbereich zum Paragneis oder in geringmächtigen Lagen. Reich an Kalifeldspat enthalten sie sehr wenig Glimmer, der Biotit ist großteils chloritisiert und Muskovit erscheint sekundär. Eine Besonderheit stellt ein kleiner Amphibolitkörper mit Eklogitrelikten an der Nordseite vom Kamptal nordwestlich Rudmanns dar (KB 6a/08).

Ganggesteine wurden in der Monotonen Serie nur ausnahmsweise angetroffen. Östlich Dürnhofbreiten (KB 10a/08) wurden diskordante Aplitgänge durchteuft. Diese hellen diskordanten Gänge sind 20 bis 30 cm mächtig, typisch feinkörnig und quarzreich und führen wenig feinschuppigen Muskovit. Westlich Zwettl (KB 18/08) treten in den Paragneisen feinkörnige Granitgänge auf. Diese hellen, leicht porphyrischen Biotit-Granitgänge lagern flach und sind bis zu 80 cm mächtig. Vergleichbare Gänge finden sich im Randbereich der Weinsberger Granitintrusion (KB 19/08).

Den **Rastenberger Granodiorit** hat die nördlichste Bohrung am Zwettler Berg erfasst (KB 12d/08). Der äußerste Rand dieses Plutons zeichnet sich durch eine porphyrische Textur mit kantig-prismatischen Kalifeldspat-Einsprenglingen in einer biotitreichen Matrix aus. Die Einsprenglinge sind sporadisch verteilt und mitunter ist um die Einsprenglinge ein magmatisches Parallelgefüge deutlich entwickelt. Kennzeichnend sind besonders die dunklen dioritischen Schollen, die teilweise ebenfalls Kalifeldspat-Einsprenglinge führen und mitunter resorbiert erscheinen.

Der Randbereich vom **Weinsberger Granit** konnte in mehreren Bohrungen westlich von Moidrams dokumentiert werden (KB 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26/08). Es handelt sich um einen durch Kalifeldspat und Biotit dominierten, grob- bis riesenkörnigen Granit mit porphyrischer Textur. Die idiomorph prismatisch bis gedrunnen rundlichen Kalifeldspäte zeigen Korngrößen von ein bis fünf Zentimeter. Geradezu typisch sind die variable Häufigkeit und inhomogene Verteilung der Einsprenglinge. Charakteristisch für

das Gefüge ist auch der Wechsel zwischen massig richtungsloser Textur und einer magmatischen Foliation, die als schwach augenförmiges Gefüge erkennbar ist.

Der Kontaktbereich zwischen Weinsberger Granit und den Paragneisen der Monotonen Serie wurde zwischen Zwettl und Niederstrahlbach erbohrt (KB 19/08). Der mittelkörnige bis grobkörnige Granit mit nur wenigen Einsprenglingen hat die Paragneise durchdrungen und schollenartig aufgelöst, zu sehen am mehrfachen Wechsel von Granit und Paragneis, sowie an der Lithologie der Paragneise. Diese sind quarz- und biotitbetont und stellen insofern die schwer schmelzbaren Restanteile dar. Mit unscharfen Grenzen zum Granit belegen die Schollen eine fortschreitende Auflösung und auch innerhalb der Paragneisschollen ist in-situ Aufschmelzung zu beobachten. Überdies weisen helle pegmatoide Schlieren auf die Bildung fluidreicher Schmelzen im unmittelbaren Kontakt Granit-Paragneis. Auch südwestlich Moidrams wurde ein auffallend inhomogener Granitbereich mit Paragesteinsschollen aufgeschlossen (KB 25/08). Dieser zeigt einen fließenden Übergang zwischen grobkörnig porphyrischem und feinkörnigem Granit. Im porphyrischen Granit schwimmt eine scharf begrenzte, metergroße Paragneisscholle, feinkörnig und quarzbetont, und im feinkörnigen Granit ist eine dezimetergroße, feldspatreichere Scholle nur mehr schemenhaft erkennbar.

Der Weinsberger Granit ist verbreitet von Granit-, Aplit und Pegmatitgängen durchsetzt. Helle, leicht porphyrische Biotit-Granitgänge sind bis zu 80 cm mächtig, lagern flach und weisen scharfe Kontakte auf. Die Aplitgänge sind weniger verbreitet und nur bis 5 cm mächtig, ebenfalls feinkörnig und dabei quarzreicher. Pegmatitgänge treten zusammen und teilweise verbunden mit den Apliten auf. Sie sind mineralogisch gleich wie diese zusammengesetzt, mit dominierend Quarz und Feldspat, etwas Muskovit und kaum Biotit. Zum Granit sind scharfe und geradlinige Kontakte ausgebildet, die Lagerung ist flach bis mittelsteil.

### Strukturen

Die Orientierung der Schieferungsflächen der Paragneise belegt eine einheitlich mittelsteile bis steile Lagerung in der Monotonen Serie um Zwettl. Nur am Zwettler Berg, Nahe am Kontakt vom Rastenberger Granodiorit, ist die Lagerung flach bis mittelsteil. Die Richtung des Einfallens lässt sich aus der geologischen Karte von Zwettl (GK 19) als Nordost bis Ost ablesen. Die magmatischen Foliationen von Rastenberger Granodiorit und Weinsberger Granit sind gleichförmig mittelsteil orientiert.

Die relativ älteste spröde Deformation zeigen Scherzonen im Weinsberger Granit, die mit einer Alteration des Granits einhergehen. In den Scherzonen sind Feldspäte und Quarz kataklastisch deformiert. Sie können mehrere Dezimeter umfassen und fallen mittelsteil ein. Zumeist vertikal orientiert sind zugehörige chloritgefüllte Klüfte. Im umgebenden Granit zeigt sich die augenfällige Alteration an blassrosa bis lachsroten Kalifeldspäten und weiß bis mattgrün getrübbten Plagioklasen, sowie an der Chloritisierung von Biotit. Die abnehmende Intensität mit zunehmender Entfernung von den Scherzonen lässt die Verbindung der fluidreichen Alteration mit dieser spröden Deformation erkennen.

Die jüngeren spröden Deformationen zeigen sich in den Paragesteinen in schieferungsparallelen Harnischflächen

mit grauschwarzem Kataklastit, im Weinsberger Granit oft mit Scherzonen mit hellem, tonig-sandigem Kakirit. Letztere überprägen die Scherzonen die mit der Granitalteration in Verbindung stehen. Unmittelbar angefahren wurden Störungen im Kamptal nordöstlich Rudmanns (KB 6/08), am Gradnitzbach (KB 13/08) und an der Straße südwestlich Moidrams (KB 26/08). In der räumlichen Verteilung zeigen die Häufigkeit von Harnischflächen und der Klüftungsabstand eine zunehmende Zerrüttung der Gesteine von Zwettl in nordwestliche Richtung an. Diese ausgedehnte spröde Deformation ist in Zusammenhang mit dem Vitiser Störungssystem zu sehen. Die spröde Deformation im Gebiet Dürnhof und im Kamptal östlich Zwettl scheint andererseits von einem NW-SE streichenden Störungssystem auszugehen.

### Quartäre Bedeckung

In den Bohrungen wurde nur geringmächtige junge Überlagerung angetroffen. Diese besteht aus verwittertem Kristallin, das durch Geli- und Solifluktion, sowie durch Verschwemmung etwas umgelagert wurde. Hervorzuheben sind die bis zu 2 m mächtige Überlagerung auf den Paragneisen zwischen Dürnhof und Zwettler Berg und das bereichsweise etwa 1 m mächtige, umgelagerte Verwitterungsmaterial am Weinsberger Granit westlich Moidrams.

Als alluviale Ablagerung ist die gut fünf Meter mächtige Auenablagerung des Kamp nordwestlich Rudmanns anzuführen (KB 6/08). Liegend zeigte sich Grobsand mit Kies, überlagert von sukzessiv feinerem Sand und schließlich schluffig glimmerreichem Feinsand. Auch die Zwettl nordwestlich Moidrams (KB 22/08) weist etwa 3 m Auenablagerung auf, mit vergleichbarer Schichtung und mit merklich höherem Anteil an Granitgrus. Und selbst der Gradnitzbach (KB 13/08) hat 1,5 m Alluvium abgelagert.

### Verwitterung

Die Eindringtiefe der Verwitterung ist durch die Lithologie und die sprödetektonische Auflockerung maßgeblich beeinflusst. Die Paragneise sind bis in eine Tiefe von 5 bis 9 m tiefgründig verwittert und in-situ zersetzt, die starke Verwitterung kann bis 15 m reichen. Im Weinsberger Granit erscheint die Verwitterung und Zersetzung inhomogen wollsackartig und dabei teilweise auch tiefgründiger. Die Zersetzung, die zum Zerfall des Granits zu Grus führt, erreicht Tiefen von 3 bis 10 m und die starke Verwitterung auch 20 m. Hingegen sind Orthogneislagen und Ganggesteine deutlich weniger verwittert als Paragneis und Granit.

Eine deutlich größere Eindringtiefe der Verwitterung ist lokal entlang von Scherzonen und engständigen Klüften zu beobachten. Andererseits resultiert im Bereich mit verstärkter Erosion, wie um die Taleinschnitte von Kamp und Zwettl zu sehen, eine geringere Mächtigkeit der Verwitterungszone. Zu erwähnen bleibt eine ältere Verwitterungsbildung bei Rudmanns (KB 1, 2a/08). Liegend der gewöhnlich eisenschüssigen Verwitterung ist eine graue, stark tonige und möglicherweise kaolinitische Verwitterung erkennbar.

### Diskussion

In der Umgebung von Zwettl zeigen die Paragesteine jene für die Monotone Serie im Waldviertel typische Litholo-

gie. Die initiale Aufschmelzung zeigt sich bevorzugt in den biotitreichen Paragneisen und deren hoher Sillimanit- und Cordieritgehalt weist auf „dehydration melting“ als maßgeblich für die Migmatisierung. Die eingelagerten hellen Orthogneise sind vergleichbar den verbreiteten Orthogneisen im Ostrong-Gebiet (GK 36 Ottenschlag). Dass die initiale Aufschmelzung der Orthogneise in geringmächtigen Lagen oder nur randlich erfolgte, lässt die Aufschmelzung dieser kalifeldspatbetonten Gesteine durch Fluidzufuhr aus den umgebenden Paragesteinen vermuten. Der Amphibolit mit Eklogitrelikten erinnert einerseits an die Metabasitkörper („Granatpyroxenit“) auf Blatt Ottenschlag und auch auf Blatt Zwettl ist ein Eklogitkörper, bei Gutenbrunn südöstlich von Zwettl, aufgeschlossen. Damit reiht sich der kleine erbohrte Amphibolitkörper, als bislang nördlichstes bekanntes Vorkommen, in die Eklogitvorkommen im östlichen Teil der Monotonen Serie ein.

Der Rastenberger Granodiorit und Weinsberger Granit wurden ebenfalls in charakteristischer Ausprägung erbohrt, wobei beim Weinsberger Granit auch der unmittelbare Kontaktbereich zu den Paragneisen aufgeschlossen wurde. Dieser zeigt die Durchdringung und Aufschmelzung der Paragneise durch den Granit. Mit Paragneisschollen bis zu 500 m westlich vom Kontakt südwestlich Moidrams ist eine signifikante Aufnahme von Paragesteinen im Randbereich der Granitintrusion belegt. Saure Ganggesteine sind im Weinsberger Granit verbreitet, in der Monotonen Serie hingegen selten. Zu bemerken ist auch, dass westlich Zwettl Weinsberger Granit erbohrt wurde, wo auf der geologischen Karte (GK 21 Zwettl) noch Paragesteine verzeichnet sind und ebenso am Zwettler Berg Rastenberger

Granodiorit statt Paragneis aufgeschlossen wurde. Dies ist ein Hinweis, dass bei der Kartierung in den schlecht aufgeschlossenen Gebieten um Zwettl die Ausdehnung der Paragesteine zu weit interpretiert wurde.

Die spröden Scherzonen im Weinsberger Granit, die mit der Alteration des umgebenden Granits verbunden sind, könnten mit einer frühen Aktivitätsphase des Vitiser Störungssystem in Verbindung stehen. Dies insofern, als entlang der Hauptstörung dieses Störungssystems im Weinsberger Granit verbreitet Gangquarz gebildet wurde. Die Vitiser Störung hat SSW–NNE streichend den Kontakt Weinsberger Granit/Monotone Serie linksseitig versetzt und durchsetzt die Monotone Serie zwischen Niederstrahlbach und Großhaslau. In den Bohrungen zeigte sich die Ausdehnung dieses Störungssystems in Form einer deutlichen kataklastischen Auflockerung bzw. starken Klüftung. Diese reicht von der Hauptstörung bei Niederstrahlbach, sowohl in Paragesteinen wie im Granit, rund einen Kilometer weit nach Südosten. Ein anderes, NW–SE streichendes, dextrales Störungssystem streicht nordöstlich an Zwettl vorbei und erscheint auch morphologisch wirksam. Dieses Störungssystem streicht parallel zum Störungssystem, das von östlich Weitra über Jagenbach die Weinsberger Granitintrusion durchsetzt und könnte in Zusammenhang mit der neogenen Reaktivierung der südböhmischen Oberkreidebecken stehen.

Bemerkenswert bei der quartären Überlagerung war insgesamt, dass nur geringmächtige Überlagerung aus umgelagertem verwittertem Kristallin sowie Auenablagerungen auftreten. In keiner der Bohrungen überlagern neogene Sedimente, Kiese, Lehme oder Lösslehme das Kristallin.

## Blatt 21 Horn

### **Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn**

FRIEDRICH FINGER & GUDRUN RIEGLER

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Zwei Aufgabenstellungen bestanden im Berichtsjahr: Eine erste umfasste den weiteren Ausbau der Datenbasis für den Bittescher Gneis. Zu diesem Zweck wurden mehrere Steinbrüche im Nordteil von Blatt Horn zwischen Rodingersdorf und Irnfritz beprobt. Der zweite Punkt betraf die geochemische Charakterisierung der beiden kleinen Orthogneisvorkommen bei Maissau südöstlich der Diendorfer Störung und bei Maria Dreieichen (Moravikum-Fenster im Moldanubikum), welche in den bestehenden Karten ebenfalls als Bittescher Gneis eingestuft sind (SCHNABEL et al., 2002).

Die Proben von Bittescher Gneis aus dem Nordteil des Kartenblattes Horn sind geochemisch unauffällig. Wie weiter im Süden (FINGER & RIEGLER, 2014) handelt es sich um

SiO<sub>2</sub>-reiche Granodiorite mit Natriumvormacht bei den Alkalien. Auch zeigt sich wieder das für den Bittescher Gneis sehr typische hohe Sr/Zr-Verhältnis. Geringe Variationen zwischen einzelnen Proben sind einerseits auf magmatische Differenziation zurückzuführen, wobei Ti und Zr als Index dienen können (FINGER & RIEGLER, 2014). Andererseits tritt fallweise, und zwar besonders bei stärker deformierten Proben, eine geochemische Alteration auf. Diese umfasst Ca- und Sr-Verluste im Zuge der Serizitisierung von Plagioklas sowie Na-K-Verschiebungen im Zusammenhang mit der Albitisierung von Kalifeldspat.

Im Steinbruch Geißbruck fand sich als Besonderheit eine mehrere Zentimeter dicke Lage eines Biotitschiefers im Bittescher Gneis. Diese wurde ebenfalls analysiert (Fi 11/14). Hohe Gehalte an MgO, Cr und Ni lassen vermuten, dass es sich um die Reste eines Metabasits handelt (ehemaliger basaltischer Gang?). Es ist anzunehmen, dass das Material während der variszischen Metamorphose durch Stoffaustausch mit dem umgebenden Bittescher Gneis biotitisiert und dadurch geochemisch massiv verändert wurde. Bei der Biotitisierung kam es zu einer Anreicherung aller jener Elemente, die der Biotit in sein Kristallgitter einbauen kann, also K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO und bei den Spurenelementen Ba und Rb. Aufgrund der Verhältnis-

se der immobilen Elemente Ti, Zr, Th, Nb und Y kann man schließen, dass das Protolithmaterial die Charakteristik eines tholeiitischen Intraplattenbasalts hatte.

Im Steinbruch WNW Mödring, an der Straße nach Irnfritz, steht der Bittescher Gneis in (vermutlich tektonischem) Kontakt zu Amphiboliten im Hangenden (Gföhl-Deckensystem des Moldanubikums?). Aber auch im Bittescher Gneis selbst treten einige geringmächtige Amphibolitlagen auf. In beiden Fällen handelt es sich um Metabasi-

te mit moderater Anreicherung der Mantel-inkompatiblen Elemente, vergleichbar mit einem E-MORB oder einem tholeiitischen Intraplattenbasalt. Während Probe Fi 14/14 aufgrund hoher Cr-Gehalte als relativ primitives, eventuell sogar kumulatives Magma eingestuft werden kann, ist Probe Fi 15/14 anscheinend etwas höher differenziert mit geringerem Cr- aber höherem Ti- und Zr-Gehalt. In den hangenden Amphiboliten findet man untergeordnet auch Lagen von feinkörnigen und kompakten grünlichen Gneisen (Fi 13/14). Es handelt sich dabei vermutlich um Pa-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Probe	Fi 1/14	Fi 2/14	Fi 3/14	Fi 4/14	Fi 5/14	Fi 6/14	Fi 7/14	Fi 8/14	Fi 9/14	Fi 10/14	Fi 11/14
SiO <sub>2</sub>	74,56	73,58	74,04	64,79	72,36	74,12	72,50	72,19	73,21	73,16	41,94
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,11	0,49	0,16	0,02	0,16	0,16	0,17	0,18	2,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,37	15,21	14,86	16,85	14,94	14,97	15,23	14,96	14,88	14,66	16,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	1,09	0,86	4,28	1,57	0,62	1,38	1,47	1,30	1,70	13,66
MnO	0,01	0,01	0,01	0,08	0,05	0,06	0,06	0,02	0,01	0,01	0,21
MgO	0,32	0,54	0,26	2,81	0,55	0,28	0,31	0,48	0,31	0,83	11,93
CaO	1,17	0,84	0,56	3,08	1,25	0,64	1,27	1,86	1,87	0,73	1,31
Na <sub>2</sub> O	5,81	4,97	4,42	3,89	4,37	4,58	4,50	5,29	4,44	3,98	0,29
K <sub>2</sub> O	1,65	2,79	4,11	2,52	3,21	3,93	3,47	2,41	2,96	3,59	6,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,08	0,16	0,10	0,15	0,09	0,07	0,06	0,05	0,29
GV	1,06	1,15	0,90	1,49	1,76	0,93	1,48	1,36	0,96	1,29	4,72
<b>Total</b>	<b>100,04</b>	<b>100,40</b>	<b>100,21</b>	<b>100,44</b>	<b>100,32</b>	<b>100,30</b>	<b>100,45</b>	<b>100,27</b>	<b>100,17</b>	<b>100,18</b>	<b>99,70</b>
Rb	42	77	126	103	121	151	156	60	82	104	329
Sr	356	285	277	461	364	115	184	635	644	387	58
Ba	366	637	778	432	684	182	552	839	1280	1050	1107
Th	6	5	3	6	9	u.d.N.	10	2	9	10	3
La	19	20	16	9	28	5	29	20	28	31	58
Ce	37	36	32	25	49	8	55	46	48	54	86
Nd	21	17	14	12	22	3	26	15	21	28	30
Ga	16	19	18	18	18	21	18	16	15	17	38
Nb	8	9	8	13	11	11	10	8	8	8	20
Zr	86	78	71	102	95	30	95	95	105	108	165
Y	7	12	8	12	11	8	15	6	3	4	41
Sc	2	4	2	8	4	2	7	u.d.N.	4	u.d.N.	25
Pb	6	15	9	7	10	12	14	13	12	10	3
Zn	17	26	23	71	56	25	93	31	17	18	87
V	7	7	3	70	11	u.d.N.	4	11	6	4	218
Co	2	2	1	10	1	1	u.d.N.	2	u.d.N.	1	47
Cr	2	4	7	32	4	8	2	10	9	5	493
Ni	5	5	5	16	3	u.d.N.	3	4	3	5	338

Tab. 1., Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

- a: Orthogneis, stark mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 1/14; R: 711373, H: 379508).
- b: Orthogneis, mylonitisch, stark verfaltet, sehr große rosa Kfsp.-Augen; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 2/14; R: 711301, H: 379499).
- c: Bittescher Gneis mit Kfsp.-Augen; Maria Dreieichen, kleiner Steinbruch N Cholerafriedhof (Probe Fi 3/14; R: 704814, H: 390335).
- d: Bittescher Gneis, stark mylonitisch, Paragneis- und Glimmerschieferlagen; Maria Dreieichen, großer Steinbruch N Cholerafriedhof, Nordwand (Probe Fi 4/14; R: 704833, H: 390311).
- e: Bittescher Gneis, mit großen Kfsp.-Augen; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 5/14; R: 703623, H: 394914).
- f: Bittescher Gneis, sehr feldspatreich; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 6/14; R: 703623, H: 394914).
- g: Bittescher Gneis, sehr feinkörnig; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 7/14; R: 703623, H: 394914).
- h: Bittescher Gneis, sehr feinkörnig, Kfsp.-Augen; Mödring N, Pernegger Graben, Straßenaufschluss W Bogenschießplatz (Probe Fi 8/14; R: 699271, H: 396145).
- i: Bittescher Gneis, stark mylonitisch, stengelig, feinstkörniger Muskovit in Zeilen; Mödring NW, Geißbruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 9/14; R: 698012, H: 396888).
- j: Bittescher Gneis (Augengneis), Kfsp.-reich; Mödring NW, Geißbruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 10/14; R: 698013, H: 396869).
- k: Biotitschiefer, 1–5 cm dicke Zwischenlage in Bittescher Gneis; Mödring NW, Geißbruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 11/14; R: 697994, H: 396901).

ragneis. Im Dünnschliff beobachtet man einen feinlagigen Wechsel von feldspat- und quarzreichen, z.T. biotitreichen Lagen. Das Gestein führt kleine Granate.

Vom Orthogneisvorkommen südöstlich der Diendorfer Störung bei Maissau wurden 16 Proben bearbeitet. Die meisten dieser Proben korrelieren geochemisch gut mit dem Bittescher Gneis im Nordteil von Blatt Horn. Lediglich zwei Proben (Fi 30/14 und Fi 31/14) fallen nicht ganz in das typische Bittescher Gneis Spektrum, indem sie leicht

erhöhte Zr-Gehalte (124 und 111 ppm) sowie deutlich erhöhte Th-Gehalte (17 bzw. 12 ppm) aufweisen. Aber auch diese beiden Proben liegen geochemisch durchaus noch im Nahebereich des Bittescher Gneises. Trotz verdächtig-makroskopischer Affinitäten (z.B. rosa Kalifeldspat-Augen) ist die geochemische Unterscheidung der Orthogneise zum benachbarten Eggenburger Granit (nordwestlich der Diendorfer Störung) mit ebenfalls rosa Kalifeldspat überaus deutlich, vor allem da sich letzterer durch viel höhere Zr-Gehalte auszeichnet (FINGER & RIEGLER, 2012). Im

	<b>l</b>	<b>m</b>	<b>n</b>	<b>o</b>	<b>p</b>	<b>q</b>	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>t</b>	<b>u</b>	<b>v</b>
<b>Probe</b>	Fi 12/14	Fi 13/14	Fi 14/14	Fi 15/14	Fi 16/14	Fi 17/14	Fi 18/14	Fi 19/14	Fi 20/14	Fi 22/14	Fi 23/14
SiO <sub>2</sub>	74,25	66,58	41,88	45,15	75,03	73,18	73,11	61,42	74,97	74,08	74,24
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,18	1,16	2,43	0,14	0,13	0,15	0,85	0,08	0,11	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	17,58	13,58	15,90	14,10	14,75	14,75	17,15	14,08	14,46	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	2,54	12,95	13,71	1,20	1,25	1,48	5,91	0,48	0,59	0,42
MnO	0,02	0,13	0,22	0,19	0,03	0,04	0,03	0,08	0,00	0,01	0,00
MgO	0,54	1,57	9,02	8,98	0,65	0,35	1,08	3,19	0,13	0,14	0,11
CaO	0,49	1,33	9,55	4,40	1,15	1,61	0,80	2,80	0,58	0,70	0,36
Na <sub>2</sub> O	4,43	3,97	0,74	1,61	4,72	4,33	3,93	3,20	4,09	5,21	3,91
K <sub>2</sub> O	3,44	4,23	1,86	3,77	2,21	3,18	3,13	2,53	4,79	3,35	5,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,09	0,12	0,36	0,06	0,09	0,07	0,16	0,05	0,09	0,04
GV	1,35	2,26	8,74	3,50	1,19	1,10	1,52	3,01	1,11	1,25	1,30
<b>Total</b>	<b>100,19</b>	<b>100,46</b>	<b>99,82</b>	<b>100,00</b>	<b>100,48</b>	<b>100,01</b>	<b>100,05</b>	<b>100,30</b>	<b>100,36</b>	<b>99,99</b>	<b>100,21</b>
Rb	105	136	133	135	52	100	83	93	104	76	130
Sr	213	222	221	300	218	417	271	168	412	333	305
Ba	630	706	422	467	520	774	682	299	996	838	841
Th	3	4	2	2	5	3	2	12	3	6	u.d.N.
La	18	21	22	29	19	20	20	36	14	36	7
Ce	26	34	17	59	48	41	35	73	23	64	7
Nd	12	11	9	12	26	13	15	35	18	29	11
Ga	18	21	18	22	16	17	17	21	14	16	17
Nb	10	12	15	14	11	8	8	12	6	6	7
Zr	57	69	80	215	68	76	83	179	46	72	29
Y	16	17	18	36	34	10	8	34	7	9	8
Sc	4	u.d.N.	35	40	3	3	6	15	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	10	8	3	8	5	13	5	11	14	18	13
Zn	25	43	131	114	23	40	24	62	19	23	12
V	3	23	267	292	13	6	4	112	1	7	2
Co	1	5	57	39	1	2	2	20	1	1	u.d.N.
Cr	5	16	369	141	5	7	24	94	5	2	3
Ni	4	15	183	49	4	4	4	47	3	4	4

Tab. 1., Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

- l:** Bittescher Gneis, hell, mylonitisch, körnig-grobkörnig; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 12/14; R: 698202, H: 395712).
- m:** Paragneis, feinkörnige, kompakte grünliche Lage im Hangenden des Bittescher Gneises; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 13/14; R: 698206, H: 395704).
- n:** Amphibolit, massig; im Hangenden des Bittescher Gneises; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 14/14; R: 698203, H: 395684).
- o:** Amphibolit-Zwischenlage in Bittescher Gneis; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 15/14; R: 698169, H: 395734).
- p:** Bittescher Gneis, 1–1,5 cm Kfsp.-Augen; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 16/14; R: 698169, H: 395734).
- q:** Bittescher Gneis, mylonitisch; Irnfritz SE, Steinbruch E Fuchsberg (Vorderleitner) (Probe Fi 17/14; R: 694381, H: 397649).
- r:** Bittescher Gneis, muskovitreich, Augengneis; Irnfritz SE, Steinbruch E Fuchsberg (Vorderleitner) (Probe Fi 18/14; R: 694381, H: 397649).
- s:** Paragneis mit Granat, stark verfaltet; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 19/14; R: 711228, H: 379443).
- t:** Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 2 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 20/14; R: 712739; H: 380694).
- u:** Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 1,5 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 22/14; R: 712739; H: 380694).
- v:** Orthogneis, mylonitisch, grober Muskovit bis 3 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 23/14; R: 712800; H: 380742).

Dünnschliffbild zeigt sich bei diesen Orthogneisen südöstlich der Diendorfer Störung durchwegs eine sehr intensive Feldspatrekristallisation mit der Herausbildung eines mylonitischen Quarz-Feldspat-Pflasters, welches in auffällig hohem Ausmaß auch kleine neugebildete Kalifeldspate inkludiert. Dies spricht für amphibolitfazielle Deformation bei der variszischen Metamorphose. Demgegenüber ist die Metamorphose des Eggenburger Granits nordwestlich der Diendorfer Störung lediglich grünschieferfaziell (FRASL, 1970; HÖCK, 1974), und es scheint somit an der Diendorfer Störung einen Metamorphosesprung zu geben. Zusätzlich zu den Orthogneisen wurde eine Probe

be eines dunkleren, Granat führenden Metamorphits aus dem Tiefenbachtal (Fi 19/14) chemisch analysiert. Das Gestein zeigt intermediäre Zusammensetzung ( $\text{SiO}_2$  ca. 61 Gew. %). Aufgrund des hohen A/CNK Werts von 1,31 ist das Material am ehesten als Paragneis zu interpretieren.

Der kleine, von G. Fuchs als moravisches Fenster im Mol-danubikum kartierte Orthogneiskörper bei Maria Dreieichen (SCHNABEL et al., 2002), fällt geochemisch ebenfalls in die Bandbreite des Bittescher Gneises. Vor allem Probe Fi 3/14 weist die typischen Eigenschaften eines Bittescher Gneises in nahezu idealer Weise auf (hohes  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ , hohes Sr/Zr-Verhältnis, niedrige Gehalte an

	w	x	y	z	aa	ab	ac	ad	ae	af
Probe	Fi 24/14	Fi 25/14	Fi 26/14	Fi 27/14	Fi 28/14	Fi 29/14	Fi 30/14	Fi 31/14	Fi 32/14	Fi 33/14
$\text{SiO}_2$	73,19	75,17	74,81	73,24	73,63	73,14	74,02	74,12	72,74	73,7
$\text{TiO}_2$	0,15	0,02	0,03	0,10	0,11	0,14	0,24	0,22	0,15	0,10
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,47	13,96	14,26	14,78	14,78	15,10	14,05	14,70	15,48	14,79
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,34	0,55	0,58	2,09	1,06	1,21	1,29	1,14	1,48	1,14
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MgO	0,03	0,06	0,06	0,56	0,25	0,28	0,32	0,44	1,03	0,25
CaO	0,44	0,30	0,51	0,37	0,85	1,36	1,53	1,30	0,50	0,94
$\text{Na}_2\text{O}$	6,67	4,95	5,18	2,80	4,30	4,09	4,97	5,26	3,63	5,28
$\text{K}_2\text{O}$	2,90	3,84	3,73	4,02	4,02	3,40	2,26	1,72	3,34	2,59
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,05	0,09	0,14	0,12	0,08	0,08	0,11	0,10	0,10	0,08
GV	0,93	0,94	0,99	2,29	1,20	1,23	1,13	1,43	1,95	1,55
<b>Total</b>	<b>100,17</b>	<b>99,88</b>	<b>100,30</b>	<b>100,38</b>	<b>100,29</b>	<b>100,04</b>	<b>99,93</b>	<b>100,44</b>	<b>100,41</b>	<b>100,45</b>
Rb	64	150	140	200	102	94	74	50	69	84
Sr	284	148	125	117	366	488	305	262	151	308
Ba	683	201	205	402	1083	964	760	569	561	402
Th	8	u.d.N.	u.d.N.	6	9	4	17	12	3	5
La	41	8	u.d.N.	11	21	17	32	23	20	12
Ce	59	6	7	12	38	33	61	46	31	23
Nd	25	7	9	13	17	18	24	19	16	11
Ga	16	16	17	19	14	17	17	19	18	17
Nb	7	9	12	9	7	7	6	10	9	9
Zr	89	20	23	62	65	82	124	111	85	66
Y	9	8	8	9	16	10	6	10	8	11
Sc	u.d.N.	4	u.d.N.	3	3	5	2	u.d.N.	6	3
Pb	9	13	14	11	12	12	20	13	6	17
Zn	17	10	15	24	24	33	34	31	30	36
V	8	u.d.N.	3	5	1	3	14	14	2	3
Co	1	1	u.d.N.	2	3	3	2	4	1	1
Cr	4	3	5	11	8	17	7	12	6	u.d.N.
Ni	3	4	3	5	4	5	5	10	4	4

Tab. 1., Teil 3.

Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

- w:** Orthogneis, mylonitisch, feinkörniger Muskovit; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 24/14; R: 712767; H: 380679).  
**x:** Orthogneis, fein- bis mittelkörnig, mit Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, aufgelassener Steinbruch (Probe Fi 25/14; R: 712502; H: 380460).  
**y:** Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 1,5 cm, feinkörniger Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, aufgelassener Steinbruch (Probe Fi 26/14; R: 712518; H: 380446).  
**z:** Orthogneis, feinkörnig, Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, Felsnase an nördlicher Talflanke (Probe Fi 27/14; R: 712537; H: 380395).  
**aa:** Orthogneis, Kfsp.-Augen bis 1 cm; Maissau SW, aufgelassener Steinbruch an Straße nach Wilhelmsdorf (Probe Fi 28/14; R: 711961; H: 380520).  
**ab:** Orthogneis, fein- bis mittelkörnig, muskovitreich; Wilhelmsdorf E, aufgelassener Steinbruch an Straße nach Oberravelsbach (Probe Fi 29/14; R: 711866; H: 379962).  
**ac:** Orthogneis, extrem mylonitisch; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss an Hangkante (Probe Fi 30/14; R: 711793; H: 379443).  
**ad:** Orthogneis, verfaltet; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 31/14; R: 711755; H: 379448).  
**ae:** Orthogneis, muskovitreich; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 32/14; R: 711441; H: 379502).  
**af:** Orthogneis, Kfsp.-Augen bis 2 cm, Muskovit-Flatschen bis 1 cm; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 33/14; R: 711414; H: 379508).

Rb, Nb, Y, Zr), ebenso wie übrigens eine ältere an der Universität Salzburg befindliche Probe von dieser Lokalität. Diese Daten stützen somit die geologische Interpretation von FUCHS & MATURA (1976), wonach der Orthogneis im tektonischen Fenster bei Maria Dreieichen zum Bittescher Gneis gehört. Probe Fi 4/14, ein feinkörniger Mylonit aus dem alten Steinbruch beim Cholerafriedhof in Maria Dreieichen, hat demgegenüber erhöhte Cr-Gehalte und weniger SiO<sub>2</sub>. Dieser Mylonit scheint mit Amphibolitanteilen kontaminiert zu sein. Generell sind im genannten Steinbruch Einlagerungen von Amphibolit, eventuell auch Paragneis, häufig zu beobachten.

## Literatur

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

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

FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **2**, 55–61, Tübingen.

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

HÖCK, V. (1974): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, **66–67**, 49–60, Wien.

SCHNABEL, W. (Red.), KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & SCHNABEL, W. (Beitr.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 – Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., 2 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes 21 Horn wurde das Gebiet im Horner Becken nördlich bis nordöstlich von Horn geologisch kartiert. Das Arbeitsgebiet wird im Osten von der Straße Breiteneich–Rodingersdorf, im Süden von der Straße Breiteneich–Horn und im Westen von der Straße Horn–Doberndorf begrenzt. Im Norden reicht das Gebiet bis zur Weingartsleiten bzw. dem Stockgraben, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Die paläogen-neogene Füllung des Horner Beckens wird aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen Sedimenten (Löss) und Ablagerungen eines großen Schuttfächers. Untergeordnet treten auch deluvio-äolische, sandige bis siltige Sedimente, deluviale, deluvio-fluviatile, fluviatile und anthropogene Ablagerungen auf. Neben der üblichen geo-

logischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

## Kristallines Grundgebirge (Moravikum)

In dem kartierten Gebiet am Rand des Horner Beckens treten nördlich und nordöstlich von Horn verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer und Orthogneis des Moravikums) an der Oberfläche auf. Die Verwitterungsprodukte bestehen meist aus Gesteinsbruchstücken von 5 bis 15 cm Durchmesser und sind braungrau bis graugrün, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig und tonig-sandig. In dem tiefen Tal nordwestlich der Weingartsleiten sind wenig verwitterte Orthogneise (Bittescher Gneis) anstehend, welche in der Vergangenheit in einem heute aufgelassenen Bruch ca. 500 m südwestlich vom Steinwandln abgebaut wurden. Aus diesem relativ kurzen Tal wurden grobblockige, kristalline Gesteine abgetragen und südlich davon im Horner Becken, im Bereich der Flur „Himmelreich“ in einem ausgedehnten, alluvialen Schuttfächer abgelagert (siehe unten). An der Oberfläche der kristallinen Gesteine haben sich nur flachgründige, rezente, kalkfreie Böden mit Gesteinsbruchstücken gebildet, die nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind. In der Vergangenheit wurden diese steinigten Böden vermutlich für den Weinbau genutzt, wie Weinbauterrassen in der Weingartsleiten erkennen lassen.

## Paläogen–Neogen

Nordöstlich von Horn konnten Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Einschaltungen von Kies kartiert und beschrieben werden. Bei diesen handelt sich um Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation** (Oberliozän–Untermiozän, Egerium), die vor allem zwischen der Mülldeponie am nordöstlichen Rand von Horn und dem Preußenfriedhof verbreitet sind.

Die feinkörnigen bis mittelkörnigen, untergeordnet auch grobkörnigen und stellenweise schwach tonigen bis siltigen Sande sind braungrau, stellenweise gelbgrau, grünbraun, grüngrau oder grüngelb, Glimmer führend und kalkfrei. Häufig sind auch kantengerundete und gerundete Quarzgerölle von 1–3 cm (max. 10 cm) Durchmesser. In der aufgelassenen Tongrube (ehemalige Ziegelei Thalhammer) an der Straße nach Breiteneich (heute Mülldeponie) sind noch in einem kleinen Aufschluss im Westen unter ca. 1,75 m quartärer Bedeckung mehr als 5 m mächtige, grüngraue, kalkfreie tonige Sande mit rotbraunen Schlieren und vereinzelt Geröllen zu sehen. Nordwestlich von Breiteneich sind westlich der Straße nach Rodingersdorf in der ehemaligen Tongrube Wienerberger überwiegend grüngraue Tonsande mit Quarzgerölllagen und Toneinschaltungen aufgeschlossen. Die Tone sind grüngrau, auch grünbraun, vereinzelt braungrau fleckig, schwach sandig und stellenweise kalkhaltig. In der südlicheren Grube treten aufgrund des Abbaus größere Rutschungen auf, die z.T. sehr nahe an die Straße heran reichen. In einer anderen Grube südlich vom Preußenfriedhof sind in einem 5 m hohen Profil graue bis blaugraue, mittel- bis feinkörnige Sande aufgeschlossen. Sie sind kalkfrei und horizontal bis schräg geschichtet.

Auch in einem künstlichen Anriss hinter einem Stadel südlich des Wasserreservoirs an der Straße nach Doberndorf

sind in einem ca. 3 m mächtigen Profil gelbgraue bis gelbbraune, rotbraun bis grüngrau fleckige, tonige Silte bis siltige Tone mit Einschaltungen von siltigen Mittel- bis Grobsanden auf ca. 40 m Länge aufgeschlossen.

In den 1950er Jahren beschrieb LECHNER (unveröffentlichter Bericht, Rohstoffarchiv der Geologischen Bundesanstalt) aus der Lokalität „Himmelreichfeld“ in der Umgebung des Preußenfriedhofs drei Bohrungen, die bis in max. 5,5 m Tiefe eine Wechselfolge von grünlichgrauen bis braungelben, z.T. sandigen und eisenschüssigen Tonen und grünlichgelben, meist feinkörnigen, tonigen Sanden aufschlossen.

Ein Bohrbrunnen aus dem Jahr 1939 erschloss bei der ehemaligen Molkerei am nordöstlichen Rand von Horn ebenfalls bis in 30,7 m Tiefe einen Wechsel von rotbraunen und blaugrauen Sanden, Tonen, sandigen Tonen und Sandsteinen. In 27,6 m Tiefe trat Wasser mit einer Ergiebigkeit von 10 l/min auf und in 30,7 m mit 16 l/min.

In einer Bohrung (Sonde B) der NÖ Umweltschutzanstalt am nordöstlichen Rand der Mülldeponie Horn wurde 1987 eine mehr als 25 m mächtige Wechsellagerung von rotbraunen und graubraunen, z.T. kiesigen Mittel- bis Grobsanden und Fein- bis Mittelsanden, grauen, siltigen Sanden, grauen, z.T. feinsandigen Silten und braunen, z.T. sandigen und kiesigen Tonen bzw. Tonmergel erbohrt.

### Neogen–Pleistozän

Nordnordöstlich von Horn, östlich der Straße nach Doberndorf, tritt in der Flur „Himmelreich“ ein relativ ausgedehnter **Schutfächer** auf, der in seiner Entwicklung einzigartig in diesem Teil des Horner Beckens ist. Es handelt sich um einen ca. 1 km langen und rund 900 m breiten Körper, der sich am Ausgang des Grabens südlich von Doberndorf ausbreitet.

Ein ca. 3 m hoher Aufschluss beim Wasserwerk an der Straße nach Doberndorf zeigt an der Basis ca. 1,5 m mächtige, graue, siltige Sande mit verwitterten, 50–90 cm großen Gesteinsbruchstücken aus Bittescher Gneis und Quarz und darüber ca. 50 cm grauen Schotter aus Quarzgeröllen von 1–5 cm Durchmesser sowie Orthogneis. Das Profil wird von z.T. anthropogen umgelagerten Lehmen abgeschlossen.

Zwei 3,2 bzw. 2,6 m tiefe Kartierungsbohrungen (21-B101, 21-B103) in diesem Bereich erschlossen ebenfalls gelbgraue bis gelbbraune, siltig-sandige Sedimente mit verwitterten Kristallinbruchstücken aus Bittescher Gneis und Quarz. Gegen Süden wurde in einer weiteren Bohrung (21-B104) eine Verfeinerung der Sedimente mit grüngrauen bis braungrauen, sandigen Tonsilten, stark siltig-tonigen und grobsandigen Mittelsanden und grauen, glimmerreichen Feinsand-Silten beobachtet.

Das Alter dieses Schutfächers kann nur ungefähr mit Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden, da im Osten ober- bis mittelpleistozäne Lössse die Grobsedimente überlagern. Dieser Schutfächer entstand wahrscheinlich durch Schuttströme aus dem nördlich dahinter liegenden Tal (Massenstromsediment bzw. Debris Flow), unterbrochen von fluviatilen Ablagerungen.

### Pleistozän

Südwestlich vom Preußenfriedhof sind am südwestlichen Hang sandige bis siltige, deluvio-äolische Sedimente entwickelt. Eine 6 m tiefe Kartierungsbohrung (21-B105) in diesem Bereich erschloss gelbbraune, kalkige, siltig-feinsandige bis siltig-tonige, untergeordnet auch sandig-feinkiesige Sedimente. Es handelt sich dabei vermutlich um quartäre, deluvio-fluviatile und deluviale Sedimente, die aus den Gräben im Norden und Nordosten geschüttet wurden und mit äolischen Ablagerungen wechsellagern. Auch in den angrenzenden Feldern treten an der Oberfläche sehr viele grobe Quarzstücke auf.

### Mittelpleistozän–Oberpleistozän

**Lösse und Lösslehme** bedecken das kartierte Gebiet großflächig nordwestlich von Breiteneich und östlich der Flur „Himmelreich“. Die siltigen Ablagerungen sind hellbraungelb bis hellbraun, kalkig, z.T. sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem gesamten Gebiet treten kleine kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindel (Kalkkonkretionen) von 1–5 cm Durchmesser auf. Stellenweise beinhalten die Lössse und Lösslehme auch Gesteinsbruchstücke. Am östlichen und südöstlichen Hang der Flur „Himmelreich“, am Kontakt zu den Schutfächersedimenten bzw. den Sanden der St. Marein-Freischling-Formation, werden die Lössse von 20–50 cm mächtigen, solifluidalen Sedimenten (umgelagerter Sandlöss und Sandton) überlagert. So konnte in der Kartierungsbohrung 21-B102 die Überlagerung von gelbbraunen Lössen, die bis in 4,4 m Tiefe erbohrt wurden, durch 90 cm mächtige, gelbbraune bis rötlichbraune, kalkfrei, feinsandige, solifluidale Silte nachgewiesen werden. Hangabwärts, gegen Südosten, sind dann nur mehr klassische Lössse verbreitet, wie die beiden Kartierungsbohrungen 21-B106 und 21-B107 belegen, die maximal 6 m Löss mit charakteristischen kleinen Kalkkonkretionen erbohrten. In einem Graben nordöstlich des Preußenfriedhofes sind unter 2 m Löss ein 30 cm mächtiger interglazialer Paläoboden (PK II?) und darunter wieder typischer Löss, wahrscheinlich mittelpleistozänen Alters, aufgeschlossen.

**Schwemmfächer** bestehen aus bis zu einige Meter mächtigen, dunkelbraunen bis braunen, kalkhaltigen (ev. aus überlagerndem Löss?), siltig-sandigen Sedimenten. Sie enthalten häufige Bruchstücke metamorpher Gesteine (Bittescher Gneis) von 3–5 cm Durchmesser (maximal 10 cm), untergeordnet auch schlecht gerundete Quarzgerölle von 1–3 cm Durchmesser. Ein derartiger Schwemmfächer schüttet im Nordosten, westlich des Stockgrabens, aus dem Kristallin in das Horner Becken.

### Pleistozän–Holozän

**Deluviale Sedimente** treten im Hangfußbereich südwestlich vom Preußenfriedhof, nordöstlich von Horn auf. Es handelt sich um schwarzbraune bis hellbraune, kalkfreie, stark sandig-lehmige Sedimente, die lokal Schotter und Gesteinsbruchstücken beinhalten.

### Holozän

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talauen der Bäche (Mödringbach, Breiteneicher Bach und dessen rechter Nebenbach). Die Aueablagerungen (Auelehme) sind dunkelbraun,

braungrau, oft kalkhaltig, tonig-siltig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden finden sich fluviatile Sande. Diese enthalten lokal Beimengungen von Gesteinsbruchstücken und Quarzgeröllen, die ausschließlich aus den Sedimenten der nahen Umgebung stammen. Brunnenbohrungen der Wasserversorgungsanlage der Stadt Horn „In der Eben“ südwestlich vom Preußenfriedhof in der Talau des Mödringbaches zeigen unter 2,1 bis 3,9 m Auelehm 1,2 bis 2,26 m schwarze, anmoorige Sedimente. Darunter folgen Kiese, Sande, Tone und Lehme der St. Marein-Freischling-Formation, die über dem Kristallin bis 30,4 m, 31,46 m bzw. 38,86 m erbohrt wurden.

**Deluvio-fluviatile Ablagerungen** sind braune, schwach humushaltige, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme. Lokal beinhalten sie Gesteinsbruchstücke und Quarzgerölle aus der nahen Umgebung. Sie füllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in einem Schwemmfächer (z.B. westlich vom Stockgraben), oder münden in die Talau.

**Anthropogene Ablagerungen** befinden sich im Bereich der Mülldeponie nordöstlich von Horn, wo Lehme, Sande, Schotter und kommunale Abfälle eine aufgelassene Tongrube füllen. Weitere Anschüttungen befinden sich beim Wasserwerk an der Straße nach Doberndorf und bei der Wasserversorgungsanlage „In der Eben“ südwestlich vom Preußenfriedhof.

## Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2015 die geologische Kartierung zwischen Horn und Mödring fortgesetzt. Das Arbeitsgebiet wird im Osten von der Straße Horn–Doberndorf bzw. nach Süden von der östlichen Seite des Taffatales und im Westen von der Straße Horn–Irnfritz begrenzt.

Im Norden des aufgenommenen Gebietes treten kristalline Gesteine des Moravikums an die Oberfläche (Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen). Südlich der markanten WNW–ESE streichenden Störung am Nordrand des Horner Beckens ist das Becken mit mächtigen unter- bis oberoligozänen Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise auch Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation gefüllt. Östlich des Sportplatzes in Horn tritt in kleinen Inseln bereits Gföhler Gneis des Moldanubikums an die Oberfläche. Das Alter des morphologisch markanten Schuttfächers nördlich von Horn kann nur ungefähr auf Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden (vgl. Kartierungsbericht HAVLÍČEK, 2014 auf Seite 229). Von den pleistozänen Sedimenten sind die Löss bzw. Lösslehm flächenhaft am verbreitetsten. In geringerem Ausmaß treten dagegen deluvio-äolische sandig-siltige Sedimente und Sedimente von kleineren Schwemmfächern auf. Ebenso wurden pleistozäne deluviale Hangfuß-Sedimente

seltener abgelagert. Aus dem Holozän stammen fluviatile Sedimente, stellenweise mit Gesteinsbruchstücken und Geröllen, sowie deluvio-fluviatile Sedimente und anthropogene Ablagerungen.

Während der Kartierung wurden bis 1 m tiefe Handbohrungen sowie Motorbohrungen mit dem Bohrgerät der GBA abgeteuft. Der Kalkgehalt der Sedimente wurde systematisch in den Profilen mit 3 %-iger Salzsäure überprüft.

### Kristallines Grundgebirge

Im Norden des kartierten Gebietes, zwischen Mödring und der Weingartsleiten, tritt vor allem **Bittescher Gneis** mit **Amphibolitlagen** auf. Auf den südlichen Hängen vom Hammerholz, östlich von Mödring, findet man in zahlreichen Wegeinschnitten und alten, aufgelassenen Weingartenterrassen grauschwarze, sandig anwitternde, eckige Bruchstücke des Bittescher Gneises und von Gangquarzen mit 2 bis 35 cm Durchmesser. Vereinzelt sind die flachen, nach der Schieferung plattig brechenden Blöcke der Orthogneise bis zu 120 cm groß. Die Schieferungsflächen fallen mit 20° bis 40° gegen Süden bis Südsüdosten ein. In einem Einschnitt eines Waldweges im Grenzbereich von Hammerholz und Weingartsleiten sowie nördlich von Mödring ist der Orthogneis stark gefaltet und zeigt auch hier ein Einfallen von 20° bis 40° gegen Süden. Im Süden des untersuchten Gebiets, östlich des Horner Sportplatzes, fanden sich zwei kleinere Aufragungen von moldanubischem **Gföhler Gneis**. Hier treten gelbbraune, grau-schlierige, lehmig-sandige Eluvien mit Bruchstücken von verwitterten Gneisen auf. Auf dem flachen Hügel, ca. 400 m nordöstlich des Sportplatzes, waren in den Feldern eckige, nur wenig angewitterte Bruchstücke dieser Gneise ausgepflügt.

### St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän; Kiscellium–Egerium)

Südöstlich von Mödring, am linken Rand der Talau des Mödringbaches, finden sich gelbbraune bis grüngraue, vereinzelt auch grün-bläuliche und violette, schlierige, kalkfreie oder schwach kalkhaltige sandige Silte und siltige Sande. Stellenweise führen sie kantengerundete Gerölle aus Quarz und Bittescher Gneis. Diese Sedimente werden der **St. Marein-Freischling-Formation** zugeordnet und stratigrafisch in das Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium) gestellt. Nordwestlich des Wasserwerkes von Horn waren unter 40 cm solifluidalen Sedimenten grüngraue, braune, rostbraune und violette, schlierige, glimmerige und sandige Silte mit kleinen kantengerundeten Geröllen aus Gangquarz mit durchschnittlich 1–3 cm, vereinzelt bis 15 cm Durchmesser aufgeschlossen. Häufig enthalten diese Sedimente Bruchstücke von verwittertem Bittescher Gneis. Etwa 400 m nordwestlich des Wasserwerkes treten am Hang in der Flur „Häfler“ kleine Rutschungen in diesen Sedimenten auf.

Nordöstlich von Horn und östlich des Sportplatzes, am linken Ufer des Mödringbaches, findet man an der Oberfläche, aber auch unter ca. 80 cm deluvialen Sedimenten, gelbgrüne bis hellgrüne, kalkfreie sandige Silte. Stellenweise sind sie auch rostbraun und violett fleckig. Das Kristallin im Liegenden der Sedimente besitzt ein deutliches Relief, wie die inselartigen Kristallinaufragungen in den fluviatilen Ablagerungen zeigen.

Längs der Straße von Horn nach Irnfritz treten an der Oberfläche rotbraune, sandige Silte mit groben Bruchstücken aus verwitterungsbeständigen Hornsteinen mit einer durchschnittlichen Größe von 2–4 cm, vereinzelt auch 15 cm auf. Sie sind violett bis grün fleckig, schlierig und nur vereinzelt schwach kalkhaltig. Der Kalkgehalt stammt vermutlich aus heute bereits erodierten Lössen, die westlich des Mödringbaches diese älteren Sedimente noch überdecken. Südwestlich von Mödring, nördlich der Kreuzung beim Rastkreuz, treten die oligozänen Sedimente auch unter dem Löss hervor.

Für den westlichen Teil des aufgenommenen Gebietes ist die häufige Beimengung von kantengerundeten bis mäßig gerundeten Geröllen aus Gangquarz und Hornstein, untergeordnet auch verwitterten Orthogneisen, mit durchschnittlicher Größe von 3–15 cm charakteristisch.

### Neogen–Pleistozän

Nordöstlich von Horn, im Bereich der Flur „Himmelreich“, finden sich grobe Blöcke des Bittescher Gneises in sandiger und siltig-sandiger Matrix. Diese Sedimente bilden ab einer Seehöhe von ca. 400 m einen markanten **Schutfächer (alluvialer Fächer)** (vgl. Kartierungsbericht HAVLÍČEK, 2014 auf Seite 229). In den erosiven Einschnitten der Waldwege sind unter 30 cm rotbraunen, humosen sandigen Silten stellenweise hellbraune Sande mit kantengerundeten Geröllen aus verwitterten Orthogneisen von durchschnittlich 2–10 cm Durchmesser sowie Orthogneis-Blöcke von 30–40 cm Größe anstehend. Die Komponenten sind chaotisch gelagert und es wechseln Sedimente von Hochflut-Ereignissen mit solchen von normaler fluvialer Sedimentation. Das Liegende dieser Groblock-Sedimente bilden grüngraue, glimmerige, rotbraun schlierige, schwach sandige Silte der St. Marein-Freischling-Formation. Obwohl direkte Beweise für das Alter des Schutfächers fehlen, kann durch die Überlagerung von ober- bis mittelpleistozänen Lössen am südöstlichen Abhang vom Himmelreich das Alter auf Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden. Der Schutfächer entstand wahrscheinlich durch Schuttströme aus dem nördlich dahinterliegenden Tal (Massenstromsediment bzw. Debris Flow), unterbrochen von fluvialen Ablagerungen.

### Pleistozän

**Deluvio-äolische Sedimente** sind flächenhaft wenig verbreitet und nur in der flachen Depression südlich von Mödring erhalten. Es sind gelbbraune, schwach kalkhaltige, sandige bis siltige Sedimente, die sich in der Überlagerung von Lössen entwickelten. Ähnliche gemischte Sedimente finden sich in sehr kleinen, nicht kartierbaren Vorkommen nordwestlich und westlich der Kirche von Mödring. Typisch für diese Ablagerungen ist der Wechsel von äolischen und deluvialen Sedimenten, die oft von solifluidalen Prozessen erfasst wurden.

**Löss und Lösslehm, stellenweise mit Gesteinsbruchstücken oder Schotter** sind großflächig vor allem zwischen Mödring und Horn, östlich der Straße nach Irnfritz, am Abhang gegen den Mödringbach verbreitet. In geringem Umfang treten sie auch südöstlich des Sportplatzes von Horn, südwestlich der ehemaligen Molkelei auf. Diese äolischen Sedimente sind vor allem an den südöstlichen Hängen entwickelt. In ihrem Liegenden tre-

ten im untersuchten Gebiet vorwiegend Ablagerungen der St. Marein-Freischling-Formation und im Bereich von Mödring kristalline Gesteine auf. Am besten entwickelt und erhalten sind die Lössen in dem Hohlweg mit Weinkellern westlich von Mödring. Hier sind hellbraune bis gelbbraune, stark kalkhaltige, glimmerige, schwach sandige Lössen mit einer Mächtigkeit von 5–8 m aufgeschlossen. Stellenweise sind darin kleine Bruchstücke von verwitterten Orthogneisen und Quarz eingelagert. Am Ende des Hohlweges, gegenüber dem letzten Weinkeller, ist innerhalb vom Löss in einer Tiefe von 1,5–2,4 m ein kräftiger, braun-fleckiger B<sub>t</sub> Horizont eines fossilen Bodens entwickelt, der vermutlich aus dem Zeitraum des letzten Interglazials stammt. An der Grenzfläche zum liegenden, mittelpleistozänen Löss mit Pseudomyzelien ist ein etwa 10–15 cm mächtiger Karbonathorizont mit 5–15 cm großen Lösskindel anstehend. Im Süden von Mödring befindet sich eine aufgelassene Lössgrube mit einem Weinkeller der Familie Leitner. Hier sind 6–7 m ockerbraune, schwach sandige, glimmerige, kalkhaltige Lössen aufgeschlossen. Durch die Kartierungsbohrung KB 21-122 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 699179, Hoch: 394782) südwestlich von Mödring, ca. 300 m nördlich des Rastkreuzes, wurde eine Mächtigkeit der Lössschichtfolge von mehr als 4,8 m nachgewiesen. In einer Tiefe von 2,4–3,7 m wurde in dieser Bohrung ein Horizont von mittelbraunen bis rotbraunen, offenbar älteren Lössen oder einem fossilen Boden angetroffen. Darunter befand sich ein schwach kalkhaltiger Löss bis zur Endteufe von 4,8 m. Östlich des Sportplatzes von Horn wurden durch die Kartierungsbohrung KB 21-120 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 701084, Hoch: 392601) Lehme und Lösslehme mit einer Mächtigkeit von 2 m erbohrt. Darunter folgten Silte und Tone der St. Marein-Freischling-Formation bis zur Endteufe von 4,8 m.

Östlich und südöstlich von Mödring sind kleinere **Schwemmfächer** entwickelt. Zwei Schwemmfächer östlich von Mödring werden aus hellen, rostbraunen, siltigen Grobsanden mit stark lehmig verwitterten, eckigen, meist um 10 cm großen Bruchstücken von Bittescher Gneis und Gangquarz aufgebaut. Ein kleinerer Schwemmfächer beim Reservoir nördlich von Horn besteht aus gelbbraunen, mittel- bis grobkörnigen, schwach siltigen Sanden mit vereinzelt, bis 25 cm großen, Orthogneis-Bruchstücken.

### Pleistozän–Holozän

**Deluviale Sedimente** befinden sich vor allem am Hangfuß am östlichen Rand von Mödring, aber auch an beiden Rändern der Talau des Mödringbaches und am südlichen Rand des Kristallins beim Hammerholz östlich von Mödring. Hier sind in Einschnitten der Wege und in aufgelassenen Weingärten deluviale Sande mit 3–10 cm großen, eckigen Bruchstücken des Bittescher Gneises anstehend. Stellenweise sind sie bis zu einer Tiefe von 3 m subhorizontal geschichtet. An der Einmündung des kleinen, zeitweise durchgeflossenen Tals in die Aue des Mödringbaches, rund 1 km südöstlich der Kirche von Mödring, sind hellbraune, lehmige Hangsedimente und eluviale Lehme, stellenweise mit verschleppten Geröllen und Gesteinsbruchstücken (Orthogneise), zu erkennen. Stellenweise sind diese Ablagerungen auch von Solifluktsprozessen betroffen.

## Holozän

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talau des Mödringbaches. Es sind dies graue bis dunkelgraue, oft rostig fleckige Hochflutlehme, Lehme und Sande, die stellenweise nur schwach kalkhaltig sind. Sie besitzen eine Mächtigkeit zwischen 80 und 120 cm. In ihrem Liegenden treten verlehnte, fluviatile sandige Schotter mit bis 5 cm großen Komponenten auf. In der Kartierungsbohrung KB 21-121 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 700484, Hoch: 394054), etwa 280 m WSW des Reservoirs, inmitten der Talau des Mödringbaches, wurde bis zu einer Tiefe von 1,4 m ein brauner bis graubrauner, entkalkter, feinsandiger Hochflut-Silt erbohrt. Darunter wurden bis in 3,6 m Tiefe dunkelgraue bis graubraune, schwach lehmige, plastische, anmoorige Silte nachgewiesen. Dies weist auf ausgedehnte Feuchtgebiete innerhalb der Aue hin, die im Laufe des Holozäns entstanden.

In den periodisch durchgeflossenen kleinen Tälern lagerten sich **deluvio-fluviatile Sedimente** (Lehme) ab, die stellenweise vereinzelte Gesteinsbruchstücke und Quarz beinhalten. Östlich von Mödring ist in einem kleinen, zeitweise durchgeflossenen Tal eine 2 m mächtige Schichtfolge von deluvio-fluviatilen, lehmig-sandigen Sedimenten mit eckigen Bruchstücken des Bittescher Gneises aufgeschlossen. In ihrem Liegenden treten hellbraune, subhorizontal geschichtete sandig-lehmige Sedimente mit plattigen Bruchstücken der Orthogneise (kleiner Schwemmfächer?) auf.

In Mödring und bei Neubauten am südlichen Ortsrand sind kleinere Aufschüttungen von **anthropogenen Sedimenten** anzutreffen. Es handelt sich vor allem um humose, schwarzbraune, z.T. tonige Lehme mit kleinen Bruchstücken von Orthogneisen und Quarzgeröllen. Auch am Sportplatz von Horn sind anthropogene Sedimente im Bereich der Gebäude und der Tribüne angeschüttet.

## Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet wird im Nordosten, südöstlich von Breiteneich, von einem Waldgebiet begrenzt, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Im Südwesten bilden die Hänge des Galgenberges die Grenze, die ebenfalls von kristallinen Gesteinen gebildet werden, und im Süden die Straße Maria Dreieichen–Horn. Im Norden wird das kartierte Gebiet durch die Straße Horn–Breiteneich begrenzt. Der neogene Untergrund wird von Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation gebildet. Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

### Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Gföhler Gneis wurde auf dem Nord- und Osthang des Galgenberges (356 m SH) gefunden. Glimmerschiefer tritt entlang des südöstlichen Randes des kartierten Gebietes

nordwestlich von Maria Dreieichen und östlich von Breiteneich auf und wird von Bänderamphibolit begleitet. Ein Aufschluss von Granat führendem Glimmerschiefer wurde im Straßeneinschnitt ca. 150 m nordwestlich der Haltestelle Breiteneich gefunden. Gföhler Gneis und Glimmerschiefer verwittern zu steinigem, sandigen bis staubsandigen, glimmerigen, kalkfreien Eluvien von grauer, braungrauer oder grüngrauer Farbe. Eluvien aus Bänderamphibolit haben eine dunkle, grüngraue Farbe.

### Paläogen–Neogen

**Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation** (Unter- bis Oberoligozän, Egerium) treten auf steileren Hängen in Randbereichen des kartierten Gebietes auf. Im Mittelteil des Horner Beckens werden sie meistens von quartären Sedimenten bedeckt. Es handelt sich um grüngraue bis blaugraue, kalkfreie, veränderlich sandige Silte. Weiters treten gelbgraue bis hellgraue, kalkfreie, stellenweise glimmerige, mittel- bis grobkörnige Sande auf. Diese Sande sind schlecht sortiert und enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis einige Zentimeter Größe. Seltener sind leicht siltige, sandige Schotter. Sie bestehen aus kantengerundeten bis gerundeten Quarzgeröllen bis 10 cm Größe, untergeordnet auch aus nicht gerundeten Quarzstücken bis zu 15 cm Durchmesser. Sie kommen z.B. ca. 300 m nordöstlich vom Bahnhof Horn vor, auf beiden Seiten der Straße ca. 1 km südlich von Breiteneich und an den Hängen auf beiden Seiten des Sacherbaches. Die wechselnde Lithologie dieser Formation zeigte auch die 900 m südlich von Breiteneich liegende und 1989 von der STUAG Bau-Aktiengesellschaft abgeteufte Grundwassersonde, ebenso wie die Bohrungen in der Tongrube Breiteneich (LECHNER, 1954?) außerhalb des kartierten Gebietes. Zu dieser Formation gehören auch rostgelbe, grobkörnige Sande, die stellenweise zu rostbraunen Eisensandsteinen verfestigt sind. Die deutlich scharfkantigen Quarzkörner des Sandsteines werden dabei durch Limonit zementiert. Derartige Sandsteine kommen am östlichen und nordöstlichen Hang des Galgenberges, nördlich der Straße von Maria Dreieichen nach Horn vor.

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation an den Osthängen des Horner Beckens sind oft von Solifluktion betroffen. Bei diesen Prozessen kam es zu Rutschungen über jüngere Sedimente, was die geologische Aufnahme erschwert.

### Pleistozän

**Sedimente von Schwemmkegel bzw. Massenstromsedimente** wurden von Bächen am östlichen Hang des Horner Beckens aus dem Kristallin geschüttet und in weiterer Folge als Massenstromsedimente weiter transportiert. Der erste, wesentliche Körper befindet sich ca. 0,5 bis 1 km westnordwestlich von Maria Dreieichen. Der zweite liegt im Raum der Gemeinde Breiteneich und reicht auf ca. 600 m Länge bis südwestlich der Haltestelle Breiteneich. Beide Körper bestehen aus mehr als einen Meter mächtigen, hellbraunen bis braungrauen, kalkfreien, staubsandigen oder sandigen Sedimenten. Sie enthalten häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Paragneis u.a.) bis zu 15 cm Größe, untergeordnet auch Gerölle und nicht gerundete Quarzbruchstücke bis zu 10 cm

Durchmesser. Wir nehmen an, dass es sich um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die durch Kombination fluviatiler und gravitativer Prozesse entstanden. Der Sedimenttransport erfolgte dabei bis zu einer Entfernung von 1,5 km vom Kristallinrand. Auf das pleistozäne Alter beider Sedimentkörper weist ihre Lössbedeckung hin.

**Lösse** bedecken einen weitreichenden Teil des kartierten Gebietes. Diese staubigen, feinglimmerigen, leicht braungelben bis graugelben, äolischen Sedimente sind stellenweise sandig oder auch leicht lehmig. Sie enthalten Pseudomyzelien und selten auch Kalkgallen von max. 2 cm Größe. In den Randgebieten des Horner Beckens, z.B. an dem nördlichen und östlichen Hang des Galgenberges, werden die Lössanwehungen und Aufwehungen von der Morphologie des vorquartären Untergrundes beeinflusst.

### **Pleistozän–Holozän**

Mehr als 1 m mächtige **deluviale Sedimente** bedecken viele Stellen der unteren Hangteile. Es sind dunkelbraune bis graubraune, manchmal leicht lehmige, meistens kalkfreie, sandig-staubige bis sandige Tone mit verwitterten Bruchstücken fester Gesteine. In einer Reihe von Sonden wurde mit zunehmender Tiefe eine Erhöhung der Menge der Gesteinsbruchstücke beobachtet. Wesentlichere Akkumulationen wurden nordwestlich von Maria Dreieichen und südöstlich von Breiteneich kartiert. Quelle dieser Tone sind erodierte Lehme, Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und kristalline Gesteine. Deluviale Sedimente an den Hängen des Galgenberges sind meistens kalkig, denn an ihrem Entstehen waren auch resedimentierte Löss beteiligt.

### **Holozän**

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talauen des Sacherbaches und des Breiteneicher Baches. Dabei verfeinern sich die abgelagerten Sedimente mit sinkender Kraft des strömenden Wassers von den Rändern des Horner Beckens gegen die Mitte. Im Falle des Breiteneicher Baches südlich von Breiteneich bilden den oberen Teil der Aue ca. 50 cm mächtige, braune, kalkige, sandig-staubige bis staubig-sandige Hochfluttone. Diese gehen nach unten in braungraue, leicht kalkige, glimmerige, mittel- bis feinkörnige fluviatile Sande über, die winzige Bruchstücke metamorpher Gesteine beinhalten. Im Unterschied dazu befinden sich nördlich vom Bahnhof Horn in einer Tiefe von ca. 1 m blaugraue, rostfleckige, kalkfreie bis leicht kalkige, staubige Hochflutlehme. Diese sind mit 30–60 cm braungrauen, leicht kalkigen, glimmerigen, leicht lehmigen, staubigen Hochfluttonen bedeckt.

Braune bis hellgraubraune, lehmige, veränderlich kalkige, glimmerige, staubsandige bis sandige **deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen abgelagert und knüpfen an fluviatile Talauensedimente an. An manchen Stellen enden diese Sedimente in kleinen Schwemmkegeln.

**Anthropogene Sedimente** treten in Aufschüttungen im Bereich des Bahnhofes und dem Industriegebiet am östlichen Rande von Horn auf, ebenso wie in Anschüttungen im Bereich der Straße westlich von Maria Dreieichen. An manchen Stellen wurde auf den Feldern Aushuberde abgelagert.

## **Literatur**

LECHNER, K. (1954?): Bericht über die Untersuchung einiger Tonvorkommen in der weiteren Umgebung von Horn in Nied.-Öst. – Unveröffentlichter Bericht, Rohstoffarchiv der Geologischen Bundesanstalt, 13 S., Wien.

STUAG BAU-AKTIENGESELLSCHAFT (1989): Errichtung von 4 Grundwassersonden im Bereich des Horner Beckens. – Unveröffentlichte Bohrprofile, Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

## **Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn**

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurden zwei getrennte Gebiete kartiert. Das erste befindet sich nördlich bis östlich von Breiteneich zwischen der Eisenbahn Horn–Sigmundshergberg und das zweite entlang des südwestlichen bis nordwestlichen Randes der Stadt Horn. Die ältesten Gesteine sind metamorphe moldanubische Gesteine, die hier den Rand des Horner Beckens bilden. Über diesen Gesteinen folgen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

### **Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)**

Das am meisten verbreitete Gestein in beiden kartierten Gebieten ist der Gföhler Gneis. Es tritt in großen Flächen in der Umgebung von Horn auf. In dem bewaldeten Gebiet entlang der Eisenbahn nordöstlich von Breiteneich kommt Gföhler Gneis zusammen mit Glimmerschiefer und Bänderamphibolit vor. Gföhler Gneis und Glimmerschiefer verwittern zu steinigen, sandigen bis siltig-sandigen, glimmerigen, kalkfreien Eluvien von grauer, braungrauer oder grüngrauer Farbe. Eluvien aus Bänderamphibolit haben eine dunkle, grüngraue Farbe.

### **Paläogen–Neogen**

**Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation** (Unter bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium) treten in größeren Flächen nördlich und östlich von Breiteneich und örtlich auch östlich von Frauenhofen auf. Diese Flusssedimente sind lithologisch sehr unterschiedlich. Am häufigsten findet man grüngraue, karminrote oder rostgelbe, kalkfreie, unterschiedlich tonig-siltige Sande. Weiters treten braungraue bis rostbraune, kalkfreie, stellenweise glimmerige und siltig-tonige, mittel- bis grobkörnige Sande auf. Diese Sande sind schlecht sortiert, enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis einige Zentimeter Größe. Seltener sind blaugraue bis grüngraue sandige Schotter in unterschiedlicher siltig-toniger Matrix. Sie bestehen aus kantengerundeten bis gerundeten Quarzgeröllen bis 10 cm Größe, untergeordnet auch aus nicht gerundeten Quarzstücken bis zu 15 cm Durchmes-

ser. Sie kommen z.B. am östlichen Rand von Frauenhofen, örtlich an den Hängen entlang der Ränder der Talau der Taffa nordwestlich von Horn oder entlang der Bundesstraße 45 nördlich von Breitenreich vor. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation an den Rändern des Horner Beckens sind oft von Rutschungen über jüngere Sedimente, was die geologische Aufnahme erschwert.

### Pleistozän

Reste **pleistozäner Schwemmfächer** sind wahrscheinlich zwei kleine Vorkommen nördlich von Breitenreich, die ca. 200 bis 500 m südlich und südöstlich der Kreuzung der Bundesstraße 45 mit der Bahn auftreten. Es handelt sich um braungelbe, kalkfreie, siltig-sandige Schotter, die häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Paragneis u.a.) bis zu 20 cm Größe, untergeordnet auch Gerölle und nicht gerundete Quarzbruchstücke bis zu 15 cm Durchmesser beinhalten. Es sind dies wahrscheinlich Sedimente des Breitenreicher Baches, die in 6–8 m Höhe über der jetzigen Bachebene liegen. Es ist anzunehmen, dass es sich um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die durch Kombination fluviatiler und gravitativer Prozesse entstanden. Auf das pleistozäne Alter beider Sedimentkörper weist ihre Lössbedeckung hin.

**Lösse** bedecken einen weitreichenden Teil des kartierten Gebietes. Eine größere Lössanwehung befindet sich nördlich von Breitenreich an dem südlich und südöstlich orientierten Hang östlich der Bundesstraße 45. Südwestlich und nordwestlich von Horn wurde die Lösssedimentation in wesentlichem Maße von der Morphologie des Untergrundes beeinflusst. Diese äolischen Sedimente sind leicht braungelb bis graugelb. Sie sind fein glimmerig, stellenweise sandig oder auch leicht siltig und enthalten Pseudomyzelien und selten auch Kalkkonkretionen von maximal 2 cm Größe.

### Pleistozän–Holozän

Bis zu mehr als 1 m mächtige **deluviale Sedimente** bedecken viele Stellen am unteren Hangfuß. Es sind braune bis schwach braune, meist kalkfreie, glimmerige, manchmal leicht lehmige, sandig-siltige bis sandige Tone oder Tonsande, die manchmal kleine, verwitterte Bruchstücke fester Gesteine beinhalten. Wesentlichere Akkumulationen wurden nordöstlich von Breitenreich kartiert. Ihre Quelle sind erodierte Tone, Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und kristalline Gesteine. Mit der ca. 800 m nördlich der Kapelle von Breitenreich situierten Kartierungsbohrung KB 21-123 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 703188, Hoch: 394103) wurde festgestellt, dass die Mächtigkeit der deluvialen (solifluidalen) Sedimente 5 m übersteigen kann. Tone von ähnlichem Charakter säumen in einem schmalen Streifen auch den linken Rand des Taffatales. Deluviale Sedimente an den Rändern der rechtsseitigen Zuflüsse der Taffa haben einen anderen Charakter. Sie sind siltig und leicht kalkig, denn an ihrem Entstehen waren vor allem resedimentierte Lösse beteiligt.

### Holozän

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talau der Taffa, des Breitenreicher Baches und ihrer Zuflüsse. Die Talau der Taffa erreicht nordwestlich von Horn eine Breite bis zu ca. 400 m. In der Nähe des Flussbettes treten die Hochflutsedimente in einer Tiefe von 1 m als schwach braune, unterschiedlich kalkige, tonige, mittel- und feinkörnige Hochflutsande auf. In den Sanden sind Schichten von feinem Schotter mit einer Mächtigkeit bis 15 cm eingeschaltet. Mit steigender Entfernung vom Fluss verkleinert sich die Korngröße der Flusssedimente und die Sande gehen in braungraue, kalkfreie, siltige, rostfleckige Hochflutlehme über. Die jüngsten Hochflutsedimente in einer Tiefe um 40 cm sind in der gesamten Talau siltig. Die Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente der Taffa übersteigt 4,5 m, was durch die ca. 650 m nordnordwestlich der St. Stephanskirche von Horn situierten Kartierungsbohrung KB 21-125 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 699806, Hoch: 392393) erwiesen wurde.

Am Breitenreicher Bach, nördlich der Gemeinde Breitenreich, wird der obere Teil der Aue aus ca. 50 bis 70 cm mächtigen, braunen, kalkfreien, siltigen Hochfluttonen gebildet. Diese gehen im Liegenden in braungraue, kalkfreie, lehmig-siltige, rostfleckige Hochfluttone oder Hochflutlehme über. An dem linksseitigen Zufluss dieses Baches östlich von Breitenreich wurden in 70 bis 100 cm Tiefe graue, fein- bis mittelkörnige, fluviatile Sande erbohrt, die winzige Bruchstücke metamorpher Gesteine beinhalten.

Braungraue bis dunkelgraue, unterschiedlich kalkige, siltige bis siltig-lehmige **deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen südlich von Horn abgelagert. Sie knüpfen an fluviatile Talauensedimente der rechtsseitigen Zuflüsse der Taffa an. Nordöstlich von Breitenreich wurden einige **Schwemmfächer** aus den Tälern und Schluchten an den südwestlichen Hängen von Weißenstein und Edelberg bis zu 500 m vom Rand des Kristallins geschüttet. Es sind braungraue, lehmig-sandige, kalkfreie Schotter. Darin überwiegen Bruchstücke von verschiedenen Arten metamorpher Gesteine bis zur Größe von 25 cm (ausnahmsweise auch 0,5 m). Weiter beinhalten sie Quarzbruchstücke (max. 15 cm) und kantengerundete bis gerundete Quarzgerölle (max. 25 cm).

**Altarmsediment** füllt alte Flussarme der Taffa am linken Rand der Talau entlang des nordwestlichen Randes von Horn. Die Altarme sind nahezu gänzlich mit anmoorigen, dunkelgrauen, kalkfreien Hochflutlehm gefüllt, die Pflanzenreste beinhalten.

**Anthropogene Sedimente** treten vor allem in Anschüttungen im Gewerbe- und Industriegebiet im westlichen Teil von Horn auf. Auch in manche Altarmen der Taffa wurden tonige Anschüttungen eingebracht um die Flächen bewirtschaften zu können. Südlich von Horn, nahe der Umfahrungsstraße im nordöstlichen Teil der Flur „Lazarett“, befindet sich der Rest eines alten Teichdammes.

**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**

PHILIP SCHANTL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Variszische Orogen kann anhand mehrerer tektonischer GroÙeinheiten beträchtlichen Ausmaßes quer durch Mittel- und Westeuropa verfolgt werden. In der südlichen Böhmisches Masse dominiert als tektonische GroÙeinheit das Moldanubikum, welches im niederösterreichischen Waldviertel einen Einblick in den internen Teil des Variszischen Orogens bietet. Pionierstudien von SUESS (1912) zeigten, dass eine andere tektonische GroÙeinheit, das Moravikum, teilweise vom Moldanubikum überschoben wurde. Durch diese tektonische Aktivität etablierte sich ein Deckenbau im Moravikum und ein bereits vorhandener Deckenbau im Moldanubikum wurde überprägt (FUCHS, 1976).

Frühe Studien von SUESS (1926) und KOBER (1938) sowie zahlreiche weitere Bearbeitungen von FUCHS (1976), MATURA (1976), FUCHS & MATURA (1976), THIELE (1976), TOLLMANN (1982) und FRITZ & NEUBAUER (1993) zeugen von einer intensiven Auseinandersetzung mit der stratigrafischen und tektonischen Untergliederung des Moldanubikums. Im Zuge dieser jahrzehntelangen Forschungstätigkeit konnten drei tektonische Einheiten im Moldanubikum nachgewiesen werden. Diese nun als Deckensysteme zu bezeichnenden Einheiten (LINNER, 2013) sind nach typischen Lokalitäten im Waldviertel benannt. Man unterscheidet von liegend gegen hangend das Ostrong-, Drosendorf- und das Gföhl-Deckensystem.

Prominente Lithologien des Gföhl-Deckensystems im südöstlichen Moldanubikum sind Gföhler Gneise und überlagernde Granulite, welche in die lithodemischen Begriffe Gföhler Gneis und Moldanubischer Granulit zusammengefasst werden können (LINNER, 2013). Der Moldanubische Granulit tritt in fünf tektonisch separierten Granulitkörpern auf, die nach typischen Lokalitäten benannt sind. Von Süd nach Nord sind der Pöchlarn-Wieselburg-, Dunkelsteinerwald-, Zöbing-, St. Leonhard- und der Blumau-Granulitkörper zu unterscheiden.

Der Inhalt dieser Arbeit stützt sich auf eine Bearbeitung von SCHANTL (2016) und beinhaltet eine detaillierte petrografische Beschreibung der Gesteine aus dem Dunkelsteinerwald- und dem Zöbing-Granulitkörper. Die gewonnenen Daten werden als Grundlage eines petrografischen Vergleiches (anhand von 50 Dünnschliffen) der beiden Granulitkörper herangezogen und sollten der tektonischen Gliederung des Blattes 21 Horn dienen.

**Geländebeobachtungen und Petrografie der  
Gesteine aus dem Dunkelsteinerwald- und  
Zöbing-Granulitkörper**

Die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) zeigt, dass sich der Dunkelsteinerwald-Granulitkörper am südlichen Kontakt zur sinistralen SW-NE verlaufenden Diendorf-Störung zwischen den an der Donau befindlichen Städten Melk und Krems erstreckt. Orientiert man sich weiter Richtung NE entlang der markanten Störungszone erscheint der beträchtlich kleinere Granulitkörper nordöstlich von Zöbing ebenfalls südöstlich an der Diendorf-Störung.

Beide Granulitkörper charakterisieren sich durch sehr helle fein bis mittelkörnige Granat führende Granulite, die früher unter der Bezeichnung „Weißstein“ (WEISS, 1803) bekannt wurden. Vor allem in den hellen Granuliten des Dunkelsteinerwaldes tritt zusätzlich zu Granat auch Kyanit auf. In stärker retrograd überprägten Gesteinen bilden Sillimanit und Biotit wichtige Bestandteile, wobei Biotit in manchen Fällen graue Bänder bis zu einem Meter Mächtigkeit ausgebildet oder in Form von makroskopisch erkennbaren Blättchen auftreten kann. Die eher rar aufgeschlossenen hellen Granulite aus dem Zöbing-Granulitkörper erscheinen meist gelblich verwittert und lassen sich nur in vereinzelt Fällen frisch beproben (z.B. im nach Nordosten verlaufenden Graben in Schönberg-Neustift; Koordinaten: 48°500803 N, 15°702103 E). Diese Gesteine im Zöbing-Granulitkörper werden zusätzlich an den südwestlichen Ausläufern des Manhartsberges im Wolfsgraben (Zufahrt über Zöbing oder Straß im Straßertal; Koordinaten: 48°506067 N, 15°715608 E bzw. 48°506865 N, 15°715223 E) von hellrosarot gefärbten Migmatiten begleitet. Aufgrund der unmittelbaren Nähe zur Diendorf-Störung lässt sich im Aufschlussmaßstab meist eine intensive Zerklüftung der hellen Granulite beobachten. Im Dunkelsteinerwald werden die hellen Granulite zusätzlich von dunklen feinkörnigen Orthopyroxen führenden Granuliten begleitet. Dieser Gesteinstyp ist im Zöbing-Granulitkörper nicht anzutreffen.

Die hellen weiß-grauen Granulite sind massiv und zeigen meist bereits im Handstück eine intensive mylonitische Schieferung, die durch eine stark rekristallisierte Matrix aus Quarz und Feldspat oder orientierte Biotitblättchen definiert ist. In sehr frischen Proben lassen sich in der hellen Matrix eingebettete dunkelblaue Kyanit- und rote Granatporphyroblasten (beide bis zu 3 mm im Durchmesser) bereits makroskopisch sehr gut erkennen. Die ebenfalls sehr massigen dunklen schwarz-braunen Granulite sind homogen und zeigen keine mit dem bloßen Auge sichtbare Schieferung. Feinkörnige rote Granatporphyroblasten sind gleichmäßig in der von Orthopyroxen dunkel gefärbten Matrix aus Quarz und Feldspat verteilt. Der Orthopyroxen selbst ist makroskopisch nicht sichtbar. Hellrosarot gefärbte holokristalline Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper erscheinen grobkörnig und zeigen keine mylonitische Schieferung und Rekristallisation.

Im Folgenden wird die Petrografie der Granulite aus dem Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörper sowie der Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper detailliert beschrieben.

### **Helle Granulite aus dem Dunkelsteinerwald-Granulitkörper**

Blass roter hypidiomorpher *Granat* erreicht einen maximalen Durchmesser von 3 mm und tritt als Porphyroblast in einer von Quarz und Feldspat dominierten Matrix auf. Häufigste Einschlüsse sind Quarz, perthitischer Kalifeldspat, Plagioklas, Apatit und Monazit. In manchen Fällen enthält der als poikiloblastisch zu bezeichnende Granat auch eine beträchtliche Anzahl an spitznadeligen Rutilen. Diese Entmischung lässt auf einen ehemals titanreichen Granat schließen. In stärker retrograd überprägten Gesteinen ist Granat an seinen Korngrenzen häufig von Biotit umwachsen.

*Kyanit* ist in drei textuell verschiedenen Erscheinungsformen identifizierbar. Die erste und häufigste Erscheinungsform von *Kyanit* kann als 2 bis 3 mm großer idiomorpher Porphyroblast innerhalb der von Quarz und Feldspat dominierten Matrix beschrieben werden. *Kyanit* in seiner zweiten Erscheinungsform definiert sich durch seinen teilweisen bis vollständigen Ersatz durch feinnadeligen Sillimanit, welcher meist gemeinsam mit Biotit parallel in die retrograd gebildete Schieferung eingeregelt ist. In seiner dritten Erscheinungsform ist *Kyanit* von einer inneren Spinell führenden Granatkorona und einer äußeren Plagioklaskorona (100–200 µm breit) umgeben. Neben diesen unvollständigen Pseudomorphosen lassen sich auch vollständige Pseudomorphosen nach *Kyanit* beobachten, wobei in diesen Fällen nur noch die Form der Koronatextur an *Kyanit* erinnert. Ähnlich unvollständige und vollständige Pseudomorphosen nach *Kyanit* wurden bereits in mehreren Studien (TAJČMANOVÁ et al., 2007; ŠTÍPSKÁ et al., 2010; VRÁNA et al., 2013) als Resultat von retrograden Druckentlastungsreaktionen gedeutet.

Blättrig auftretender *Biotit* ist verstärkt in retrograd überprägten Gesteinen zu beobachten, wobei er nicht selten mit feinnadeligem Sillimanit verwachsen ist. Häufig bilden in derartigen Fällen beide Minerale parallel zur Schieferung orientierte Bänder aus. Darüber hinaus kann Biotit auch Granat an seinen Rändern ersetzen.

Der *perthitische Kalifeldspat* erreicht einen Korndurchmesser von bis zu 800 µm, womit er als Porphyroblast innerhalb der weitaus feinkörnigeren und stark rekristallisierten Matrix bezeichnet werden kann. Die Entmischungslamellen aus Plagioklas sind meist mikroskopisch erkennbar und nehmen ca. 30 bis 40 Vol. % des Gesamtkornes ein.

Die fein- bis mittelkörnige granoblastische Matrix (100–300 µm im Korndurchmesser) baut sich aus stark rekristallisiertem Quarz und Plagioklas auf.

*Akzessorien* wie Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon und Monazit sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

### **Dunkle Orthopyroxen führende Granulite aus dem Dunkelsteinerwald-Granulitkörper**

Hellroter *Granat* erscheint texturell in drei charakteristischen Erscheinungsformen. Die erste Erscheinungsform ist meist einschlussfrei, tritt homogen in der Matrix verteilt auf und ist als subidiomorpher Porphyroblast mit einem maximalen Korndurchmesser von ca. 2 mm zu bezeichnen. Das zweite texturelle Auftreten von Granat definiert sich durch eine Verwachsung aus mehreren bis zu

300 µm großen idiomorphen, Spinell führenden Granatkörnern. Neben Spinell treten auch untergeordnete Einschlüsse von Ilmenit und Magnetit auf. Das gesamte Aggregat aus Spinell führenden Granatindividuen erscheint länglich schmal (bis zu 2 mm) und ist vollständig von einer bis zu 150 µm breiten Plagioklaskorona umgeben. Wie bereits erwähnt, beschreiben VRÁNA et al. (2013) sehr ähnliche Koronatexturen aus dem Moldanubikum als vollständige Pseudomorphosen nach *Kyanit* als Resultat einer Dekompressionsreaktion. In seiner dritten und kompliziertesten Erscheinungsform bildet Granat ein idiomorphes Kornaggregat, welches eine komplexe Mineralvergesellschaftung aus Plagioklas, Spinell, Korund, Zoisit/Epidot und Hellglimmer umgibt. Zusätzlich ist dieses idiomorphe Granataggregat vollständig von einer bis zu 300 µm breiten inneren Plagioklas- und äußeren ca. 100 µm breiten Kalifeldspatkorona umgeben.

In der Matrix homogen verteilter *Orthopyroxen* erreicht einen maximalen Korndurchmesser von bis zu 300 µm.

Bis zu 200 µm großer blättriger *Biotit* ist im gesamten Gestein anzutreffen, wobei keine Vorzugsregelung erkennbar ist. In manchen Fällen ersetzt dieses Mineral Granat, Orthopyroxen oder Amphibol an dessen äußeren Rändern.

Dunkelgrüner *Amphibol* erscheint selten und kann eine maximale Korngröße von bis zu 3 mm erreichen.

*Antiperthitischer Plagioklas* zeigt einen Korndurchmesser von bis zu 600 µm und ist in einer stark rekristallisierten granoblastischen Matrix als Porphyroblast eingebettet. Die meist irregulär auftretenden Entmischungslamellen aus Kalifeldspat zeigen eine pflastersteinförmige Gestalt („Patch-Antiperthit“) und nehmen einen volumetrischen Anteil von 20 bis 26 % des Gesamtkornes ein. Eine ähnliche Entmischungstextur wurde bereits vereinzelt an Perthiten („Patch-Perthit“) beschrieben und als durch Fluidmigration verursachte Alteration der primären Feldspäte interpretiert (z.B. PARSONS & LEE, 2009; ABART et al., 2009).

Die fein- bis mittelkörnige granoblastische Matrix wird von rekristallisiertem Quarz, Plagioklas und wenig Kalifeldspat gebildet und zeigt eine generelle Korngrößenvariation innerhalb 200 und 400 µm. Die geringen Anteile an sehr feinkörnigem Kalifeldspat zeigen keine Entmischungslamellen.

*Akzessorien* wie Ilmenit, Magnetit, Allanit, Rutil, Apatit und Zirkon sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

### **Helle Granulite aus dem Zöbing-Granulitkörper**

Roter *Granat* erreicht einen maximalen Durchmesser von 1 mm und tritt als Porphyroblast innerhalb der aus Quarz und Feldspat bestehenden Matrix auf. Quarz, perthitischer Kalifeldspat, Plagioklas, Apatit, Monazit, Ilmenit und Rutil bilden typische Einschlüsse im Granat. Nicht selten definieren sich Einschlüsse durch eine Vergesellschaftung aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas, die in ihren Mengenteilen einer Granit-Minimumschmelze entsprechen (ehemals Schmelzeinschlüsse).

Primärer *Kyanit* tritt nur in seltenen Fällen als Porphyroblast in Erscheinung. Meistens ist *Kyanit* fast vollständig von stängeligem Sillimanit paramorph ersetzt und konzentriert sich gemeinsam mit Biotit in Bändern, die eine intensive Schieferung ausprägen.

Blättriger *Biotit* ist in der gesamten Matrix verteilt und bildet eine intensive Schieferung aus. Sehr häufig wächst *Biotit* auf Kosten von *Granat* an dessen Rändern.

Der als Porphyroblast zu bezeichnende *perthitische Kalifeldspat* hebt sich aufgrund seiner Korngröße von bis zu 500 µm von der weitaus feinkörnigeren Matrix ab und repräsentiert einen ehemaligen ternären *Feldspat*. Nur vereinzelt lassen sich die Entmischungslamellen aus *Plagioklas* im Mikroskop erkennen, wobei diese dann ca. 20 bis 25 % volumetrischen Anteil des Gesamtkorns einnehmen.

Die granoblastische fein- bis mittelkörnige Matrix (100–300 µm) definiert sich durch die Phasen *Quarz* und *Plagioklas*, wobei beide Phasen ein stark rekristallisiertes Gefüge definieren.

*Akzessorien* wie *Rutil*, *Apatit*, *Zirkon* und *Monazit* sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

### **Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper**

Subidiomorph ausgebildeter *perthitischer Kalifeldspat* erreicht einen maximalen Korndurchmesser von ca. 500 µm und erscheint somit wesentlich grobkörniger als alle anderen Phasen im Gestein. Die Entmischungslamellen aus *Plagioklas* durchziehen das gesamte Korn diffus womit keine klare Abgrenzung zum Wirtsmineral erkennbar ist. Das Mineral baut ca. ein Drittel des Gesamtgesteins auf.

*Plagioklas* und *Quarz* (jeweils ca. ein Drittel vom Gesamtgestein) erscheinen subidiomorph und zeigen eine Korngrößenvariation von ca. 200 bis 300 µm. *Plagioklas* zeigt eine intensive Serizitisierung, wodurch das Mineral oberflächlich trüb wirkt. *Biotit* tritt nur in vereinzelt Fällen auf und bildet längliche Blättchen bis zu 100 µm aus. *Apatit* und opake Phasen bilden *Akzessorien* im Gestein.

### **Vergleich und Interpretation der petrografischen Beobachtungen in den Gesteinen des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers**

Aufgrund des Fehlens von dunklen, Orthopyroxen führenden Granuliten im Zöbing-Granulitkörper lässt sich ein petrografischer Vergleich nur zwischen den hellen Granuliten aus dem Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörper ziehen. Detaillierte texturale Beobachtungen im Dünnschliffmaßstab lassen jedoch eine weitest gehende Übereinstimmung dieser hellen Granulite aus den beiden Granulitkörpern erkennen. Lediglich der geringere Anteil an *Kyanit* (meist paramorph in *Sillimanit* umgewandelt, nur mikroskopisch zu erkennen) in den Granuliten aus dem Zöbing-Granulitkörper ist als Unterschied zu erwähnen.

In den hellen moldanubischen Granuliten spiegelt eine koexistierende Mineralparagenese aus *Granat*, *Kyanit*, ehemaligen ternären *Feldspat* (entmischt in perthitischen *Kalifeldspat*) und *Rutil* ein Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfazielles Metamorphoseereignis sowohl für den Dunkelsteinerwald-, als auch für den Zöbing-Granulitkörper wider. Detaillierte petrologische Untersuchungen dieser Mineralvergesellschaftung lassen Druck-Temperaturbedingungen von rund 1,6 GPa und 1.050° C rekonstruieren, die eine Equilibrierung an der Kruste-Mantel-Grenze einer stark verdickten kontinentalen Lithosphäre implizieren (SCHANTL, 2016). Ähnliche Druck-Temperaturabschätzun-

gen von etwa 1,6 GPa und 1.000° C sind aus früheren Studien der moldanubischen Granulite aus dem Dunkelsteinerwald dokumentiert (CARSWELL & O'BRIEN, 1993). In den dunklen Orthopyroxen führenden Granuliten des Dunkelsteinerwaldes manifestiert sich dasselbe Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfazielle Ereignis durch eine Mineralvergesellschaftung aus *Granat*, ternärem *Feldspat* (gegenwärtig entmischt in antiperthitischen *Plagioklas*) und Orthopyroxen. Diese *Granat*- und Orthopyroxen führenden Hochdruck-Granulite sind sehr selten, jedoch wurden sie bereits von VRÁNA & JAKEŠ (1982), FIALA et al. (1987) und CARSWELL & O'BRIEN (1993) im Moldanubikum beschrieben.

In den hellen Granuliten des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers wird durch Abkühlung und starke Deformation nach der Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen Überprägung eine chemische Separation der ehemaligen ternären *Feldspäte* in perthitische *Kalifeldspäte* eingeleitet. Vor allem durch die intensive mylonitische Deformation kommt es in weiterer Folge zur Rekristallisation der ternären *Feldspäte*, wodurch sich feinkörnige granoblastische *Plagioklase* bilden. Zusätzlich wird im Zuge der post-Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen Präzierung *Kyanit* durch *Sillimanit* ersetzt, welcher gemeinsam mit retrogradem *Biotit* eine Schieferung ausbildet. Im Vergleich dazu definiert sich die retrograde Überprägung in den Orthopyroxen führenden Granuliten des Dunkelsteinerwald-Granulitkörpers durch das Auftreten der in der Matrix vorhandenen Minerale *Amphibol* und *Biotit*. Darüber hinaus kommt es im Zuge dieser retrograden Überprägung zur Entmischung der ehemals ternären *Feldspäte* in antiperthitische *Plagioklase*, die in weiterer Folge während einer intensiven Deformation zu feinkörnigen *Plagioklasen* und *Kalifeldspäten* der Matrix rekristallisieren. Für dieses retrograde Ereignis wurden Druck-Temperaturbedingungen von 0,65 bis 0,8 GPa bei 725 bis 760° C rekonstruiert, welche eine granulitfazielle Überprägung unter mittlerem Druck im mittleren Krustenniveau definieren (CARSWELL & O'BRIEN, 1993; SCHANTL, 2016).

Spektakuläre *Kyanit* konsumierende Koronentexturen, sowohl in hellen, als auch in dunklen Granuliten des Dunkelsteinerwald-Granulitkörpers zeugen von einem starken Ungleichgewicht und einer intensiven post-Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen metamorphen Überprägung im Zuge einer intensiven Dekompression (TAJČMANOVÁ et al., 2007; ŠTÍPSKÁ et al., 2010; VRÁNA et al., 2013). Darüber hinaus weisen hydratisierte Phasen wie *Hellglimmer*, *Zoisit* und *Epidot* innerhalb der von idiomorphen *Granatindividuen* umgebenen *Plagioklas-Spinnell-Korund-Symplektite* auf eine verstärkte Fluidmigration innerhalb der dunklen Orthopyroxen führenden Granulite hin. Diese Interpretation wird durch das Auftreten von *Patch-Antiperthiten* unterstützt, welche höchstwahrscheinlich ebenfalls durch Fluidmigration im Zuge von Alterationsprozessen entstanden sind. Derartige Koronentexturen können in den hellen Granuliten des Zöbing-Granulitkörpers nicht beobachtet werden.

Grobkörnig auskristallisierte hellrosarote Migmatite in den hellen Granuliten des Zöbing-Granulitkörpers zeigen keine mylonitische Schieferung und Rekristallisation, womit eine postdeformative Anatexis nach der retrograden Mitteldruck granulitfaziellen Überprägung im Zöbing-Granulitkörper interpretiert werden kann.

## Literatur

- ABART, R., PETRISHCHEVA, E., WIRTH, R. & RHEDE, D. (2009): Exsolution by spinodal decomposition II: Perthite formation during slow cooling of anatexites from Ngorongoro, Tanzania. – *American Journal of Science*, **309**, 450–475, New Haven.
- CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – *Journal of Petrology*, **34**, 427–459, Oxford.
- FIALA, J., MATĚJOVSKÁ, O. & VAŇKOVÁ, V. (1987): Moldanubian granulites: source material and petrogenetic considerations. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen*, **157**, 133–165, Stuttgart.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologische Rundschau*, **82**, 556–565, Berlin–Heidelberg.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **129**, 41–49, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 1–43, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien.
- LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. – Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt, 43–56, Wien.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 63–74, Wien.
- PARSONS, I. & LEE, M.R. (2009): Mutual replacement reactions in alkali feldspars I: microtextures and mechanisms. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **157**, 641–661, Berlin–Heidelberg.
- SCHANTL, P. (2016): Multistage Variscan Metamorphism of the Moldanubian Granulites from the Bohemian Massif, Austria. – Master Thesis, Karl-Franzens-Universität Graz, 75 S., Graz.
- SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KREMMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- ŠTÍPSKÁ, P., POWELL, R., WHITE, R.W. & BALDWIN, J.A. (2010): Using calculated chemical potential relationships to account for coronas around kyanite: an example from the Bohemian Massif. – *Journal of Metamorphic Geology*, **28**, 97–116, Oxford.
- SUCESS, F.E. (1912): Die moravisches Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenke. – *Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe*, **88**, 541–631, Wien.
- SUCESS, F.E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – 268 S., Berlin.
- TAJČMANOVÁ, L., KONOPÁSEK, J. & CONNOLLY, J.A.D. (2007): Diffusion-controlled development of silica-undersaturated domains in felsic granulites of the Bohemian Massif (Variscan belt of Central Europe). – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **153**, 237–250, Berlin–Heidelberg.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 75–81, Wien.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – *Geotektonische Forschungen*, **64**, 1–91, Stuttgart.
- VRÁNA, S. & JAKEŠ, P. (1982): Orthopyroxene and two-pyroxene granulites from a segment of charnockitic crust in southern Bohemia. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **57**, 129–143, Praha.
- VRÁNA, S., JANOUŠEK, V. & FRANĚK, J. (2013): Contrasting mafic to felsic HP-HT granulites of the Blanský les Massif (Moldanubian Zone of southern Bohemia): complexity of mineral assemblages and metamorphic reactions. – *Journal of Geosciences*, **58**, 347–378, Praha.
- WEISS, C.S. (1803): Über die Gebirgsart des sächsischen Erzgebirges, welche unter dem Namen Weiss-Stein neuerlich bekannt gemacht worden ist. – *Neue Schriften der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin*, **4**, 342–366, Berlin.

### Blatt 37 Mautern an der Donau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PHILIP SCHANTL

### Blatt 38 Krems an der Donau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PHILIP SCHANTL

## Bericht 2010–2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln

REINHARD ROETZEL

In den Jahren 2010 bis 2014 wurden im gesamten Nordteil des Kartenblattes 39 Tulln, in Anschluss an die flächendeckenden Kartierungen durch Pavel Havlíček (HAVLÍČEK, 2003a–c, 2004, 2014), Oldřich Holásek (HOLÁSEK, 2003a–c, 2004) und Zdeněk Novák (NOVÁK, 2003a–c, 2004, 2005, 2006), ergänzende Kartierungen und Revisionsbegehungen durchgeführt. Die Arbeiten erfolgten zwischen den Orten Großriedenthal, Neudegg, Ottenthal, Ruppersthal, Kleinwetzdorf-Heldenberg, Baumgarten/Wagram, Großweikersdorf, Ameistal, Puch, Oberrußbach, Niederrußbach und Wischathal. Zusätzlich wurde am Kartenblatt der gesamte Bereich des Wagram zwischen Thürnthal und Gaisruck nochmals begangen, um die Lithologie des miozänen Sockels dieser Erosionskante eingehender zu studieren. In allen Bereichen wurde besonders auf die detaillierte Gliederung der pleistozänen Bedeckung und deren genauere Abgrenzung zu den neogenen Schichtgliedern geachtet. Ebenso erfolgte die Anpassung der Kartierung an die nördlich und westlich anschließenden Blätter 22 Hollabrunn und 38 Krems. Weiters wurden die chronostratigraphischen Einstufungen der marinen, miozänen Schichtglieder durch mikropaläontologische Untersuchungen von Holger Gebhardt (Foraminiferen) und Stjepan Ćorić (Nannoplankton) überarbeitet. Parallel dazu verlief die Aufnahme der Profile mit fossilen Böden und Bodensedimenten durch Pavel Havlíček, Oldřich Holásek und Michal Vachek und die mikromorphologische Bearbeitung dieser Paläoböden durch Libuše Smolíková (HAVLÍČEK et al., 2004, 2005, 2006; SMOLÍKOVÁ, 2014).

### Neogene Sedimente

#### Sedimente der Laa-Formation (Karpatum)

Die marinen Sedimente der Laa-Formation aus dem oberen Untermiozän (Karpatum) sind großflächig, besonders östlich des Schmidatales, im Bereich Ameistal, Puch, Wischathal, Oberrußbach, Niederrußbach und Großweikersdorf verbreitet. Hier bauen sie vor allem südöstlich der Straße Großweikersdorf–Hollabrunn die Höhenrücken von Hirschberg, Kalter Stube, Haberg, Altenberg und Dauersberg auf. Kleine Flächen von Sedimenten der Laa-Formation finden sich aber auch westlich bis südwestlich des Bahnhofs von Großweikersdorf oder am Steinberg und südöstlich von Ruppersthal. Am Wagram bilden sie auf dem Blatt Tulln großteils den miozänen Sockel.

Westlich des Bahnhofs von Großweikersdorf findet man nördlich der Straße nach Ruppersthal, in den Terrassenkanten der Weingärten, unter Löss, hauptsächlich gelbbraune, glimmerreiche, siltige Feinsande bis feinsandige Mittelsande. Die Sande sind intern dünn geschichtet, teilweise auch intern schräggeschichtet und durch mm-dün-

ne Siltlagen voneinander getrennt, wobei auch Pflanzenhäcksels und Holzreste auf den Schichtflächen zu erkennen sind. Manchmal ist auch Beulenschichtung („hummocky cross stratification“) und Wickelschichtung („convolute bedding“) zu beobachten. Seltener sind massige Sandpakete bis 2 m Mächtigkeit, die nach oben hin feiner werden und dort eine straffe, ebene Schichtung zeigen oder grüngraue Silthorizonte in ähnlicher Mächtigkeit. Öfters sind Sandstein-Konkretionen bis 1 m Durchmesser oder Sandsteinhorizonte zu finden.

Diese sandreiche Fazies setzt sich nach Westen in den Bereich südlich des Steinberges und südöstlich von Ruppersthal fort. Hier führen die gelbbraunen, mittelsandigen Feinsande und grobsandigen Mittel- bis Feinsande z.T. auch mächtigere Einschaltungen aus blaugrauen bis grüngrauen und gut geschichteten feinsandigen Silten. Vereinzelt finden sich auch bis zu 70 cm mächtige Horizonte aus quarzreichen Kiesen mit Kristallin- und Kalkkomponenten, seltener auch mit sehr gut gerundeten Sandsteingeröllen bis 10 cm Durchmesser.

Auch nördlich von Großweikersdorf, südlich der Einmündung des Therngrabenbaches in das Schmidatal, konnten mithilfe zahlreicher Handbohrungen gelbbraune bis gelbgraue siltige Feinsande und feinsandige Mittelsande in Wechsellagerung mit grüngrauen, gelbgrauen bis blaugrauen, eben geschichteten, feinsandigen oder tonigen Silten auskartiert werden. Dazu treten dort Einschaltungen von quarzreichen, sandigen Feinkiesen auf.

Im Gegensatz zur sanddominierten Lithofazies in der Umgebung von Großweikersdorf sind die Sedimente der Laa-Formation östlich der Straße Großweikersdorf–Ameistal–Puch deutlich feinkörniger und pelitreicher. In den Gebieten SSE von Ameistal, um den Hirschberg und der Kote 336 NW Niederrußbach, SW Puch, aber auch östlich der Straße Niederrußbach–Puch in der Kalten Stube SE von Puch und nördlich von Oberrußbach, sowie auf dem langgestreckten, NNE–SSW streichenden Höhenrücken des Haberges NW bis SW von Wischathal, am Altenberg und am Dauersberg NE Niederrußbach überwiegen grüngraue bis gelbbraune, stark glimmerige, tonige bis feinsandige Silte. Darin eingeschaltet sind oft NNE–SSW streichende Zonen mit gelbgrauen Fein- bis Mittelsanden und Kiesen.

Bei den kiesigen Einschaltungen kann man zwei Typen unterscheiden: Im westlichen Bereich, östlich von Ameistal und westlich von Ober- und Niederrußbach findet man vor allem quarzreiche Fein- bis Mittelkiese in gelbbrauner bis rotbrauner, sandiger Matrix. Die Kiese bestehen aus gut bis sehr gut gerundeten Komponenten aus Quarz, aber auch kristallinen Gesteinen und untergeordnet Sandstein- und Kalkgeröllen. Sie können lateral in quarzreiche, kiesige Mittel- bis Grobsande übergehen. Derartige, mehrere Meter mächtige Einschaltungen von Kiesen und Sanden findet man auf dem Nord–Süd streichenden Höhenrücken um die Kote 336, ca. 1,5 km westlich von Oberrußbach und ca. 2 km NW von Niederrußbach, wo sie ehemals in mehreren Gruben (BMN M34 R: 727587, H: 371070; R: 727660, H: 370904) abgebaut wurden. Weitere mäch-

tige Kies- und Sandeinschaltungen befinden sich NE vom Hirschberg oder südlich von Breitenwaida, wo quarzreiche, kiesige Mittel- bis Grobsande und Kiese ebenfalls in großen Grubenarealen (BMN M34 R: 727353, H: 372175; R: 730372, H: 373300) gewonnen wurden. Auch SE von Puch, im Bereich der Kalten Stube, findet man eingeschaltet in den Peliten quarzreiche Kiese und Sande.

Der zweite Typ von grobklastischen Sedimenten besteht aus groben, sehr gut bis gut gerundeten Sandstein- und Kalkgeröllen in pelitischer Matrix, wobei es sich bei diesen Sedimenten oft um Geröllmergel handelt. Die groben Komponenten haben meist zwischen 5 und 20 cm Durchmesser, können manchmal aber auch Blockgröße bis 0,5 m erreichen. Am häufigsten findet man diese groben, matrixgestützten Schotter am NNE–SSW streichenden Kamm des Haberges, W bis NW von Wischathal als Einschaltungen in den Peliten in linsenartigen, oft langgestreckten Körpern mit bis zu 150 m Länge. Daneben treten derartige Kiese auch N und SSE von Oberrußbach und E Niederrußbach auf. In kleinen Arealen sind diese groben Flysch- und Kalkschotter auch mit den quarzreichen Kiesen und Sanden vergesellschaftet, wie z.B. um die Kote 336 NW Niederrußbach, SW Puch sowie nördlich und SW Wischathal.

In den wenigen Aufschlüssen, wie z.B. in einer aufgelassenen Grube im Wald SW Puch (BMN M34 R: 727605, H: 372371) oder in Weingartenböschungen südlich dieses Ortes (BMN M34 R: 728605, H: 372913), sowie in dem vergleichbaren Vorkommen in der Tongrube Wienerberger in Göllersdorf (ROETZEL et al., 2009) ist zu sehen, dass diese matrixgestützten Kiese in meist ungeschichteten, selten undeutlich geschichteten, gelbbraunen bis gelbgrauen, kalkigen Tonsilten bis feinsandigen Silten auftreten. Diese Geröllmergel wurden von FUCHS & GRILL (1984) als „Flyschkonglomerat vom Haberg“ bezeichnet, wobei die Bezeichnung „Konglomerat“ etwas irreführend ist, da sie nie konglomeratisch verfestigt sind und daher die Bezeichnung „Haberg-Schotter“ oder „Geröllmergel vom Haberg“ zu bevorzugen wäre.

Am Hang unmittelbar östlich von Niederrußbach sind im Bereich eines Sendemastes und NNE vom Sportplatz tektonisch beeinflusste Zonen in den Sedimenten der Laa-Formation zu beobachten. In Weingartenböschungen und Hohlwegen ist hier in einer ungefähr N–S streichenden Zone ein Einfallen von 35°–40° gegen SE bzw. 10°–15° gegen NW zu beobachten. Diese Störungszone verläuft vermutlich weiter gegen NNE östlich von Oberrußbach gegen Kleedorf und ist dort nur mehr in lössüberwehten Senken zu vermuten. Die Störung begrenzt den morphologisch auffallend hoch, bis über 400 m SH, aufragenden Zug des Haberges gegen Westen.

Am Wagram nördlich der Donau treten die Sedimente der Laa-Formation als miozäner Sockel der pleistozänen Ablagerungen nahezu im gesamten Verlauf zwischen Thürnthal und E Gaisruck auf. Vom Westrand des Kartenblattes westlich Thürnthal bis zur Einmündung des Schmidatales in das Tullnerfeld bei Absberg und darüber hinaus auch in den Kellergassen Absberg und Neugebäude dominiert in den zahlreichen Aufschlüssen vor allem eine sandreiche Fazies. Man findet hauptsächlich gelbbraune bis gelbgraue, glimmerreiche, siltige Feinsande bis Mittelsande. Selten sind grobsandige Lagen oder, wie SE von Königsbrunn (BMN M34 R: 721890, H: 364392), eine kiesige, sehr

kristallinreiche Einschaltung mit 3–15 cm großen Komponenten aus Quarz, Gneis, Aplit und Hornstein. Die Sande sind im Dezimeter- bis Meterbereich gebankt und intern massig oder straff eben geschichtet. Vereinzelt ist auch interne Schrägschichtung oder ein „fining upward“ von mittelsandigen Feinsanden zu Feinsanden zu beobachten. Beulenschichtung („hummocky cross stratification“) oder Wickelschichtung („convolute bedding“), die z.T. in Konkretionen erhalten ist, findet sich besonders östlich der Schmida in der Kellergasse Neugebäude. Selten sind Rinnenstrukturen mit mittel- bis grobsandiger Füllung, „mud chips“ und Pelitklasten bis 20 cm Durchmesser zu finden. In den Sanden treten immer wieder z.T. große, brotlaibförmige Sandsteinkonkretionen von 1–2 m Durchmesser auf, wie z.B. in der Absberger Kellergasse oder der Kellergasse Neugebäude.

Die Sande stehen oft in Wechsellagerung mit cm- bis dm-mächtigen Lagen aus hellgrauen bis blaugrauen, tonig-feinsandigen Silten, die im mm-Bereich eben geschichtet sind. In manchen Bereichen treten auch bis zu einige Meter mächtige gelbgraue bis blaugraue, geschichtete, tonige bis feinsandige Silte mit Sandlagen zwischen die Sande. Östlich der Schmida, im Osten der Kellergasse Neugebäude, nimmt die Häufigkeit der Pelitzwischenlagen gegen SE bis zum Weg zur Wagramwarte zu.

Die Sedimente sind besonders im Westen weitgehend kalkfrei, wodurch sie dort in älteren Arbeiten (z.B. FUCHS & GRILL, 1984) als „*Oncophora*-Schichten“ eingestuft wurden. Man findet aber auch dort sporadisch Kalk führende Ablagerungen, wie z.B. in einer Baugrube ca. 350 m westlich von Schloss Thürnthal (BMN M34 R: 713669, H: 366786), mit einer stratigrafisch aussagekräftigen Mikrofauna mit *Globigerina dubia*. Gegen Osten sind die Ablagerungen in manchen Bereichen häufiger Kalk führend und beinhalten in einigen Proben auch eine für das Karpatium typische Mikrofauna. Zusätzlich sind in einem Aufschluss ca. 1 km SE Kirchberg (BMN M34 R: 719054, H: 365670) auch selten Molluskensplitter anzutreffen.

Ab dem Weg zur Wagramwarte nördlich von Absdorf bis unmittelbar westlich von Eggendorf am Wagram tritt in den miozänen Sedimenten am Wagram auf einer Länge von ca. 4 km eine lithologisch inhomogene und in Teilbereichen tektonisch stark gestörte Zone auf.

Zuerst findet man auf ca. 1 km Länge eine pelitreiche Zone mit gelbgrauen bis gelbbraunen, z.T. schokoladebraunen oder blaugrauen tonigen Silten bis Tonsilten. Diese sind im cm- bis dm-Bereich gebankt und intern mm-dünn geschichtet. Die Pelite stehen in Wechsellagerung mit dünnen Feinsandlagen im mm- bis cm-Bereich, die z.T. auch Linsenschichtung (Rippel, intern schräggeschichtet) zeigen. Die Sedimente sind kalkfrei bis schwach kalkig, selten Kalk führend. Im östlichen Teil treten dann vermehrt sandige Einschaltungen auf. Hier findet man gelbbraune, 0,5 m bis 1,5 m dick gebankte und straff eben geschichtete Fein- bis Mittelsande mit Zwischenlagen aus gelbgrauen bis gelbbraunen tonigen Silten bis Silt-Tonen. Die 5–30 cm mächtigen Pelite sind dünn geschichtet und werden von Mehlsand mit Pflanzenhäcksel unterbrochen. Vereinzelt sind in den Sanden flache Erosionsrinnen erkennbar. Am westlichen und östlichen Rand dieser 1 km langen pelitreicheren Strecke zeigen die Sedimente ein deutliches Einfallen. Im Westen ist auf ca. 160 m Länge ein Einfallen

mit 10°–35° gegen NE bis SE bzw. SW bis NW feststellbar. Im Osten fallen die Sedimente auf ca. 300 m hauptsächlich nach Osten bis NNE zuerst mit 30°–60°, dann verflachend mit 10°–20° ein.

Östlich der zweiten tektonisch verstellten Zone beginnt wieder eine sandreiche Zone. Diese ca. 1,2 km lange Zone wird aus gelbbraunen bis gelborangen, glimmerreichen Mittel- bis Feinsanden aufgebaut. Die 50 bis 120 cm mächtigen, gebankten Sandpakete sind massig oder eben geschichtet. Sie wechseln mit bis zu 20 cm mächtigen, eben geschichteten, gelbgrauen bis graubraunen, tonigen Silten. Lokal findet man aber auch mächtigere pelitische Einschaltungen aus 4 bis 6 m mächtigen, eben geschichteten tonigen Silten mit z.T. rippelgeschichteten, feinsandig-siltigen Zwischenlagen. Innerhalb dieser sandreicheren Zone, ca. 900 m westlich von Stetteldorf, tritt eine weitere tektonisch verstellte Zone auf ca. 170 m Länge mit Einfallen von 20°–25° gegen NW auf.

Unmittelbar südwestlich Stetteldorf beginnt erneut eine pelitreichere Zone, die auf ca. 1,3 km Länge verfolgt werden kann. Zuerst ist ein Wechsel von gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden (10–15 cm Lagen) und braungrauen Silten (5–10 cm Lagen) zu beobachten. In den Sanden tritt z.T. interne Schrägschichtung oder fining upward von Mittelsand zu feinsandigem Mittelsand auf. Die zwischengelagerten Silte führen reichlich Pflanzenhäcksel. Weiter nach Osten, unmittelbar südlich von Stetteldorf, findet man dann gelbgraue bis braungraue, eben geschichtete tonige Silte mit reichlich Pflanzenhäcksel und Holzresten auf den Schichtflächen. Selten sind hier 5–15 cm mächtige, gelbbraune bis gelborange Mittelsand-Feinsand-Lagen, z.T. mit interner Schrägschichtung (Rippel) zu beobachten, die aber lateral wieder mächtiger und häufiger werden.

Südöstlich von Starnwörth tritt auf ca. 500 m Länge nochmals eine sandreichere Fazies auf. Hier stehen gelbbraune, glimmerreiche, straff ebenflächig geschichtete siltige Fein- bis Mittelsande in 50–200 cm mächtigen Sandpaketen an, die von 5–10 cm mächtigen feinsandigen Silthorizonten getrennt werden. Im Westen fällt die Schichtfolge konstant mit 15°–20° gegen WNW ein und versteilt weiter gegen Osten auf 50°–85°. Gleichzeitig nimmt die Intensität der Wechsellagerung von Sanden und Silten gegen Osten stark zu. In weiterer Folge kommt es in der pelitreichen Abfolge mit Sandzwischenlagen zu Verfaltungen und Abscherungen und zur Änderung des Einfallens mit 60°–75° gegen ESE. Weiter nach Osten werden die Pelite dann wiederum von gebankten, siltigen Feinsanden mit dünnen Siltzwischenlagen abgelöst, die zunächst weiterhin mit 65°–85° gegen E bis SE einfallen. Am Ende dieser Störungszone im Osten verflacht dann das Einfallen innerhalb von ca. 10 m, sodass östlich davon, auf ca. 150 m, die Sedimente wiederum vollkommen flachliegen.

Die Analyse dieser tektonischen Strukturen durch E. Hintersberger und K. Decker (unveröff. Bericht, Geologische Bundesanstalt, 2015) ergab eine erste, vermutlich bereits im Karpatium oder unteren Badenium erfolgte Deformationsphase mit offener Faltung und einer WNW–ESE gerichteten Einengung. Diese wurde während einer zweiten Deformationsphase, vermutlich im Obermiozän (Pannonium), durch flache W-vergente Aufschiebungen überprägt. Inwieweit diese Störungszone am Wagram mit dem südlich davon im Untergrund aufragenden Moosbierbaumer Horst

in Verbindung steht, kann wahrscheinlich erst aus seismischen Profilen geklärt werden.

Von Eggendorf ostwärts ist der miozäne Sockel des Wagram nur mehr schlecht aufgeschlossen. Aus den wenigen Aufschlüssen im Raum von Gaisruck kann ein Wechsel von gelbgrauen, blaugrauen bis braungrauen tonigen Silten mit cm-dünnen Feinsand-Zwischenlagen und -bestegen und dazwischen auftretenden gelbgrauen, siltigen, z.T. mittelsandigen, glimmerigen, geschichteten Feinsanden und feinsandigen Mittelsanden mit dünnen, siltig-tonigen Zwischenlagen abgeleitet werden.

Die miozänen Sedimente bilden am Wagram einen ausgeprägten Stauhohizont an der Unterkante zu den im Hangenden folgenden pleistozänen Kiesen. Starke Quellen treten z.B. in Thürnthal, Engelmansbrunn, Kirchberg am Wagram, Königsbrunn, im Plectentaler Graben nördlich von Hippersdorf oder in Absberg auf. Besonders viele Quellen und Vernässungen sind im Bereich der Störungszone zwischen Stetteldorf und Eggendorf am Wagram, aber auch ostwärts bis Gaisruck zu beobachten.

Die meisten Proben der Laa-Formation können aufgrund des Auftretens der benthischen Foraminiferen *Pappina breviformis*, *Pappina primiformis*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Uvigerina graciliformis* und *Bolivina fastigia* in das Karpatium gestellt werden. Auch beim Plankton kann mit Hilfe von *Globigerina lentiana*, *Globigerina dubia*, *Globoquadrina langhiana* und diverse Cassigerinellen-Arten eine Einstufung in das Karpatium vorgenommen werden.

#### **Sedimente der Gaidorf-Formation (Badenium)**

Ablagerungen des unteren Badenium, die hier mit der Gaidorf-Formation korreliert werden, konnten auf dem Kartenblatt in einem kleinen Bereich eindeutig biostratigrafisch nachgewiesen werden. Sie treten nördlich von Großweikersdorf, am linken, östlichen Hang des Therngrabenbaches, ca. 1 km vor der Einmündung in das Schmidatal auf. Die Sedimente unmittelbar westlich der Kiesgrube Schauerhuber liegen hier im Liegenden der Hollabrunn-Mistelbach-Formation. Es handelt sich um gelbbraune bis grünlichgraue, im dm-Bereich undeutlich geschichtete tonige Silte mit dünnen Zwischenlagen oder Linsen aus Feinsand-Mittelsand und kleinen, rotbraunen Fe-Konkretionen. Die Sedimente sind im Gegensatz zu den benachbarten Ablagerungen der Laa-Formation deutlich pelitreicher und beinhalten eine Foraminiferenfauna, in der vor allem *Praeorbulina glomerosa glomerosa* und *Orbulina suturalis* auf die Ablagerung im Badenium hinweisen. Die Faunen sind außerdem im Gegensatz zu jenen aus der Laa-Formation deutlich artenreicher und diverser.

Da diese Ablagerungen in gleicher Höhe wie die Sedimente des Karpatium liegen, sind sie entweder an Störungen abgesenkt oder liegen in einer erosiven Rinne. Für beide Möglichkeiten konnten jedoch im Gelände keine Beweise erbracht werden.

#### **Sedimente der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)**

Fluviatile Sedimente der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (HMF) aus dem Obermiozän (Pannonium) haben vor allem im nordwestlichen Teil des Kartenblattes Tulln, westlich der Schmida, im Raum Großriedenthal, Neudegg,

Ruppersthal, Kleinwetzdorf-Heldenberg und Baumgarten/Wagram große Verbreitung. Sie treten aber auch östlich der Schmida, zwischen Ameistal und Puch auf.

Ihre Verbreitung ist vor allem auf die nach Westen schauenden Hänge der NNW–SSE streichenden Rücken beschränkt, während die Ost-schauenden Hänge meist mit z.T. sehr mächtigem Löss überweht wurden. Besonders westlich von Großweikersdorf und um Ameistal ragen die Sedimente der HMF oft inselartig aus der Lössbedeckung. Oberflächennah zeigen sie in manchen Bereichen starke Kryoturbation.

Auch an der nördlichen Flanke des Gießgrabens (Krampusgraben) zwischen Großriedenthal und der Mündung des Neudegger Grabens sind Kiese und Sande der HMF anstehend. Die südöstlich vom Neudegger Graben anschließenden Kiesvorkommen im Ortsbereich von Ottenthal und südöstlich davon, N bis SW vom Öchlsberg (Exlberg), sind dagegen aufgrund der Höhenlage wahrscheinlich schon pleistozäne Terrassensedimente.

Im aufgenommenen Gebiet überwiegen sandige Kiese bis kiesige Sande, manchmal mit Einschaltungen von z.T. schräggeschichteten und z.T. kiesigen Grob- bis Mittelsanden. Die gut gerundeten Kiese mit Durchmesser zwischen 2 und 10 cm setzen sich überwiegen aus Quarz bzw. quarzreichen Gesteinen, daneben aber auch aus verschiedenen Kalken, Sandstein und Mergelstein, untergeordnet auch kristallinen Gesteinen zusammen. Die Grob- bis Feinkiese sind in manchen Bereichen, wie z.B. bei dem Naturdenkmal am Spielberg (Auberg) nördlich Großriedenthal, östlich Neudegg (Steinfels) und anderen Orten stark konglomeratisch verfestigt. Diese Konglomerate und Sandsteine wurden in Steinbrüchen im Steintal ca. 1,2 km NE Ottenthal, ca. 1 km SW der Sonnleiten, ca. 600 m WSW Baumgarten/Wagram und ca. 500 m NNW Ruppersthal als Baugesteine abgebaut. Die unverfestigten Kiese und Sande wurden in einer Vielzahl von meist kleinen Gruben gewonnen. Größere Abbau befanden sich z.B. am Südhang des Spielberges (Auberg) nördlich Großriedenthal, unterhalb des Hausberges von Großriedenthal, ca. 500 m östlich Neudegg, ca. 1,4 km NE Ottenthal, ca. 500 m NNW Ruppersthal, ca. 600 m WSW und 400 m NNW Baumgarten/Wagram, ca. 1 km SW Glaubendorf und ca. 500 m SE Heldenberg. In Betrieb befanden sich zum Zeitpunkt der Aufnahme nur die Kiesgrube Schauerhuber, rund 1,5 km NNE von Großweikersdorf, und die Kiesgrube Bieringer, ca. 2 km NW von Ruppersthal.

Neben den sandigen Kiesen treten aber auch ca. 800 m SW von Heldenberg oder rund 1 km NNW von Ruppersthal in den hangenden Bereichen der HMF größere Areale mit Grob- bis Feinsanden, z.T. auch siltigen Feinsanden auf. Auch in der unmittelbaren Umgebung der Kapelle von Ameistal und rund 700–1.000 m NE dieses Ortes sind Mittel- bis Feinsande und Feinkiese anstehend. Diese stehen nordöstlich des Dorfes in intensiver Wechsellagerung und sind z.T. zu Sandstein verfestigt; SW von Ameistal wechseln sie mit tonigen Silten.

In der Kiesgrube der Fa. Bieringer NW von Ruppersthal war zum Zeitpunkt der Aufnahme im April 2013 eine bemerkenswerte, rund 14 m mächtige, nach oben verfeinernde sedimentäre Abfolge aufgeschlossen. In die sonst 8–10 m mächtigen Kiese und Sande schalteten sich im nordöstlich Grubenteil in einer rinnenförmigen Struktur bis

zu 6 m mächtige, grüngraue, siltige Tone ein. Diese wurden von ca. 2 m mächtigen, z.T. konglomeratisch verfestigten Grobkiesen überlagert, die nach oben in gelbbraune, z.T. rippelgeschichtete Feinsande und Feinsandsteine übergingen. Im hangendsten Abschnitt lagen darüber ca. 2,5 m gelbbraune, siltige Feinsande, die in 2–2,5 m mächtige weißgraue und kreidige, siltige Tone übergingen. Die neogenen Sedimente werden in diesem Bereich von 1,5–2 m Löss überlagert.

Dieses „fining upward“ in den Sedimenten der HMF ist besonders in dem Waldgebiet SW von Heldenberg in zahlreichen Aufschlüssen zu beobachten. Auch in den Weingärten und Hangböschungen östlich der Kote 317, ca. 1,5 km NNW von Ruppersthal, ist diese deutliche Verfeinerung der Sedimente kartierbar.

Zwischen den Straßen von Glaubendorf bzw. Kleinwetzdorf nach Ruppersthal werden die sandigen Kiese von manchmal zu Sandstein verfestigten Mittel- bis Feinsanden, untergeordnet auch siltigen Feinsanden bis Silten überlagert. Über diesen liegen dann am Waldrand und den südlich angrenzenden Feldern verbreitet pelitische Sedimente. Die Pelite, die besonders in den hangendsten Abschnitten der HMF verbreitet sind, sind großflächig vor allem auf der Hochfläche ca. 1 km südlich und SW von Heldenberg, zwischen den Straßen von Ruppersthal nach Kleinwetzdorf bzw. Glaubendorf kartierbar. Sie finden sich aber auch westlich von Baumgarten/Wagram und östlich der Sonnleiten. Weitere pelitreiche Einschaltungen in der HMF befinden sich NE von Ruppersthal, ca. 400 m östlich des Kogel (Kote 342 m) sowie 400 m und 800 m westlich und 1 bis 1,5 km ENE Ameistal. Es handelt sich dabei um grüngraue bis gelborange, klebrige, feinsandige bis tonige Silte, z.T. auch siltige Tone. Sie führen in manchen Fällen weißgraue Konkretionen und zeigen in einem Böschungsaufschluss ca. 600 m SW Baumgarten/Wagram Einschaltungen von löchrigen, kalkigen Lagen.

### **Pliozäne Sedimente**

In der aufgelassenen Kiesgrube ca. 500 m östlich von Neudegg (BMN M34 R: 717368, H: 372124) ist im Hangenden von sandigen Kiesen und Sanden der HMF eine maximal 70 m breite und ca. 120 m lange, NE–SW streichende Rinne eingetieft. Die ca. 9 m mächtige Rinnenfüllung besteht aus einer Abfolge von rotbraunen und gelbbraunen Paläoböden (Ferreto, Braunlehm), Bodensedimenten und Lössen mit großen Lösskindeln, die mit kiesigen Sanden wechsellagern (HAVLÍČEK et al., 2004). Aus den Paläoböden bzw. Bodensedimenten wurde von FRANK & RABEDER (1996, 1997a) eine mittelpliozäne Kleinsäugerfauna beschrieben. Durch die Einbeziehung des Gelasiums in das Pleistozän fällt nun diese Fauna aus dem Piacenzium in das Oberpleistozän. Dieses kleine Vorkommen von pliozänen Sedimenten ist bisher das einzig nachgewiesene aus dieser Serie in diesem Raum.

### **Pleistozäne und holozäne Sedimente**

#### **Löss, lokal mit Paläoböden oder Bodensediment (Pleistozän)**

Große Flächen des kartierten Gebietes werden von Löss bedeckt, wobei besonders die flachen, nach Osten bis Südosten einfallenden Hänge mit diesem äolischen Se-

diment bedeckt sind. In manchen Bereichen ist aber auch auf den steileren, nach Westen orientierten Hängen Löss aufgeweht. Während im NW des Blattes, im Raum westlich Großriedenthal, nur in wenigen Gräben und Hohlwegen der Löss einzusehen ist, eröffnen östlich von Großriedenthal und Neudegg bis hin zum Schmidatal tiefe Gräben („Rachel“) und Hohlwege beeindruckende Einblicke in die bis zu 10 m mächtigen Ablagerungen. Dabei ist öfter zu beobachten, dass durch den Löss bereits ein vor der Ablagerung existierendes Relief in den darunterliegenden Kiesen und Sanden der HMF zugeweht wurde. Durch die heutige Erosion, die bevorzugt im Bereich der alten Gräben und Täler ansetzt, wird das Paläorelief nun wieder exhumiert. Besonders eindrucksvolle Lössprofile können in der Umgebung von Großriedenthal (Naturdenkmal „Neun Mauna“), Heldenberg, Baumgarten/Wagram oder Ruppersthal eingesehen werden. In Großweikersdorf eröffnen die ehemaligen Ziegeleien südwestlich des Bahnhofs mehrere Meter mächtige Lössprofile, in denen auch Mammutreste und Artefakte gefunden wurden (RABEDER, 1996; FRANK & RABEDER, 1997b). Auch östlich des Therngrabens, nördlich der Grube Schauerhuber, ist in Gräben zwischen aufragenden Schotterkuppen 10–15 m Löss aufgeschlossen. Das Gebiet im Bereich von Großweikersdorf und östlich davon und die Umgebung von Ameistal sind wieder großflächig von Löss bedeckt, wobei in diesem Gebiet nur in wenigen Hohlwegen und Gräben, wie z.B. im Höllgraben oder in der Gärtnerei Höller in Großweikersdorf Aufschlüsse zu finden sind. Auch der westliche Hang des breiten Tales von Niederrußbach und Oberußbach ist großflächig mit Löss bedeckt, während an der östlichen Flanke nur der Hangfuß mit Löss überweht wurde. Diese Lössverbreitung setzt sich nördlich von Oberußbach kleinräumig in der Senke westlich des Haberges fort. Auch die relativ steilen Hänge westlich von Puch und die Senke südlich von Kleedorf sind mit Löss bedeckt. Östlich des mit 350 bis 414 m SH deutlich aufragenden Höhenzuges des Haberges, Altenberges und Dauersberges setzt die Lössbedeckung bei ca. 380 m SH an. Sie ist im oberen Bereich im Westen zuerst nur lückenhaft und geringmächtig und nimmt erst hangabwärts wieder an Mächtigkeit zu, wobei besonders in der Senke um Wischathal einige Meter Löss abgelagert wurden.

Der gelbbraune Löss ist meist massig und besteht aus Grob- bis Mittelsilt. In manchen Fällen sind die Lösser auch stark feinsandig und lassen die Auswehung aus den neogenen sandigen Sedimenten des Karpatium vermuten. In der Nähe von Kiesen der HMF treten immer wieder Kieschnüre oder Kiesnester im Löss auf.

In einer Grube ca. 100 m westlich der Kapelle von Ameistal treten im Löss Linsen und Schollen aus siltigen Ton und Kiesbändern auf, die auf den Wechsel von äolischen und solifluidalen Ablagerungen hinweisen. Intern geschichtete Tonschollen bis zu 3 m Durchmesser lassen dort auch das Abgleiten der Pelite der HMF im gefrorenen Zustand vermuten.

Während der Kartierung konnten im Löss eine Vielzahl von fossilen Böden und umgelagerten Bodensedimenten dokumentiert werden, wobei der Großteil im westlichen Kartierungsbereich, westlich der Schmida gefunden wurde.

Paläoböden und Bodensedimente fanden sich in einer Weingartenböschung SSE Kote 348 Eisenhut (BMN M34:

R: 713405, H: 370778), in einem Hohlweg SSW Großriedenthal (R: 714034, H: 370482), in einem Graben SE Großriedenthal (R: 716272, H: 371549), in einer Weingartenböschung südlich Neudegg (R: 717354, H: 371064), in Böschungen nördlich des Gießgrabens (Krampusgraben) NW Ottenthal (R: 717260, H: 370915; vgl. HAVLÍČEK et al., 2005; R: 717395, H: 370612), in einem Hohlweg und einem Graben nördlich der Kirche von Ottenthal (R: 717918, H: 370189; R: 717903, H: 370168; R: 717931, H: 370251), in einer großen Abgrabung hinter einem Keller in der Kellergasse östlich Ottenthal (R: 718593, H: 369755; vgl. HAVLÍČEK et al., 2004) sowie in Weg- und Weingartenböschungen NE Ottenthal (R: 719154, H: 370176; R: 719319, H: 370750; R: 719293, H: 370673; R: 719335, H: 370696). Im Raum Ruppersthal, wo die Lössmächtigkeit besonders groß ist, wurden fossile Böden und deren Sedimente in einem Hohlweg nördlich des Ortes (R: 721277, H: 370665), in dem Straßeneinschnitt an der Ortsausfahrt nach Oberrußbach (R: 721125, H: 369965; vgl. FINK, 1954; FRANK, 1997b; HAVLÍČEK et al., 2005), in einem Hohlweg unmittelbar östlich der Kirche (R: 721565, H: 369930) und in einer Weingartenböschung SE des Ortes (R: 722547, H: 368863) dokumentiert. Ebenso ist südwestlich von Großweikersdorf, ca. 650 m WSW des Kobelberges, in einem tief eingeschnittenen Hohlweg ein weiterer rotbrauner Paläoboden (R: 723449, H: 368968) im 6–8 m mächtigen Löss eingeschaltet. Südwestlich von Kleinwetzdorf wurden in Böschungen im Wald (R: 721317, H: 372492) und in einem Weingarten (R: 721705, H: 372575) südlich der Straße nach Ruppersthal zwei Paläoböden gefunden. Schließlich sind sie in einem Hohlweg nördlich Baumgarten/Wagram (R: 722010, H: 372245) und in einem Graben östlich dieses Ortes (R: 721734, H: 371615) aufgeschlossen.

Südlich von Baumgarten/Wagram ist an der Straße nach Ruppersthal gegenüber der Weißen Marter in der Böschung (R: 722022, H: 370835) ein rotbrauner Paläoboden mit einem ausgeprägten basalen Ca-Horizont aufgeschlossene. Dieser Paläoboden mit großen Konkretionen ist flächig auf der Kuppe NW des Aufschlusses auf einer Länge von ca. 850 m und einer Breite von 50–150 m kartierbar und auch SE des Aufschlusses kleinräumig zu sehen. Auch im Bereich des Kogel (Kote 342 m) östlich von Ruppersthal konnten derartige lehmige Sedimente mit Konkretionen bis 15 cm Durchmesser als Relikte eines Paläobodens flächig auskartiert werden. Östlich der Schmida fand sich ein fossiler Boden in parautochthoner Position in einer Wegböschung SW von Ameistal (R: 725536, H: 372074). In einer Weingartenböschung westlich Oberußbach, ca. 450 m südöstlich der Kote 336, befindet sich ebenfalls ein ca. 1,5 m mächtiger rötlichbrauner Paläoboden mit kleinen Ca-Konkretionen (R: 728454, H: 370590) und ein weiterer in einer Böschung ca. 200 m westlich der Kote 336 (R: 727953, H: 370939).

Weitere Paläoböden werden vom alten Gösinger Weg SW Großriedenthal (PIFFL, 1955) und NE Großriedenthal, an der Straße nach Neudegg (PIFFL, 1955; FINK, 1955) beschrieben.

In manchen Lössaufschlüssen ist eine reiche Malakofauna zu beobachten. Zu erwähnen sind Vorkommen von Lössschnecken in einer ca. 6 m hohen Lösswand am nördlichen Ortsrand von Ameistal, in Weingärten ca. 300 m SW des Silos von Großweikersdorf, in einem tiefen Graben nördlich der ersten Serpentine an der Straße von Großwei-

kersdorf nach Ruppersthal, in einem Hohlweg SW Großweikersdorf ca. 280 m nördlich der Kote 272 oder in einer Weingartenböschung an der Westseite der westlichen Kellergasse von Ottenthal ca. 250 m nördlich der Weggabelung. Weitere Fundpunkte wurden von BINDER (1977) nördlich von Ottenthal (FRANK, 1997a), in Ruppersthal und Großweikersdorf beschrieben.

Reste von Wirbeltieren im Löss wurden aus Ruppersthal (FLADERER, 1997) und Großweikersdorf (RABEDER, 1996; FRANK & RABEDER, 1997b) dokumentiert.

### **Terrassensedimente (Pleistozän)**

Fluviatile Terrassensedimente sind besonders im Schmida, in der Umgebung von Großweikersdorf, zu finden. Hier treten sie ausschließlich auf der linken, östlichen Seite der Schmida, zwischen der Steinkellnermühle und östlich der Meiermühle in verschiedenen Höhenlagen auf. Auch NE der Gratzkapelle, südlich des zur Schmida entwässernden Grabens, sind Relikte fluviatiler Terrassen vorhanden. Es handelt sich überwiegend um gelbbraune bis rotbraune, quarzreiche Mittel- bis Grobkiese, seltener auch Feinkiese und Mittel- bis Grobsande. Es ist zu vermuten, dass die Terrassensedimente überwiegend aus umgelagerten Kiesen der HMF bestehen. Die Höhenlage der Unterkanten der Terrassenniveaus ist relativ unterschiedlich. Von der Steinkellnermühle bis zur Mündung des Therngrabenbaches in die Schmida liegen die Terrassenkiese nur 2–5 m, in Ausnahmen bis zu 12 m über dem heutigen Flussniveau. Es ist daher anzunehmen, dass diese Niveaus aus dem Oberpleistozän stammen. Deutlich höher liegen dagegen die Terrassenkiese östlich von Großweikersdorf, zwischen der Mündung des Therngrabenbaches und des Grabens am Südende von Großweikersdorf. Dort liegen mehrere Reliktorkommen von Terrassenkiesen meist zwischen 22 m und 30 m (225–233 m SH) über dem heutigen Flussniveau. Die meisten Kiesflächen liegen in ca. 230 m SH, ca. 25 m über der Schmida, und können damit dem Mittelpleistozän zugeordnet werden. Deutlich tiefer liegen Kiesflächen dagegen wieder südsüdöstlich von Großweikersdorf. In einer aufgelassenen Kiesgrube im Bereich der heutigen südlichen Industriezone liegen sandige Kiese 10–15 m über der heutigen Schmida (210–215 m SH). Diese können wahrscheinlich aber auch dem Mittelpleistozän zugerechnet werden. Dieses Niveau setzt sich entlang des orografisch linken Hanges der Schmida nach Süden in zahlreichen Schotterflächen nördlich und südlich von Kleinwiesendorf und Inkersdorf fort und kann bei Absberg mit den Terrassenschottern des Wagram korreliert werden.

Südöstlich von Großweikersdorf liegen Kiesflächen NE der Gratzkapelle, südlich des zur Schmida entwässernden Grabens, wiederum deutlich höher. Unzusammenhängende Terrassenreste sind in ca. 250 m SH und 240 m SH kartierbar. Ihr Alter kann nur mit Pleistozän angegeben werden, da nicht klar ist, ob es sich um ein zusammenhängendes Terrassenniveau oder mehrere Akkumulationen handelt.

Eine weitere Terrasse befindet sich an der linken, östlichen Seite des Gießgrabens (Krampusgraben) zwischen der Mündung des Steintales SE Ottenthal und den ersten Häusern in Oberstockstall. Dort sind unter Löss durchgehend sandige Kiese mit der Unterkante in 220–230 m SH anstehend. Auch die kleinen Vorkommen aus rotbraunen

bis braungelben Kiesen mit sandigen Lagen an der linken Flanke des Gießgrabens (Krampusgraben) im Ortsgebiet von Ottenthal und ca. 800 m NW der Kirche sind aufgrund der Höhenlage in ca. 235 m vermutlich als Terrassensedimente einzustufen.

Interessant ist ein Vorkommen eines kleinen Erosionsrestes einer wahrscheinlich mittelpleistozänen Terrasse direkt am Fuß des Hausberges von Großriedenthal (BMN M34: R: 715807, H: 372196). Hier treten gelbbraune, z.T. konglomeratisch verfestigte Kiese in Wechsellagerung mit siltigen Fein- bis Mittelsanden auf. Die Sedimente unterscheiden sich von den unmittelbar darunter anstehenden Ablagerungen der HMF durch die schlecht sortierte, relativ feinkörnige, siltig-feinsandige Matrix und matrixgestützte Kiese. Außerdem finden sich in der Matrix zahlreiche Ca- und Limonit-Konkretionen sowie Kiesnester. Die Matrix ist z.T. lössartig. Es könnte sich daher um umgelagerte Sedimente der HMF, die mit umgelagertem Löss vermischt wurden, handeln. In diesen Ablagerungen wurden von Oliver Schmitsberger (Wien) Oberkiefer-Backenzähne eines auffallend großen Pferdes gefunden, die durch Ursula Göhlich (NHM-Wien) und Véra Eisenmann (Muséum National d'Histoire Naturelle Paris) als vermutlich *Equus (Sussemionus)* cf. *suessenbornensis* bestimmt wurden, was für ein mittelpleistozänes Alter von ca. 0,7 Ma spricht (persönliche Mitteilung).

Eine bemerkenswerte Morphologie besteht NW Großriedenthal, nördlich des Spielberges, in der Flur „Hinter der Au“. Dort wurde von dem linken Seitenbach des Gießgrabens (Krampusgraben) ein ca. 300 m breiter, amphitheatertartiger Kessel mit einem großen Prallhang erodiert, der auf einem Kiessockel der HMF einige Meter höher als der heutige Graben im Westen liegt (PIFFL, 1955). Der höher liegende Talboden ist mit Löss bedeckt und weist damit auf die Erosion vor der letzten Kaltzeit hin.

### **Rutschungen (Pleistozän–Holozän)**

Rund 1,2 km SSW Kleinwetzendorf, östlich der Straße nach Ruppersthal, verursachen die Tone und Silte der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (HMF) im Waldgebiet östlich der S-förmig verlaufenden Straße großflächige Rutschungen mit bis zu 150 m langen Abrissnischen. Auch im Wald 100 bis 300 m N–NW der ehemaligen Gemeindegrube von Ottenthal, ca. 1,5 km NE des Ortes, treten Rutschungen in diesen Peliten und darunter liegenden Kiesen auf. Ebenso sind Rutschungen in den Sedimenten der HMF am westlichen Ende des Grabens südlich des Silberberges, NE Ruppersthal verbreitet.

In den pelitischen Sedimenten der Laa-Formation treten großflächige Rutschungen vor allem in den Wäldern SW und SE von Puch auf. Südwestlich von Puch befinden sich zwei große Rutschgebiete mit Flächen von ca. 200 x 250 m bzw. 380 x 300 m und Abrisskanten von rund 200 bzw. 300 m Länge. Es handelt sich um eine Kombination von Gleitmassen im Verband und Fließmassen. Zwei weitere große Rutschungen liegen SE von Puch, NW des Haberges, östlich der Kalten Stube. Die Ausdehnung der größten Rutschung ist ca. 300 x 450 m, jene der kleineren 120 x 350 m. Während bei der großen Rutschung eine bis zu 20 m hohe und auf nahezu 900 m Länge verfolgbare Kaskade von Abrissnischen ausgebildet ist, ist die Abrissnische der zweiten Rutschung nur max. 100 m

lang. Bei beiden Rutschungen ist ebenfalls eine Kombination von Gleitmassen im Verband und Fließmassen zu erkennen. Auch das Gebiet westlich und SW des Haberggipfels ist von zahlreichen kleinen Rutschungen durchsetzt, die diesem Bereich eine eigene, kuppige Morphologie verleihen. Hier sind auch einige Erdströme auf bis zu 200 m Länge ausgebildet.

Am Wagram konnten kleinräumige Rutschungen ca. 1,5 km westlich von Kirchberg/Wagram und nördlich und NE von Absberg beobachtet werden. Weitere kleine Rutschungen befinden sich SE der Kapelle von Wischathal oder im Löss am südlichen Ortsausgang von Ameistal (SCHWENK, 1992: 640: Rutschung Großweikersdorf).

### **Solifluidale Sedimente (Pleistozän–Holozän)**

Solifluidale Sedimente befinden sich oft in Hangfußlagen entlang der langgezogenen Rücken aus sandigen Kiesen der HMF. Sie setzten sich daher meist aus stark kiesigen, siltig-tonigen und lehmigen Sanden zusammen. Häufig treten diese Sedimente entlang der linken Seite des Gießgrabens (Krampusgraben) nördlich und östlich von Großriedenthal bis nach Ottenthal auf, aber auch im östlichen Ortsbereich von Neudegg. Besonders ausgedehnte Flächen der solifluidalen Sedimente findet man an beiden Seiten des Schmidatales nördlich und westlich bis südwestlich von Großweikersdorf, wo sie immer wieder von großen Schwemmfächern unterbrochen werden. Östlich der Schmida findet man kleinere Flächen mit solifluidalen Ablagerungen entlang des Therngrabenbaches, des Ameistaler Baches und des Grabens NE der Gratzkapelle. Auch im Ortsbereich und nördlich von Oberrußbach, in Puch sowie südlich davon und in Wischathal sind solifluidale Sedimente im Hangfußbereich großflächig verbreitet. Manchmal sind solifluidale Sedimente aus geschichteten, gelbbraun fleckigen, tonigen Silten auch unter Löss aufgeschlossen, wie z.B. in Keller in der Kellergasse, ca. 700 m NNW des Bahnhofes Großweikersdorf.

Ein nahezu durchgehender Bereich aus solifluidalen Sedimenten ist am Hangfuß des Wagram ausgebildet. Hier bedecken überwiegend kiesig-sandige Sedimente aus den mittelpleistozänen Terrassenschottern, die mit siltig-sandigen Ablagerungen der Laa-Formation gemischt wurden, in z.T. bis zu 5 m Mächtigkeit den Fuß der Geländekante. In manchen Bereichen ist dadurch der miozäne Sockel vollkommen bedeckt und nur in Weinkellern einzusehen.

### **Schwemmfächer (Holozän)**

Große Schwemmfächer treten vor allem entlang des Schmidatales NNW von Großweikersdorf auf. Dort findet man sie überwiegend auf der rechten Talseite, wo sie

am Ende von 600 bis 1.200 m langen Gräben in flachen und bis zu 250 m breiten Fächern in das Haupttal münden. In manchen Fällen erreichen die Schwemmfächer nicht den Talboden, sondern liegen 10–20 m höher. Kleinere Schwemmfächer findet man auch an der Ostflanke des Therngrabenbaches. Die Schwemmfächer bestehen aus abgetragenen und umgelagerten neogenen Sedimenten und Löss und setzten sich daher aus stark lehmigen siltigen Sanden mit unterschiedlichen Kiesanteilen zusammen. Besonders kiesreich sind die Schwemmfächer aus der HMF östlich von Baumgarten/Wagram.

### **Fluviatile und solifluidal-fluviatile Sedimente (Holozän)**

Fluviatile Sedimente sind besonders im Gießgraben, im Neudegger Graben, im Schmidatal, im Tal des Therngrabenbaches und im Tal des Baches im Bereich Oberrußbach–Niederrußbach zu finden. Solifluidal-fluviatile Sedimente treten dagegen in der Vielzahl von kleinen Tälchen und Gräben auf, die zu den Haupttälern entwässern. Ihre Lithologie ist dabei in der Regel abhängig vom Einzugsgebiet. Die Bäche und Gerinne aus der HMF führen dementsprechend mehr Kies als jene aus den Lössgebieten.

Hervorzuheben ist die abflusslose Senke („Seesuttn“; PIFFL, 1955) an der Straße von Ruppersthal nach Oberstockstall, östlich des Öchlsberges (bei PIFFL, 1955: Exlberg). Der südlich der Sonnleiten beginnende und nach Süden bis SSE entwässernde Graben westlich von Ruppersthal endet nach ca. 4 km in dieser abflusslosen Delle. PIFFL (1964: 310) deutet sie als Depression zwischen ehemaligen Lössdünen.

### **Anthropogene Sedimente (Holozän)**

Neben einigen kleinen Deponien befinden sich ausgedehnte Bauschuttdeponien in den Kiesgruben der Fa. Bieringer NW von Ruppersthal und der Fa. Schauerhuber NNE von Großweikersdorf, ebenso wie in den ehemaligen Kiesgruben SW von Kleinwetzdorf und im Industriegebiet SE von Großweikersdorf. Auch in den Arealen der ehemaligen Ziegeleien westlich und südlich des Bahnhofes von Großweikersdorf findet man anthropogene Sedimente. Weitere anthropogene Ablagerungen befinden sich im Bereich des Bahnhofes Großweikersdorf und der Gleisanlagen der Franz-Josefs-Bahn. Großflächige Anschüttungen aus dem 19. Jahrhundert befinden sich im Bereich der Radetzky-Gedenkstätte am Heldenberg. Schließlich sind noch Anschüttungen bei den frühmittelalterlichen Hausberganlagen von Großriedenthal, Neudegg, Hippersdorf, nördlich und südlich (Kobelberg) von Großweikersdorf und dem hallstattzeitlichen Tumulus von Pettendorf (Gaisruck) zu erwähnen.

## **Literatur**

BINDER, H. (1977): Bemerkenswerte Molluskenfaunen aus dem Pliozän und Pleistozän von Niederösterreich. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **3**, 1–78, Wien.

FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – Quartär, **6**, 87–107, Berlin.

FINK, J. (1955): Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im (österreichischen) Löß. – Actes du IV. Congrès International du Quaternaire Rome-Pise, Aout-Septembre 1953, **I** (1956), 314–323, Rom.

FLADERER, F.A. (1997): Ruppersthal-Mammutjägerstation. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 118–120, Wien.

FRANK, C. (1997a): Ottenthal. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 110–111, Wien.

- FRANK, C. (1997b): Rupperthal-Lößprofile. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 120–123, Wien.
- FRANK, C. & RABEDER, G. (1996): Kleinsäuger und Landschnecken aus dem Mittel-Pliozän von Neudegg (Niederösterreich). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **21**, 41–49, Wien.
- FRANK, C. & RABEDER, G. (1997a): Neudegg. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 106–110, Wien.
- FRANK, C. & RABEDER, G. (1997b): Großweikersdorf. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 84–87, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen südlich von Mailberg auf Blatt 23 Hadres und in der Umgebung von Tiefenthal auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 345, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 405, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2003c): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Quartär und Neogen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 457–458, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär und Neogen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144/3–4**, 376–377, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 268–269, Wien.
- HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O. & SMOLIKOVÁ, L. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen in Quartäraufschlüssen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144/3–4**, 377–378, Wien.
- HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O. & SMOLIKOVÁ, L. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145/3–4**, 315–316, Wien.
- HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O. & SMOLIKOVÁ, L. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1–2**, 71–72, Wien.
- HOLÁSEK, O. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 346–347, Wien.
- HOLÁSEK, O. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 405–406, Wien.
- HOLÁSEK, O. (2003c): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 458–459, Wien.
- HOLÁSEK, O. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär und Neogen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144/3–4**, 378–379, Wien.
- NOVÁK, Z. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 347–348, Wien.
- NOVÁK, Z. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 406–407, Wien.
- NOVÁK, Z. (2003c): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 459–460, Wien.
- NOVÁK, Z. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär und Neogen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144/3–4**, 380–381, Wien.
- NOVÁK, Z. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145/3–4**, 318–319, Wien.
- NOVÁK, Z. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1–2**, 73–74, Wien.
- PIFFL, L. (1955): Die Exkursion von Krems bis Absberg. – In: FINK, J., GRILL, R. & KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **Sh. D**, 70–78, Wien.
- PIFFL, L. (1964): Der Wagram des Tullner Beckens. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964/2**, 299–312, Wien.
- RABEDER, G. (1996): Die Säugetier-Reste des frühen Aurignacien von Großweikersdorf C (Niederösterreich). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **21**, 85–92, Wien.
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOCIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Wien.
- SCHWENK, H. (1992): Massenbewegungen in Niederösterreich 1953–1990. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/2**, 597–660, Wien.
- SMOLIKOVÁ, L. (2014): Bericht 2013 über die mikromorphologische Untersuchung von quartären Böden auf den Blättern ÖK 21 Horn und ÖK 39 Tulln – Teil 1 und Teil 2. – Unveröffentlichter Bericht, Archiv der Geologischen Bundesanstalt, A 18129-RA/21,39/2013, 32 + 28 S., Wien.

## Blatt 55 Ober-Grafendorf

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PHILIP SCHANTL

## Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach

GODFRID WESSELY

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Bereits bestehende geologische Aufnahmen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach liegen bereits 20 bis 25 Jahre zurück. Inzwischen gewonnene neuere Erkenntnisse basieren vor allem auf Aufnahmen auf den Nachbarblättern und zusätzlichen Aufschlüssen, vor allem durch neu angelegte Wirtschaftswege. Dies machte eine Neubegehung und neue Interpretation der oft aufschlussarmen Gebiete notwendig.

Die durchgeführten Arbeiten wurden in Form von Manuskriptkarten und diesem Bericht dokumentiert. Sie gliedern sich in 3 Themenbereiche:

1. Abgrenzung/Klärung der Lagerichtigkeit der Deckenfront der Nördlichen Kalkalpen zur Klippenzone und der Grenze Frankenfels-/Lunz-Decke im Gebiet des Höherberges und am Weinberg bei Alland. Diese Decken wurden seinerzeit zusammengefasst. Wegen der neuen Interpretation ist nunmehr eine Trennung erforderlich.

Eine Überprüfung des Nordabschnittes der Kalkalpen an der Nordflanke des Höherberges und am Weinberg bei Alland zeigte, dass die Frankenfels-Decke, die am Nordhang des Höherberges durch einen Streifen mit Gesteinen des oberen Aptium, Albium und unteren Cenomanium (Tannheim-Losenstein-Becken im Sinne von WAGREICH, 2001) und Kieselkalk des Unterjura vertreten ist. Letzterer hört gleich nördlich des Pöllerbaches auf und ist am Nordwest- und Nordhang des Weinberges nicht mehr vorhanden. Hier treten Hauptdolomit und Kössen-Formation der Lunz-Decke an die Deckenstirn heran. Im Bereich Lindahütten liegt der Hauptdolomit auf einem mächtigen Rauwackenkomplex der Opponitz-Formation.

Im Südostabschnitt des Weinberges überlagert ein Rest von grauem, z.T. rötlichen Crinoiden- und Hornsteinkalk des Unterjura, typisch für die Lunz-Decke, sowie Klauskalk den Hauptdolomit. Etwas isoliert oberhalb des Weinberges tritt Orbitolinen führende Brekzie und Schrambach-Formation in Lesesteinen auf. Weiter südostwärts setzt die Ölbergmulde der Lunz-Decke mit einer steil stehenden Folge von Rhätkalk (Kössen-Formation), rötlichgrauem Crinoiden/Hornsteinkalk, Klauskalk (Filamentkalk und Globigerinoolith), Gesteinen des Tithonium und der unteren Unterkreide (Schrambach-Formation) ein.

Erst nordöstlich des Schwechattales erscheint wieder das Tannheim-Losenstein-Becken (siehe oben) in zurückversetzter Position. Die Rückversetzung hängt offensichtlich mit einer NW-SE streichenden, dextralen Störungszone entlang des Schwechattales („Schwechattal-Störung“) zusammen, die sich auch durch mehrmaligen Versatz der

Rhätium- und Juragesteine an der südöstlichen Talflanke äußert. Nördlich des Tannheim-Losensteiner-Beckens (Aptium/Albium/unteres Cenomanium) liegt die Frankenfels-Decke in typischer Ausbildung vor: Hauptdolomit mit reichlich Tonschiefer und Quarzsandsteinen (Keuper), Schattwalder Schichten und an der Kalkalpenstirne auch Kieselkalk des Unterjura. Die Linie der Kalkalpenüberschiebung scheint nicht von der Schwechattalstörung betroffen zu sein.

2. Verifizierung von Gleitkörpern im Tannheim-Losenstein-Becken (Aptium/Albium/unteres Cenomanium); Vorkommen nördlich Araburg, Frönerberg, Haltriegel) mit zusätzlicher Überprüfung, ob jeweils inverse Lagerung vorliegt.

Ein weiteres Untersuchungsobjekt waren die Vorkommen von Hauptdolomit und Schrambach-Formation innerhalb des Tannheim-Losenstein-Beckens der Frankenfels-Decke in den Bereichen nördlich Araburg, Frönerberg und Haltriegel. Die gegenständlichen Begehungen bestätigten die Vermutung, dass es sich dabei um Gleitschollen handelt, die in diese Muldenzone hineingeglitten sind. Dies geschah analog zur „Leitner Scholle“ bei Ramsau (WESSELY et al., 2010) und der Geißbühel Scholle auf Blatt 55 Ober-Grafendorf (SCHNABEL et al., 2012).

Die größte Ausdehnung mit 2,4 km Länge und 100 bis 600 m Breite hat die Frönerberg-Scholle. Nach dem Geländebefund liegt sie invers. Zuerst liegt Hauptdolomit, darunter folgen Korallen führende Kalke des Rhätiums. Dies ist erschlossen an einem Anriss eines stillgelegten Fahrweges 200 m NW des Frönerberggipfels. Nach dem Kartenbefund liegen auch Gesteine der Schrambach-Formation darunter. Geopetalgefüge in einer Probe des Hauptdolomits vom Südrand des Hauptdolomits zeigen allerdings (sekundär?) aufrechte Lagerung an. Ohne ersichtlichen Kontakt wird die Frönerberg Scholle von Blockschichten, bestehend aus grauem bis buntem Crinoiden/Hornsteinkalk, Klauskalk und weiteren, mikrofaziell noch nicht definierten Kalken, begleitet.

Nach einem weiteren isolierten Hauptdolomitvorkommen befindet sich eine Gleitscholle im Bereich des Haltriegels (Haltriegel-Scholle). Sie besteht im Kern aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und grauem Crinoidenkalk des Unterjura, z.T. Hornstein führend, sowie Gesteinen der Schrambach-Formation. Diese Scholle wird von Blockschichten, bestehend aus diversen kalkalpinen Komponenten, Rhätkalken und häufig grauem bis buntem Crinoiden-/Hornsteinkalk, begleitet. Der Kern des Haltriegels ist sehr steil gestellt, mit Überkipfung gegen Nordost. Das Einfallen der Schrambach-Formation und der Kössen-Formation zeigt die inverse Lagerung der Haltriegel-Scholle an. An der Talsohle des Höfnerbaches besteht das Unterlager der Haltriegel-Scholle aus Blockschichten des oberen Aptium/Albium/unteren Cenomanium mit Mergelzwischenlagen, die zur Zeit der Kartierung 1989 gut aufgeschlossen waren (Einfallen: 130/60°). Auf der gegenüber liegenden westlichen Talseite des Höfnerbaches liegen, ebenfalls zum

Schollenkomplex des Haltriegels zu zählen, große Partien von rötlichem Crinoiden-/Hornsteinkalk und Klauskalk, die von Blockschichten umrandet sind. Ein verwachsener Hohlweg westlich davon erschließt fossilarme Mergel der Losenstein-Formation (Einfallen: 100/45 bis 110/45).

Ebenfalls isoliert liegt das Vorkommen nördlich der Araburg (Scholle Araburg Nord) innerhalb der „Tannheim-Losenstein Mulde“ (oberes Aptium bis unteres Cenomanium). Bei schlecht aufgeschlossenen Verhältnissen lässt sich ein Schichtbestand vom Hauptdolomit bis zur Schrambach-Formation zusammenfügen. In diesem Vorkommen scheint zumindest zum Teil aufrechte Lagerung zu herrschen. Ein diesbezüglicher Aufschluss besteht am Abhang ca. 100 m nördlich der Stelle, wo von einem Forstweg der Gehweg hinauf zur Araburg abzweigt. Unterjurassischer grauer Crinoidenkalk, gekennzeichnet durch sedimentäre, knollige interne Zergleitung, wird im Aufschluss von Klauskalk überlagert, außerhalb des Aufschlusses auch von Radiolarit und Gesteinen des Tithoniums und der unteren Unterkreide (Schrambach-Formation). Es ist zu vermuten, dass die normale Lagerung sekundär ist, hervorgerufen durch eine Überkipfung einer inversen Abfolge.

Von all diesen Vorkommen ist das größte die Frönerberg-Scholle. Dies lässt analog zur Geißbühel-Deckscholle auf Blatt Ober-Grafendorf darauf schließen, dass sie einem das Tannheim-Losenstein Becken begleitenden, herausgeschuppten Südschenkel entstammt (= „Pielachschuppe“ nach TOLLMANN, 1966), die weit in das Innere der Mulde vorgeschoben wird bzw. in die Mulde hineingleitet, begleitet von einem Schwarm von Blockschichten mit Bestandteilen dieser Schuppe. Bei diesem Gleitvorgang können auch versteilte, sogar sekundär aufrechte Lagerungen entstehen.

### 3. Nachbegehung des Einsetzens der Unterberg-Decke südlich Altenmarkt/Tristing

Der Einsatz der Unterberg-Decke im Zusammenhang mit den Gosauablagerungen auf der Reisalpen- und Unterberg-Decke war eine weitere wichtige Fragestellung. Zu den schon vorliegenden Kartierungsergebnissen wurde eine Forststraße im Abschnitt östlich des Gemeindeberges bis zur Anhöhe des Kienberges und darüber hinaus bis zum Mittagkogel aufgenommen.

Die Störungsdurchgänge konnten in der Form bestätigt werden, dass östlich des Gemeindeberges zwei etwa N-S streichende Brüche (Br) vorliegen, ein westlicher, mit einer Abschiebung der Gemeindeberggosau gegen Westen (Br 1) und ein östlicher, mit einer Abschiebung der Further Gosau gegen Osten (Br 2). Dazwischen liegt ein Streifen von Obertriasgesteinen, bestehend aus Hauptdolomit und überlagerndem Platten-/Dachsteinkalk. Gemeindeberggosau und Further Gosau entsprechen einander in der Fazies, sodass über den Obertriasstreifen hinweg wahrscheinlich eine Verbindung bestand, was auch das Streichen der Schichten zum Großteil quer zu den Brüchen nahelegt. Die Brüche sind nach Ablagerung der Gosau entstanden. Der westliche Bruch (Br 1) erfuhr nach einer Biegung gegen SW eine Inversion und wurde zu einer Überschiebung, deren Versatz gegen SW zunahm und so zur Überschiebung der Unterberg-Decke wurde. Der untersuchte Forstweg lieferte unter Einbeziehung benachbarter Abschnitte (unter anderem die Steinbrüche von Tasshof und der

Bahneinschnitt entlang der Triesting) vor allem Informationen über die Stellung und Gliederung der Gosauschichten. Das Schichtfallen im Anteil der Further Gosau wechselt zwar teilweise stärker, ist aber großteils mittelsteil (gemessene Werte schwanken um 45°) gegen ESE gerichtet. Die Gemeindeberggosau fällt flach gegen Süden ein.

Das Alter der Gosauschichten reicht im untersuchten Bereich vom unteren Campanium bis in das Maastrichtium. Der tiefere Abschnitt könnte infolge seiner überwiegend mergeligen Entwicklung den Grabenbachschichten zugeordnet werden, jedoch hat die Mikrofauna nach den Globotruncanen schon das Gepräge des Maastrichtiums (u.a. *Contusotruncana contusa*). Eine Begleituntersuchung durch Nannofossilien ist erforderlich und wird noch in die Wege geleitet.

Das Campanium ist gekennzeichnet durch eine Entwicklung, wie sie für eine slope-Fazies typisch ist: mit Blockschichten, Brekzien, Sandsteinen und grünlichen Kalkmergeln. Letztere können Lagen bilden, aber auch als sedimentär verwürgte Matrix der Blockschichten dienen oder als Klaster in Brekzien auftreten. Es sind dies Verhältnisse, wie sie schon von den benachbarten Steinbrüchen von Tasshof beschrieben wurden (WAGREICH et al., 2011; EGGER & WESSELY, 2014). Ein besonders auffälliges Merkmal dieser Schichten des Campaniums sind unzählige Einschlüsse von grünen, seltener violetten Tönen des Perm/Untertrias Abschnittes als Hinweis einer Erosion bis zur Basis der kalkalpinen Schichtfolge. Diese Erosion erfolgte offensichtlich nach einer Deformation und vor den im Campanium abgelagerten Schichten.

Entgegen einer Zuordnung dieser Schichten zur Nierental-Formation wird in diesem Zusammenhang vorgeschlagen, der sowohl tektonisch-ablagerungsbedingten als auch lithologischen Unterschiedlichkeit zur Nierental-Formation derselben Rechnung zu tragen und sie mit einem anderen Formationsbegriff zu versehen, wobei sich der Name Tasshof-Formation anbieten würde.

Das jüngste Schichtglied der Gemeindeberggosau kommt im Bereich des Mittagkogels vor. Es sind Grobkonglomerate, -brekzien und Blockschichten, bestehend aus bis zu 0,5 m<sup>3</sup> großen kalkalpinen Komponenten von Obertriaskalken, mitteltriadischem Hornsteinkalk und buntem Jurakalk. Auffällig sind Zwickel von rotem Mergelkalk, selten ist eine zusammenhängende rote Mergellage anzutreffen. Die Mikrofauna enthält *Abathomphalus mayaroensis* und Globotruncanen vom *stuarti*-Typ und zeigt ein spätes Maastrichtium als Alter an. All diese Schichten sind durch Bruch- und Inversionstektonik betroffen, sodass für die Herausschiebung und Entwicklung der Einheit zu Deckendimensionen (Unterberg-Decke) nur späteste Kreide bis Paläogen in Frage kommt.

Zur Lösung der Aufgabe der Unterscheidung von Radiolaritkomplexen des Kalkalpins, von denen der Ybbsitzer Klippenzone und deren Hüllgesteine liegen bereits Abgrenzungsvorschläge vor. Allerdings ist die Identifizierung der Hüllgesteine und die Abtrennung von kalkalpinen Schichten der höheren Unterkreide noch von den Ergebnissen mikro- und nannopaläontologischer, eventuell auch schwermineralogischer Untersuchungen, abhängig.

Auf Grund von Schürflingsvorkommen in den Gesteinen des Perms und der Untertrias unterhalb der Reisalpe-De-

cke südwestlich Altenmarkt/Triesting in Form von Keuperquarzit, sandigen Unterjuragesteinen und Radiolarit des Oberjura wurde dem bei TOLLMANN (1966) zitierten Dürntal-Fenster (Blatt Hohenberg) nachgegangen. Die Vergleichsbegehung erbrachte ein eindeutiges Vorkommen von kalkalpenfremden Keuper- und Unterjuragesteinen in kalkig-mergeliger Fazies mit Ammoniten und entsprechenden Mikrofossilien an der Basis der Reisalpe-Decke. Damit ist die Annahme erhärtet, dass der oftmals angesprochene „Basalteppich“ mit seiner Melange aus Gesteinen des Perms und der Untertrias, kalkalpinen Mitteltriasschollen und vor allem den kalkalpenfremden Schurfmassen nicht nur auf die Basis der Göller-Decke beschränkt ist, sondern auch unterhalb der Reisalpendecke, zumindest in ihrem östlichen Anteil, vorkommt.

## Literatur

EGGER H. & WESSELY G. (2014): Wienerwald. – Sammlung geologischer Führer **59**, 1–202, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MATURA, A., OBERHAUSER, R. & WESSELY, G. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf, Geologische Bundesanstalt, Wien.

TOLLMANN, A. (1966b): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **59**, 231–253, Wien.

WAGREICH, M. (2001): A 400 km long piggy back basin (Upper Aptian–Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. – *Terra Nova*, **13**, 401–406, Oxford.

WAGREICH, M., ILICKOVIC, T., POPOVIC, A., PORPACZY, C., STEINBRENNER, J. & WESSELY, G. (2011): Biostratigraphy and sedimentology of Campanian deep-water sections (Nierental Formation, Gosau Group) in Lower Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **104/2**, 108–121, Wien.

WESSELY, G., WEGERER, E. & SAUER, R. (2010): Geologische Spaziergänge. Geopfad Ramsau. – 48 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt 102 Aflenz Kurort

### Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

Im Jahr 2014 wurde das Gebiet zwischen Todeskogel–Waschenpelz–Westliches Bucheck–Wassermäuer–Buckeckgraben aufgenommen. 2015 wurden Detailuntersuchungen im Bereich nördlich Lochbachhütte, westlich Zeller Sattel, nördlich Kaltleitenberg, westlich Dürradmer, östlich Klennerbrücke und westlich Forsthaus Bucheckgraben durchgeführt.

Der Großteil des Kartierungsgebietes wird vom Tirolisch-Norischen Deckensystem mit Göller-Decke, nördlich einer Linie Tannberg–Radmerbach–Mitterberg–Buckeck und der Tribein-Schuppe, Aufgespreizter–Todeskogel–Kniebichl, aufgebaut, sowie dem Juvavischen Deckensystem mit der Mürzalpen-Decke, Nordhang Aufgespreizter–Dürradmer–West- und Nordhang Wieskogel.

Lagunärer Dachsteinkalk der Tribein-Schuppe baut den Todeskogel und Spannkogel im Südosten des Kartierungsgebietes bis zum Kniebichl auf. Nördlich der Forststraße westlich Kniebichl ist ein kleinflächiger Gletscherschliff ausgeformt. Südwestlich Waschenpelz sind am Hangfuß des Todeskogels und des Spannkogels noch kleine Reste Hierlatzkalk/Klauskalk aufgeschlossen. Die Senke Waschenpelz wird von rötlich-violetten bis grünlichen, bräunlich verwitternden quarzitischen glimmerreichen Silt-Sandsteinen und Tonsteinen der Werfener Schichten eingenommen.

Den Talgrund zwischen Bucheckgraben und Waschenpelz bilden Werfener Schichten und meist geringmächtige Ablagerungen am Eisrand des Würms mit Schlufflagen. Diese bilden ausgedehnte Feuchtfelder. Südwestlich Jagdhütte Bucheck sind im Graben unter Kiesen und Sanden ei-

ner Ablagerung am Eisrand mehrere Dezimeter mächtige Schluffe aufgeschlossen, des Weiteren sind südöstlich der Jagdhütte Bucheck im Bachbett wenige Dezimeter mächtige Schluffe angeschnitten.

Der Hangfuß südwestlich Fuchsriegel wird von weißlichen bis hellgrauen, zuckerkörnigen Wettersteindolomiten und ungefähr 150 m westlich Kote 873 von lagunären Dachsteinkalken aufgebaut. Der westliche Hangfuß des Wieskogels wird von rötlich-violetten bis grünlichen, bräunlich verwitternden quarzitischen, glimmerreichen Silt-Sandsteinen und Tonsteinen der Werfener Schichten sowie Tonsteinen und Gips des Haselgebirges eingenommen. Ungefähr 150 m nördlich Marterl an der Verbindungsstraße Dürradmer–Greith sind graue, gut gebankte Kalke und Dolomite der Gutenstein Formation aufgeschlossen. Das Haselgebirge tritt in den Gräben östlich Bucheckgraben zwischen 880 und 980 m auf. Große Lösungsdolinen (~ 100 m x 80 m und 120 m x 90 m) mit Gipsaufbrüchen, Versickerungen im oberen Bereich der Doline und Quellaustritte unterhalb derselben sind charakteristisch. Die unteren Hangbereiche und oberhalb 1.000 m wird der Hang von großflächigen Riss-Moränen bedeckt. Die Werfener Schichten sind reichlich von Moränenstreu und Erratika bedeckt. Kleinere Dolinen und oberflächliches Hangkriechen prägen die Oberfläche. Im unteren Bucheckgraben streichen die Werfener Schichten auf den nördlichen Hangfuß, während im mittleren Graben, ab ungefähr 1.000 m, Dachsteinkalke, Ruhpoldinger Radiolarit und Oberalm-Formation der Göller-Decke den Hangfuß südlich des Grabens bilden. Größere Rutschungen liegen auf der Nordwestseite des Wieskogels zwischen den oberen Forststraßen auf der Westseite des Wieskogels.

Das westliche Bucheck zwischen Wassermäuer und Peilwand wird von lagunären Dachsteinkalken, Kössen-Formation, Hierlatzkalk, Klauskalk, Ruhpoldinger Radiolarit und Oberseebrekzie aufgebaut. Die Oberseebrekzie wird

gegen Osten mächtiger, während sie oberhalb der Wassermauer nur geringmächtig und lückenhaft aufgeschlossen ist. Entlang der oberen Forststraße Buheckgraben-Peilwand sind eindrucksvolle Stauchfalten und Brekzien im Ruhpoldinger Radiolarit, durch Eingleiten von unterschiedlich großen Schollen lagunären Dachsteinkalkes in das Radiolaritbecken, ausgebildet.

Nordöstlich Kote 1.440 m, westlich Buheck, sind im Grenzbereich zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk Ruhpoldinger Radiolarite aufgeschlossen. Die in das Becken eingeglittenen Schollen sind Ausdruck der Gleittektonik im Oberjura.

Am Hangfuß der Wassermauer ist östlich Klennerbrücke im Zuge der Forststraßenverlängerung ein Moränenrest des Riss angeschnitten worden.

Die große Zahl an Zerrspalten auf der West-, Nord- und Nordostseite des Aufgespreizten sowie die tiefgründig aufgelockerten Felsbereiche belegen die sehr intensive Extension eines spröde-kompetenten Dachsteinkalkes auf duktil-inkompetentem Haselgebirge. Auf der Nordseite des Aufgespreizten liegen unterschiedlich große Dachsteinkalkgleitschollen auf dem Haselgebirge. Der Hügel westlich Dürradmer am Hangfuß des Aufgespreizten stellt die größte Gleitscholle dar und besteht überwiegend aus Dachsteinkalk, mit Kössen-Formation am Nordrand der Scholle, sowie Hierlatzkalken und Ruhpoldinger Radiolarit. Im Südteil des Hügels sind die Dachsteinkalke noch im Verband, zeigen aber schon eine starke Auflockerung, während der Nordteil schon eine intensive Zerlegung aufweist und zum großen Teil aus unterschiedlich großen Felsschollen und Blockwerk besteht.

Am Westhang des Kaltleitensberges liegt zwischen 1.400 und 1.000 m eine größere Hangsackung. Der Hauptdolomit liegt in einer ungefähr 400 m Nord-Süd-Erstreckung am Hangfuß westlich Zeller Sattel und 200 m den Hang hinaufreichenden Sackungsmasse über den unter sie hineinziehenden Opponitzer Dolomiten, Reingrabener Schichten und Wettersteindolomiten.

Der Grenzverlauf zwischen Wettersteindolomit, Reingrabener Schichten und Hauptdolomit verläuft entgegen der GK 50, Blatt 72 Mariazell (BAUER et al., 1997; SPENGLER & STINY, 1926), nicht südlich der Blattgrenze der ÖK Kartenblätter 72/102, sondern streicht knapp östlich Zellerbrunnbach auf das nördliche Kartenblatt (ÖK-Blatt 72). In diesem Bereich ist eine umfangreiche Hangsackung ausgebildet. Entlang einer Abrisskante auf 1.240 m gleiten Wettersteindolomite, Reingrabener Schichten und Opponitzer Dolomite zu Tal, wobei die Sand- und Tonsteine der Reingrabener Schichten als Gleithorizont dienen. Die Reingrabener Schichten ziehen dann nördlich Lochbachhütte wieder auf das Blatt ÖK 102 Aflenz Kurort, ungefähr 270 m östlich Lochbachhütte streicht die Abfolge wieder knapp auf das nördliche Kartenblatt, um ungefähr 530 m östlich Lochbachhütte erneut an einem ungefähr N-S gerichteten Bruch wieder auf das südlich Blatt versetzt zu werden. Erst an einer N-S verlaufenden Störung im Graben nördlich Schallenhütte streichen die Reingrabener Schichten endgültig auf das ÖK-Blatt 72 Mariazell.

Auf den 1:75.000er Kartenblättern 4854 (BITTNER & PAUL, 1907) und 4954 (SPENGLER & STINY, 1926) reichen kleinere Gosauvorkommen auf das nördliche ÖK-Blatt 72 Mariazell. Die Neuaufnahme zeigt, dass westlich und östlich Lochbachhütte kleinere Gosauvorkommen (Krimpenbach-Formation) noch auf das Blatt 72 Mariazell reichen.

## Literatur

BAUER, F.K., SCHNABEL, W., GRÖSEL, K., JARNIK, M., RUTTNER, A.W. & HOFMANN, T. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

BITTNER, A. & PAUL, C.M. (1907): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und der Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie, M 1:75.000, Nr. 4854 / Gaming/Mariazell. – Geologische Reichsanstalt, Wien.

SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, M 1:75.000, Nr. 4954 / Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt 103 Kindberg

### Bericht 2014 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurden der Brücklergraben nördlich Brückenbauer bis zum Schottenkogel, der Turntaler Kogel und die Rotsohlalm bis zur Hochwiese.

Nördlich Brückenbauer kommen unter flach NW fallenden Quarzkonglomeraten (Präbichl-Formation) Phyllite zu Tage, in denen gebänderte Kalkmarmore eingelagert sind, die intensiv nach NW-SE streichenden Achsen verfaltet sind und an zwei Stellen Conodonten des frühesten Oberde-

vons geliefert haben. Kalkmarmore bilden an der westlichen Grabenflanke unter dem kalkalpinen Hangschutt Richtung Norden bis Greith bis 60–80 m über Talniveau immer wieder kleinere Felsen im Wald; ein größeres geschlossenes Areal aus Phylliten und Kalkmarmoren bildet nordwestlich Greith ein steiles Waldgelände. Die Kalkmarmore reichen hier bis auf 1.120 m Seehöhe hinauf; sie werden hier von mergeligen Werfener Schichten überlagert, ohne Zwischenschaltung von Quarzkonglomeraten. Gegenüber vom Barbarakreuz ist im merklich flacheren Gelände nur noch kalkalpiner Hangschutt (bzw. Bergsturzmasse vom Missitulkogel?) anzutreffen. Im Seitengraben zum Barbarakreuz hinunter stehen hellgraue, Chloritoid führende Schiefer an, die eher zum auflagernden Permo-mesozoikum gehören als zum Altpaläozoikum. Im Bachbett nördlich Barbarakreuz können in den Phylliten NNE streichende Achsen gemessen werden, wie sie auch im

Bereich der Fladischeralm sowohl in mergeligen Werfener Schiefen (bereits auf Blatt ÖK 102 Aflenz Kurort), als auch in altpaläozoischen Kalkmarmoren und Phylliten auftreten.

Die weite Talung der Fladischeralm steht in bemerkenswertem Kontrast zum engen Graben zwischen Barbarakreuz und Greith. Vermutlich verdankt sie ihre Entstehung der Abtragung wenig erosionsbeständiger (mergeliger) Werfener Schiefer auf der NE-Flanke des Missitulkogels durch fluviatile oder glaziale Prozesse. Für glaziale Prozesse spricht, dass in der breiten Talung der Greither Bach auf Ablagerungen einer Grundmoräne (von CORNELIUS (1936) als rißzeitlich eingestuft) fließt; der Hügel unmittelbar hinter dem Barbarakreuz stellt eventuell den Rest der Endmoräne dar. Die dolinenartigen Vertiefungen in der Wiese bei der Wildfütterung am westlichen Blattrand machen dagegen einen sehr jungen Eindruck.

Die Nordflanke der Fladischeralm wird von mittelsteil SE-fallenden Kalkmarmoren aufgebaut, die im Graben, der bei Kote 1.084 m einmündet, zunächst auf Phylliten und ab 1.180 m Seehöhe auf Quarzkonglomeraten der Präbichl-Formation liegen. Die Kalkmarmore sind überwiegend weiß bis hellgrau, teils dünnplattig-serizitisch, teils massig entwickelt. Die Verebnung nordwestlich Jh. Fladischeralm auf 1.230–1.240 m Seehöhe ist stark von Hangschutt (Kalkmarmore, Quarzkonglomerate) überrollt; stark verwitterte Phyllite sind im Traktorweg selten zu finden. Phyllite stehen unter den Kalkmarmoren auch im Greithgraben auf 1.140 m Seehöhe (bereits auf ÖK 102 Aflenz Kurort) an, weshalb die Quarzkonglomerate am Forstweg zwischen Fh. Fladischeralm und Wildfütterung nicht als anstehend, sondern als Hangschutt (bzw. Moränenrest?) angesprochen werden. Kalkmarmorbrekzien und Rohwand treten als Rollstücke im Graben, der bei Kote 1.084 m einmündet, ab 1.180 m Seehöhe auf, ohne dass das Anstehende gefunden worden wäre. Die Marmoranteile erreichen auf der Nordseite des Hügels westlich dieses Grabens Größen von einigen Dezimetern und sind in der gelblichen, silikatischen Matrix tektonisch straff eingeregelt; die Brekzien stehen aber auch hier nicht an.

Entlang des Forstweges vom Schottenkogel zur Göriacher Alm sind verdichtete, Geröll führende Lehme aufgeschlossen, die als Grundmoräne interpretiert werden und welche die Vernässung im sehr flachen Gelände erklären. In der Einsattelung zwischen Schottenkogel und der Erhebung bei Kote 1.423 m ist am Wanderweg zur Turnauer Alm ein flacher, aufgeschütteter Hügel auszumachen, der aus Brocken von Quarzkonglomerat, Rohwand und Schlacken aufgebaut wird. Der Westabhang des Schottenkogels ist reich an alten Schurfen mit Halden aus Rohwand; knapp unterhalb des Wanderweges, wo er nach Osten biegt, ist eine Halde mit Kupfer- und Buntkupferkies in hellgrauen, massigen Kalkmarmoren erhalten. Auf der Nordseite des Schottenkogels schließlich hat zwischen 1.490 und 1.510 m Seehöhe ein Tagbau bestanden. In diesem Abbau ist in den hellgrauen Kalkmarmoren neben der flach SW fallenden Schieferung eine ältere Bankung zu erkennen, die steil nach NW einfällt. Im Gipfelbereich des Schottenkogels selbst dominiert die ältere Bankung, hier meist sehr steil nach SE einfallend.

Am Nordabhang des Schottenkogels werden die Kalkmarmore zunächst von Quarzkonglomeraten unterlagert, entlang einer Fläche, die parallel zu den zuvor beschriebenen

Schieferungsflächen verläuft. Weiter nach Osten hin treten am stark verwachsenen Steig entlang der Reviergrenze unter den Kalkmarmoren zwischen 1.400 und 1.380 m Seehöhe stark zerdrückte bis verknietete Phyllite zu Tage; darunter folgen unzementierte hellgraue Grobsandsteine und Quarzkonglomerate, von 1.330 m bis zum Forstweg auf 1.280 m Seehöhe hinunter graue Sandsteine und Schiefer, flach Süd bis SW fallend.

Am neuen Forstweg am Westhang des Schottenkogels liegt die Grenze zwischen den Kalkmarmoren und den unterlagernden Quarzkonglomeraten auf ca. 1.380 m Seehöhe. In der Böschung treten wiederum Kalkbrekzien mit silikatischer Matrix und Rohwandbrocken auf. Bergan, kurz nach der Wegbiegung auf 1.405 m Seehöhe, treten in mittelgrauen, massigen Kalkmarmoren Schlotfüllungen auf, verfüllt mit cm-großen, gut gerundeten violetten und hellgrünen, karbonatisch verkitteten Werfener Schiefen und mit Kalksinter (Neogen?).

Conodonten des Unterdevons konnten Mitte der 1980er Jahre von den massigen Kalkmarmoren am Wanderweg 500 m westlich und vom Grat 400 m nordwestlich der Turnauer Alm gewonnen werden. Diese Kalkmarmore sind von jenen des Schottenkogels durch geringmächtige Phyllite getrennt. Die Phyllite der Turnauer Alm können kartierungsmäßig nicht mit diesen zwischengeschalteten Phylliten verbunden werden, dürften ihnen aber positionsmäßig entsprechen; eine Reihe von Dolinen im SW der Turnauer Alm auf 1.330–1.350 m Seehöhe zeigt an, dass die Phyllite von Kalkmarmoren unterlagert werden. Im Gerinne unmittelbar westlich der Alm sind den Phylliten schiefrige Kalkmarmore eingelagert. Dies erinnert an die Einlagerungen schiefriger Kalkmarmore im Graben von Greith auf die Rosenfeldalm hinauf (siehe unten).

Die Kalkmarmore des Turntaler Kogels sind an einer weit hin sichtbaren, mittelsteil nach SW einfallenden Störung 80–100 m herausgehoben. Ähnlich wie am Schottenkogel sind die Kalkmarmore rund 130 m mächtig; sie werden von Quarzkonglomeraten der Präbichl-Formation unterlagert. Noch bedeutender ist die NW–SE verlaufende, seiger stehende Störung, an der die Kalkmarmore an Blasenack-Porphyröid stoßen: diese Störung lässt sich nach SE über mehr als 1 km bis zur Einsattelung westlich Kaiserstein verfolgen. Nordöstlich dieser Störung fällt der Porphyroid sehr flach nach NE ein. Parallel zur Schieferung im Porphyroid fällt die Überschiebungsfläche zu den liegenden Quarzkonglomeraten von 1.500 m Seehöhe nahe Turntaler Kogel nach NNW bis in den Aschbacher Rotsohlgraben auf 1.280 m Seehöhe ab. Dazu passt, dass die auf Porphyroid liegenden Kalkmarmore des Rabensteins, die alten Rotsohlbaue, erst ganz im Osten auftreten.

Wie schon aus der Kartierung von CORNELIUS (1936) bekannt, ist im oberen Rotsohlgraben Porphyroid mit Quarzkonglomerat verschuppt; die Überschiebung Porphyroid auf Quarzkonglomerat wurde im Berichtsjahr durch die Verbindung der Forstwege zwischen Schlapfengraben und Scherzenebenriegel frisch aufgeschlossen. Von der neuen Forstwegverbindung (1.285 m Seehöhe) reicht Porphyroid grabenaufwärts bis auf 1.335 m Seehöhe. Darüber folgen bis 1.370 m Seehöhe vorwiegend flach N-fallende Sandsteine in verschiedenen Farbtönen (hellgrau-dunkelbraun-violett, Präbichl-Formation). Darüber stehen bis ca. 1.470 m Seehöhe vorwiegend Brekzien mit wechsell-

dem Komponentenspektrum an: bis 1.390 m herrschen siliziklastische Komponenten vor (Quarz, aber auch hellgrüne und violette Schiefer), von 1.390 bis 1.450 m Seehöhe überwiegen z.T. Karbonate, die eher nicht nach altpaläozoischen Kalkmarmoren aussehen; auf 1.425 m Seehöhe ist z.B. ein 1 m mächtiger hellgrauer Kalkmylonit aufgeschlossen, darüber folgen erneut Brekzien mit hellgrünen und violetten Schieferklasten, in denen ein nicht allzu deutliches, nach NE einfallendes Streckungslinear gemessen werden kann. Phyllite und Porphyroide fehlen offenbar als Komponenten. Auf 1.450 m Seehöhe bildet Rohwand mit weiß herauswitternden Quarzkomponenten (Klasten?) eine Steilstufe im Bach. Darüber fehlen Aufschlüsse, der Schutt im Graben wird von Porphyroid dominiert. Am Wanderweg vom Nikolokreuz zur Sohlenalm (1.480 m Seehöhe) ist neben grauen Phylliten auch verwitterter Hornblendegabbro anzutreffen; dieser ist am Nordabhang der Hochwiese besser erhalten, allerdings auch dort nicht anstehend.

Die Deutung der Brekzien mit den Karbonat- bzw. hellgrünen und violetten Schieferkomponenten wird durch die tektonische Beanspruchung erschwert. Gegen die Deutung eines Transgressionsschutts spricht wie schon am Schottenkogel, dass keine eindeutige Beziehung zu dem ehemaligen und heute überfahrenen altpaläozoischen Untergrund besteht. Drei Proben von Brekzien mit Karbonatkomponenten vom Graben westlich Hochwiese erwiesen sich in den 1980er Jahren als conodontenfrei.

Nordwestabfall von Roßkogel und Rauschkogel: 300 m südlich Greith (Kote 963) steigen Phyllite auf der Nordseite der kalkalpinen Einmündung vom Talgrund auf 1.240 m Seehöhe an. Auf 1.170–1.180 m Seehöhe treten als Leseesteine weiße Aschentuffe und Einlagerungen von Kristallaschentuffen in Phylliten auf, wie sie für die Stocker-Formation des Veitscher Raumes charakteristisch sind. Der bedeutendste Zug von Kristallaschentuffen lässt sich auf einem tieferen Niveau vom Seitengraben, der vom Roßkogel herabziehend nordöstlich von Greith einmündet, auf 1.160 m Seehöhe nach NE übers Prolestal verfolgen. Nach der Unterbrechung durch die Moränenablagerungen, die vom Rauschkogel in den Turnauer Graben herabziehen, sind in streichender Fortsetzung dieser Vulkanite Lapilli- und Aschentuffe am Nordfuß des Rauschkogels zu finden. Die chemischen Analysen von zwei Proben dieser Vulkanite liegen im TAS-Diagramm im Rhyolitfeld (Proben S98, S103). In Dünnschliffen einer Probe vom Seitengraben nordöstlich Greith (Probe S98) sind reichlich Quarzeinsprenglinge mit Durchmesser bis 3,5 mm und Korrosionsschläuche erhalten; etwas seltener und auch kleiner sind mehr oder weniger zersetzte Plagioklaseinsprenglinge; stets sehr stark zersetzt sind die seltenen Kalifeldspateinsprenglinge. Auch cm-große Phyllitklasten sind in den Kristallaschentuffen vorhanden. Eine Besonderheit am Nordwestabhang zwischen Greith und Prolestal stellen dünne Lagen karbonatischer Quarzite bis silikatischer Marmore dar, die im Dünnschliff z.T. reichlich monokristalle Quarze (Durchmesser < 2,2 mm), selten auch stark umgesetzte Plagioklaskörner (maximaler Durchmesser wie die Quarzkörner) führen. Diese überraschend abwechslungsreiche Abfolge wird auf der Nordseite des Prolestals durch Kalkmarmore unterlagert. Die Phyllite, die nördlich an die Kalkmarmore anschließen und auch den Stübelhauskogel aufbauen, sind wesentlich einförmiger, ohne jegliche Vulkaniteinschaltungen. Dafür sind in siltigen Phylliten im stei-

len Waldgelände östlich Greith Abdrücke von Makrofossilien (?Cystoideen, „Thamnoporen“) zu finden, die jenen der Rad-Formation des Veitscher Raumes gleichen.

Der Stübelhauskogel wird im Gipfelbereich von gebänderten Kalkmarmoren quasi abgedeckt; dunkelbraune, plattig absondernde Varianten erinnern in ihrer chemischen Zusammensetzung (23,56 wt% SiO<sub>2</sub>, 13,80 wt% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,17 wt% MnO) an die Vererzungen vom Friedlkogel und Kaskögerl in der Veitscher Gegend. Datierungsversuche mittels Conodonten in den 1980er-Jahren blieben ohne Erfolg.

Nördlich vom Stübelhauskogel scheinen die hellgrauen Kalkmarmore, die östlich des Ötzgrabens den markanten Rücken mit Kote 1.269 m und in weiterer Folge Schotten- und Turntaler Kogel aufbauen, ohne sedimentären Übergang unter den Phylliten zu liegen. Weiter im Osten, im Graben zur Rosenfeldalm hinauf, scheint jedoch ein solcher zu bestehen: auf 1.130–1.150 m Seehöhe treten karbonatische Phyllite mit dünnen Marmorlagen auf, die im säureunlöslichen Rückstand reichlich Serizit und Pyrit, jedoch keine Conodonten führen. Grabenaufwärts bilden auf 1.200 m Seehöhe hellgraue bis weiße, schiefrige Kalkmarmore eine mehrere Meter hohe Steilstufe im Bach, von Phylliten unter- und überlagert. Ähnlich aussehende Kalkmarmore, in Phyllite eingeschichtet, sind durch einen neuen Forstweg, der von der Kehre der Straße auf die Turnauer Alm auf 1.390 m Seehöhe nach Osten in den oberen Kaisergraben führt, ungefähr im Streichen aufgeschlossen.

Conodontenfaunen des Unterdevons wurden von zwei Kalkmarmorvorkommen auf der NW-Seite des Rauschkogels bestimmt: vom innerhalb der Moräne aufragenden Kalkmarmor auf 1.200 m Seehöhe und vom auf gleicher Seehöhe 900 m südöstlich Greith liegenden. Letzteres Vorkommen wird von einer isoliert auftretenden, 10 m mächtigen Scholle von Blasseneck-Porphyroid überlagert, der sich mit seiner graugrünen Färbung und der massigen Ausbildung ganz deutlich von den oben beschriebenen sauren Vulkaniten unterscheidet.

## **Bericht 2015 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg**

JOSEF NIEVOLL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurden am NW-Rand des Kartenblattes die Gesteine der Norischen Decke zwischen Aschbach und Niederallpl sowie im Sumpf- und Rotsohlgraben.

### **Lithologie**

#### **Blasseneck-Porphyroid**

Am Sommereck ignimbritisch, reich an Feldspat-Einsprenglingen; nahe den unterlagernden Phylliten feinkörnige Struktur aus Quarz- und Feldspatkristallen, mit cm-großen, gut gerundeten Xenolithen mit porphyrischer Struktur (siehe NIEVOLL, 1983).

In der Waldschneise vom Dürrwaldgraben auf den Radlboden neben Maignimbriten auch grüngraue und weiße, einsprenglingsarme bzw. -freie, z.T. dichte Metatuffe und -tuffite, auf der Reitlahn z.T. rot gefärbte Jaspilite. Am Radlboden kaum verschieferter, kristallreicher Porphyroid mit eckigen Quarz- und Feldspateinsprenglingen < 5 mm Durchmesser. 500 m nordöstlich der Trogerhäuser hellgrüner Porphyroid mit < 7 mm großen Quarzeinsprenglingen. Stark zerbrochener Porphyroid östlich Aschbach im Bachbett entlang der alten Landesstraße in den Dürrwaldgraben.

### **Quarzite im Blasseneck-Porphyroid**

Am Mitterriegel treten NE–SW streichend über ca. 750 m hellgrüne quarzitisches Phyllite bis hellgraue Quarzite innerhalb des Porphyroids auf; gehäuft treten hellgraue Quarzite erneut in den Böschungen der Forstwege südlich Kote 961 (Dürrwaldgraben) auf (alles Lesesteine). Im Dürrwaldgraben selbst sind auf 1.010 m Seehöhe in der Forstwegböschung ca. 6 m mächtige, gebankte Quarzite mittelsteil SE fallend aufgeschlossen.

### **Phyllite**

Südöstlich Aschbach zwischen Sommerhaus und Sommerauer sind neben mehr oder weniger stark durchbewegten Phylliten immer wieder dunkelgraue, ebenflächig brechende Phyllite mit vereinzelt dünnen hellgrauen, quarzreicheren Lagen anzutreffen, die den Habitus von Tonschiefern besitzen (vgl. dazu die „Tonschiefergruppe“ in der Kartierung von REDLICH & STANCZAK, 1923). Im Seitengraben des Dürrwaldgrabens zum Hirschel hinauf als kompakte Kataklastite vorliegend.

### **Kieselschiefer und Lydite**

Bei der Abzweigung des Forstweges zum Sommerack schwarze Lydite, feinlaminiert, < 2 m mächtig innerhalb von Phylliten, mittelsteil NW-fallend. Dm-große Blöcke schwarzer Lydite wurden zwischen Hirschel und Reitlahn beim Bau des Forstweges auf 1.140 m Seehöhe freigelegt. Einzelne Lesesteine schwarzer Lydite sind neben Phylliten in einem stark durchnässten Areal am SW-Abhang der Reitlahn auf 1.120 m Seehöhe anzutreffen. Gehäuft treten schwarze Kieselschiefer ENE-streichend in der Umgebung vom Sommerauer auf. Die Phyllite im hinteren Bärental führen ebenfalls geringmächtige Einlagerungen von schwarzen Kieselschiefern.

### **Quarzite innerhalb der Phyllite (Sumpf- und Rotsohlgraben)**

Im dm-Bereich gebankt, einige Meter hohe Aufschlüsse bildend; ihre Gesamtmächtigkeit dürfte 100 m nicht überschreiten. Sie beinhalten eine grobsandige bis feinkonglomeratische Lage, deren Mächtigkeit auf maximal 2–3 m geschätzt wird und die sich durch folgende Merkmale auszeichnet: sehr reine Quarzite mit cm-großen Phyllitklasten bis unreine, mürb brechende Metasandsteine mit reichlich cm-großen, aber auch einzelnen dm-großen Phyllitklasten. Die detritären Körner sind zumeist gut gerundete Quarze mit 3–5 mm Durchmesser, offenbar monokristallin. Vereinzelt sind jedoch gleich große, eckige, schwarze Körner zu beobachten (Lydite?). Die Grundmasse verwittert z.T. limonitisch braun. An Sedimentstrukturen sind Wickelschich-

tung, Belastungs- und Strömungsmarken sowie Schlüsselstrukturen nach Entwässerungskanälen zu beobachten. In der Veitscher Gegend unbekannt und aus den Eisenerzer Alpen nicht beschrieben erinnern diese Metasedimente an die Schattberg- bzw. Löhnersbach-Formationen des Kitzbüheler Raumes (HEINISCH et al., 2015).

### **Umrahmung der Norischen Decke (Präbichl-Formation und Werfener Schiefer)**

Die Norische Decke wird, abgesehen von einer kurzen Strecke entlang der Landesstraße aufs Niederalpl und südlich vom Gehöft Kracher, von quarzreichen Brekzien und Konglomeraten der Präbichl-Formation eingerahmt. Die Werfener Schiefer sind im verwitterten Zustand rotviolett gefärbt, in frischen Aufschlüssen wie am neuen Forstweg am Kohlerbauerberg hellgrün. In der Karte wurde vermerkt, wo die Schiefer sandig verfüllt Fraßgänge führen. Im Gleissenriegelgraben treten auf 1.050 m Seehöhe innerhalb der Werfener Schiefer dm-dicke eisendolomitische Bänke auf (26,5 % SiO<sub>2</sub>, 30,5 % CaO, 16,5 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 14,0 % MgO, 6,0 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,6 % K<sub>2</sub>O, 1,1 % MnO, Glühverlust 29,9 %).

### **Lagerung und Tektonik**

Südlich von Aschbach fallen auf der westlichen Talflanke Quarzkonglomerate der Präbichl-Formation flach nach SW unter Blasseneck-Porphyroid, dessen Schieferung ebenfalls flach nach SW einfällt. An seiner Südseite wird der Porphyroid allerdings von Phylliten und Lyditen unterlagert, die oberhalb der Kapelle südlich Sommernhaus flach nach NW fallen. Beim Gehöft Kracher fallen die Phyllite steil nach Süden ein und werden von flach nach Süd bis SW fallenden Quarzkonglomeraten überlagert, die südwestlich Kracher die steile südliche Talflanke aufbauen.

Auf der gegenüberliegenden Talflanke grenzen südlich vom Aschbacher Hochofen Quarzkonglomerate seiger stehend an Blasseneck-Porphyroid. Zwischen Sommernhaus und Engg fehlen in den Phylliten unterhalb des Porphyroids Lydite; zwischen Engg und Sommerauer bauen auf der Nordostseite steil nach Norden fallende Phyllite den Talgrund auf. Das flache und stark vernässte Waldgelände zur Reitlahn hinauf bildet damit nicht nur lithologisch, sondern auch morphologisch einen deutlichen Kontrast zur südlichen Talflanke. Es ist davon auszugehen, dass von der Reitlahn der gesamte Hang ab einer Seehöhe von ca. 1.160 m abgeglitten ist und im Kartenbild dadurch der Eindruck entsteht, Porphyroid und auflagernde Präbichl-Formation wären in die Phyllite eingefaltet. Das Nebeneinander von Porphyroid, auflagernden Phylliten (z.T. mit Lyditen – die Fortsetzung aus dem hinteren Dürrwaldgraben) und Quarzkonglomeraten oberhalb der Trogerhäuser wird bei einer großräumigen Hanggleitung besser verständlich, ebenso die markante Bergzerreißung in Werfener Schiefen auf der Nordflanke des Gleissenriegelgrabens auf 1.170 m Seehöhe.

Um das Gehöft Sommerauer sind die Phyllite samt eingeschalteten Kieselschiefern steilgestellt und nach ENE–WSW streichenden Achsen verfalltet. Phyllite und Kieselschiefer, ebenfalls steilgestellt, treten auch im Seitengraben des Bärentales, der zur Kote 1.209 m hinaufführt, zu Tage, nach mittelsteil nach Westen fallenden Achsen verfalltet.

Südlich vom Sommerauer ändern sich im Sumpf- und im Rotsohlgraben Lithologie und Lagerung: gebankte Quarzite, Feinkonglomerate und Phyllite fallen sehr flach nach NW oder SE ein.

Die auflagernden Quarzkonglomerate und Werfener Schiefer fallen zwischen Sumpf- und Rabengraben generell flach bis sehr flach nach NW bis NNW, am Kl. Schwarzkogel und im Rinnergraben flach bis sehr flach nach Süden; im Gleissenriegelgraben, am Gupf und zwischen Hirschel und Sohlenalm flach nach NW. Im noch offenen Stollen unterhalb der Sohlenalm wurde in den Quarzkonglomeraten sehr flaches Einfallen nach Norden gemessen. Am Nordabhang des Radlbodens fallen die Quarzkonglomerate flach bis mittelsteil nach NW. Die NW–SE verlaufende Störung zwischen Blasseneck-Porphyr und Präbichl-Formation zwischen Niederalpl und Radlboden dürfte sich bis zur kräftigen Quelle am Weg von der Sohlenalm zum Hirschel fortsetzen.

Im Niederalplgraben fallen Präbichl-Formation und Blasseneck-Porphyr mittelsteil nach NW. Die Grenze zwischen beiden Formationen ist keine gerade Linie: an der neuen Landesstraße aufs Niederalpl ist auf 910 m Seehöhe Porphyroid unter Quarzkonglomeraten und violetten Schiefen aufgeschlossen; im Seitengraben, der von der Reitlahn herunterkommend bei der Kehre der neuen Landesstraße auf 900 m Seehöhe einmündet, liegt Porphyroid auf violetten Quarzkonglomeraten, beide Formationen stark zerbrochen; an der alten Landesstraße liegen mittelsteil NW-fallende Quarzkonglomerate offenbar störungsbedingt auf stark zerbrochenem, sehr flach nach SW bis SE fallendem Porphyroid; am Kamm zum Radlboden hinauf folgt auf 1.130 m Seehöhe erneut Porphyroid, hier aber vermutlich nicht auf Präbichl-Formation aufgeschoben, sondern mit seiner stehenden Störung an diese grenzend.

### Vererzungen

Neben den von REDLICH & STANCZAK (1923) bzw. CORNELIUS (1936) dokumentierten Vererzungen wurden auch der Südabhang des Radlbodens, der Gleissenriegelgraben 500 m östlich der Trogerhäuser und der Nordabhang des Kleinen Schwarzkogels 400 m südlich Sommerauer beschürft.

Am Radlboden sind auf 1.260 und 1.300 m Seehöhe zwei markante Halden erhalten: die höher gelegene ist größer und auch reicher vererzt. Es überwiegt Siderit, Hämatit ist untergeordnet. Die Sideritbrocken weisen nicht selten Harnischflächen auf, Hämatit ist z.T. faserig entwickelt; Nebengestein ist stets Blasseneck-Porphyr. Der verbrochene Einbau streicht 030–210° und somit ungefähr parallel zu den vererzten Gängen der Sohlenalm. Verbrochene Einbauten reichen bis zum Radelboden hinauf. Östlich davon sind auf den Radaraufnahmen im gis.Steiermark weitere kleine Schurfe erkennbar, ebenso am Nordabhang des Radlbodens.

Im Gleissenriegelgraben dürften am Forstweg 500 m östlich der Trogerhäuser Einbauten bestanden haben. Im Wald oberhalb liegen in Richtung 130–310° vermehrt Hämatitbrocken herum, zwischen Präbichl-Formation im Osten und Blasseneck-Porphyr im Westen. Auch hier zeigen die Hämatitbrocken häufig Harnische. Unterhalb des Forstweges sind Reste von Trockenmauern erhalten; die ca. 5 m hohe Böschung in den Bach hinunter ist mit Schlacke übersät, deren Zusammensetzung typisch für Renn-

öfen ist (48,4 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 39,5 % SiO<sub>2</sub>, 4,1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,9 % MnO, 1,7 % MgO, 1,4 % K<sub>2</sub>O, 0,5 % CaO, Glühverlust -4,1 %).

Am Nordabhang des Kl. Schwarzkogels sind auf 1.020 m Seehöhe oberhalb und unterhalb des Forstweges Halden erhalten, deren verfallene Einbauten nach 140–320° und 110–290° ausgerichtet waren. An Erzen sind Siderit und Kupferkies bzw. Malachit erhalten, Nebengestein sind Phyllite.

Neben diesen Vererzungen sind speziell im Niederalplgraben im Blasseneck-Porphyr, den Quarzkonglomeraten und in Werfener Schiefen cm-dicke Quarzgänge mit mehr oder weniger Siderit zu beobachten, die NW–SE bis NNW–SSE streichen und meist steil nach NE einfallen. Der Porphyroid entlang dieser Gänge ist oft stark zerbrochen bis zerrieben. Ähnliche Lage haben Störungen im Porphyroid im Seitengraben, der bei der Kehre der neuen Landesstraße aufs Niederalpl auf 900 m Seehöhe von der Reitlahn herunterkommend einmündet. Der ehemalige Bergbau Niederalpl wiederum liegt an der Störung, die den Porphyroid des Radlbodens von der Präbichl-Formation im NE davon trennt. Die verbrochenen Einbauten im ehemaligen Bergbau Sohlenalm streichen ungefähr senkrecht zu dieser Störung. Auch der ehemalige Bergbau Reitlahn war den verbrochenen Einbauten zufolge in NE–SW-Richtung angeschlagen. Störungstektonik, Gangbildung und Vererzung dürften somit im Wesentlichen gleichzeitig erfolgt sein.

Im Rinnergraben fallen die Werfener Schiefer mit ca. 30° nach SE ein; in 10–25 cm dicken, subhorizontalen Knickbändern sind die Schiefer auf 50–80° versteilt und an CaO, MgO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> angereichert. Zwei Analysen von sehr zähen, rötlichbraun verwitternden Konkretionen aus solchen Knickbändern ergeben folgende Zusammensetzung: 31,8 bzw. 38,1 % SiO<sub>2</sub>, 31,9 bzw. 25,8 % CaO, 13,9 bzw. 12,2 % MgO, 8,9 bzw. 8,9 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 8,7 bzw. 10,0 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,0 bzw. 3,2 % K<sub>2</sub>O, 0,9 bzw. 0,8 % MnO und 27,0 bzw. 30,4 % Glühverlust.

### Nachtrag zum Kartierungsbericht 2014

Im Bericht 2014 wurde die sedimentäre Natur der Karbonat- und Schieferkomponenten führenden Brekzien im obersten Rotsohlgraben, im Liegenden des überschobenen Porphyroids, bezweifelt. Eine neuerliche Begehung des Grabens, der von der Einsattelung östlich des Turntaler Kogels in die Ranken hinunterführt, beseitigt diese Zweifel. In diesem Graben stehen unter dem Porphyroid auf 1.490 m Seehöhe (85 Meter unterhalb der Einsattelung) die weit verbreiteten rotvioletten, quarzreichen Metakonglomerate bis -brekzien an. Von 1.450 bis 1.425 m Seehöhe wird das Geröllspektrum von hellgrauen und rötlichgrauen, grobkörnigen Sandsteinen mit Durchmessern bis 20 cm dominiert; Gangquarz ist selten und meist eckig. Eingeschaltet sind auf 1.435 m Seehöhe Brekzien mit < 10 cm großen, dunkelgrauen Schieferklasten in einer polymikten Grundmasse. Auf 1.425 m Seehöhe treten in einer dunkelgrauen Matrix als Komponenten rötlich-gelb laminierte Schiefer und Quarzporphyr auf; auf 1.420 m Seehöhe führen hellgelblich verwitternde, mürbe Sandsteine eine Einschüttung limonitisch verwitternder, feinkörniger Komponenten und hellgrauer Schieferklasten mit Durchmessern < 8 cm. Aufgrund der Korngrößenverteilung liegt

der Schluss nahe, dass Prähochl-Formation und Werfener Schiefer hier invertiert sind; hinsichtlich Geröllspektrum nimmt die Prähochl-Formation am Nordabfall der Rotschölmalm eine Sonderstellung ein.

### Literatur

CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – 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.

NEIVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Dissertation, Universität Graz, 150 S., Graz.

REDLICH, K.A. & STANCZAK, W. (1923): Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **15** (1922), 169–205, Wien.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### 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

ELIJAH DIPPENAAR

(Auswärtiger Mitarbeiter)

The mapping area lies 3 km south of the village of Kelchsau on the true right valley flank of the Kelchsau Valley, in the so-called Langer Grund, between the mouth of Kurzer Grund and that of Frommbach Valley. The mapping area then stretches 6.5 km into the Langer Grund Valley to the Erlauer Hütte. From the Erlauer Hütte the mapping area reaches the ridge that joins the Fünfmandling peak and the Schwebekopf (east of the Erlauer Hütte), and follows this ridge that joins several peaks such as the Schafsiedel (2,447 m), the Stanglhöhe (2,276 m) and Kreuzjoch (2,071 m) before reaching the Weithaghütte (1,599 m) and then the fork that divides the Langer and Kurzer Grund. In total the area is 18 km<sup>2</sup>. It has been divided into five sections; the Langer Grund, the Feldenalm, the Küharn, the Kälberarn and Gamsbrunn. The base rock is primarily Innsbruck Quartzphyllite forming part of the Koralpe-Wölz Nappe system and was mapped by HEINISCH & PANWITZ (2007).

The **Langer Grund** section begins at an altitude of 860 m and reaches up the eastern flank of the valley to an altitude of 1,500 m. The bottom of the valley is covered by alluvial fans. On the western side small kame terraces, no longer than 200 m, rise above the alluvial fans. These terraces are made up of gravel-sand beds. The clast lithology of these beds consists mostly of quartzphyllite but also metasandstones and sometimes metatuffs. The metasandstones and -tuffs derive from a neighbouring valley but not from the Kelchsau Valley. The eastern flank of the Kelchsau Valley consists of delta-type deposits that include bottom, fore and top sets. A general coarsening-upward sequence is present with fine-laminated sediments that contain dropstones in the lower parts. With increasing altitude sands, gravel-sands, cobbles and boulders that are bedded to massive, occur, indicating glaciofluvial depositional environments. In accordance with the findings in the nearby Hopfgarten basin and around the village of

Kelchsau by REITNER (2007), those deposits are interpreted as **kame terraces of the “phase of ice-decay”** when the glaciers of the Alpine Last Glacial Maximum (AlpLGM) collapsed rapidly.

Above an altitude of 1,180 m to the border of the section (1,500 m) **subglacial till** is found that is highly likely to have been deposited during the **AlpLGM** in the sense of the Würmian Pleniglacial. From the Weithaghütte to the Neuhögenalm the subglacial till is littered with erratic boulders made up of quartzphyllite. The boulders are mainly sub-angular with few being angular and very few being sub-rounded.

The next section is that of the **Küharn** located in the quartzphyllite area. It encompasses a large cirque area that has an extent of 3 km<sup>2</sup>. In the lower part, at an altitude of 1,572 m, two distinguishable lateral moraines are seen that have erratic boulders on them, that reach sizes of up to 420 m<sup>3</sup>. These two lateral moraines can be traced to an altitude of 1,920 m and run in a north-east south-west direction. They document the **Arnbach Stand** named after the **Arnbachhütte**. At an altitude of 1,820 m a bog is found. From here a steep hill lead up into the Küharn cirque. At the top of the hill two large lateral moraines next to each other are clearly visible and begin at an altitude of 2,030 m. The larger of the two moraines has a height of 32 m. A third smaller lateral moraine that is no wider than four meters and thicker than three meters leads to the cirque wall on the eastern side of the cirque. These lateral moraines denote the **Küharn Stand**. The cirque floor is covered with debris of boulder size and are primarily angular.

To the north of the Küharn area a smaller side cirque that begins with the Herzogkogel going around to the Foischingköpfl is present. Its cirque floor is covered by debris and has multiple rock glacier deposits (in the sense of relic rock glaciers) at the base of the cirque walls. The rock glacier deposits are all classified as clast supported scree.

South of the Arnbachhütte another separate bog is seen that is surrounded by lateral moraines that form a “V” shape enclosing the bog. A drilling showed that the peat is three meters thick underlain by lacustrine grey silty sediments. To the west of the bog a gentle hilly landscape is present and boulders with glacier striations that point in a direction of 032° (NE). A third smaller bog is found in this undulating landscape.

The section **Feldenalm** is very complex. It begins 50 m north of the **Erlauer Hütte** and stretches to the **peaks of Fünfmandling and Schafsiedel**. On the orographic right flank of the section Feldenalm, that leads up to the section Küharn, subglacial till mixed with debris makes up the surface. On this flank there is a small scarp of only a few meters outlining a landslide. The typical features such as the toe, or traverse ridges and fissures of a landslide are however missing. 200 m east of Erlauer Hütte an outcrop on the orographic left flank of the Frommbach Valley at an altitude of 1,250 m displays an outstanding sediment sequence. Delta sediments with ripple- and planar bedded sands deposited by the Frommbach creek, are overlain by a subglacial till containing only local clasts. The overall situation linking the delta deposits to the previously described kame sediments of Langer Grund indicates that the subglacial till was deposited by an **advancing local glacier during the “phase of ice-decay”**. This is again in accordance with the situation around Vorderwindau in the Windau Valley (REITNER, 2007). Moving further upstream a bog surrounded by boulders made of quartzphyllite is present. The boulders are in a lobe shape and have been interpreted as a terminal moraine. The bog is in part covered by the toe of a landslide, this landslide encompasses a surface area of 0.535 km<sup>2</sup>. The scarp of this landslide is clearly visible and begins at an altitude of 2,100 m. Beyond the toe of the landslide two alluvial fans are seen at an altitude of 1,460 m. On the orographic right side, directly north-east of the alluvial fans, three lateral moraines at an altitude of 1,700 m are present. On the lateral moraines quartzphyllite erratic boulders are found, that have a maximum size of 200 m<sup>3</sup> and are angular. The lateral moraines have been cut off by the landslide. It is assumed that the aforementioned lateral moraines were formed during the **Arnbach Stand**. Moving further into the Feldenalm cirque, at an altitude of 1,945 m, two more lateral moraines are seen that have a sharper crest than those of the Feldenalm stand. According to overall sequence of moraines and the morphological characteristics, it is very likely that the moraine formation took place during the **Küharn Stand**. The two lateral moraines are being buried by a landslide which occurred afterwards. The cirque walls steepen from here and lead up to the ridge of the Fünfmandling and the Schafsiedel peaks. The base of the cirque walls is covered by boulders and cobble that is primarily angular to sub-angular.

The **Kälberarn** section covers an area of 1.2 km<sup>2</sup>. It has a smaller side cirque to its south-west. This small cirque covers an area of 0.454 km<sup>2</sup>. When entering the smaller cirque at an altitude of 1,680 m, erratic boulders made of quartzphyllite no larger than 3 m<sup>3</sup> are seen. In this area some well-rounded boulders with glacial striations on them pointing in a direction of 010° (N) can be found. Further up at 1,870 m a small bog is found. In the upper part a rock glacier deposit occurs in 1,920 m. To the west of this rock glacier deposit another deposit is found that has two distinct ridges in close proximity to each other. The Kälberarn cirque has a forest road bordering it from north to south. In the lower part of the area a ramp-like structure with many boulders on its surface stretches from an altitude of 1,720 m to 1,780 m. Towards north this prominent feature shows a transformation into ridges. This sedimentary body consist of matrix supported diamicton. The boulders are mostly angular and reach sizes of up 100 m<sup>3</sup>. In certain parts the components can have a horizontal ori-

entation and are sub-rounded to sub-angular. Within the gentle slope at 1,770 m a pronounced depression is evident which most likely resembles a kettle hole. The whole sedimentary and morphological evidence is best explained by the former presence of a debris-covered glacier during the **Arnbach Stand**. Within the area covered by the aforementioned paleoglacier, a series of rock glacier deposits in an altitude range of 1,750 m to 1,850 m are present, on the southern side. In addition, parts of the former tongue basin are covered by a bog.

On the northern cirque wall another rock glacier deposit is present. On the second cirque floor level that starts at an altitude of 1,900 m rock fall deposits mixed with erratic boulders are seen. At the cirque of the Dürnbergstein peak, a prominent sediment-rich moraine system with a 15 m high front can be reconstructed. It indicates the former presence of a debris-covered glacier during the **Küharn Stand**. East of the described moraines a separate rock glacier deposit is present.

The last section is that of the **Gamsbrunn** cirque. In can be entered from a road at an altitude of 1,750 m and two rock glacier deposits lying next to each other are seen. A spring is found at the base of the rock glaciers. From here a path leads to the Geisthütte and this path is marked by small puddles and erratic boulders no larger than 10 m<sup>3</sup>. The Geisthütte (1,622 m) itself was built on a moraine system i.e. on a lateral moraine that continues into a terminal moraine. Within the bounds of this moraine system, attributed to the **Arnbach Stand**, there are numerous erratic boulders.

In conclusion, it is evident that the “phase of ice-decay” left its mark in the lower lying areas of the Langer Grund and the Feldenalm sections. Emphasize is put on the local glacier advance which is evident with the subglacial till on top of the delta deposits close to Erlauer Hütte.

The next younger reconstructed glacier extents are that of Arnbach stand, followed by that of Küharn stand. Both periods of glacier stabilisation are found in the Küharn and Feldenalm cirques. The Kälberarn cirque also offers as well good evidence of these two separate glacier halts. However, the sedimentary evidence points to the presence of debris-covered glaciers during these phases. Given the fact that the Feldenalm and Küharn sections had glacial advances that reached an altitude of below 1,600 m (Arnbach stand), it is highly likely that the neighboring cirques, the Kälberarn and the Gamsbrunn sections also had glaciers that can be correlated to the Arnbach stand. Rock glaciers deposits are common in all the cirques. Judging by the altitude and vegetation cover of the rock glaciers, there must have been two phases of their formation. The first phase of formation would have happened after the Arnbach glacial advance and the second after and during the Küharn glacial advance. This would have depended on aspect and altitude.

The cross-cutting relationship between mass movements and the aforementioned glacial features shows that the initiation of gravitational processes took place after the “phase of ice-decay”, the Arnbach Stand and the Küharn Stand and, hence, after major periods of glacial erosion.

## References

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen auf ÖK 121 Neukirchen am Großvenediger im Grenzbereich Nördliche Kalkalpen/Quarzphyllit. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 254–257, Wien.

REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I and the stratigraphic implications. – Quaternary International, **164/165**, 64–84, Oxford.

## Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

### Stand der Arbeiten

Gemäß der Planung für die Schließung von Lücken am Südrand von Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger wurden die Aufnahmen von 2012 und 2013 in östlicher Richtung fortgesetzt. Anteilig war pro Autor eine Fläche von 10 km<sup>2</sup>, also insgesamt 20 km<sup>2</sup> vorgesehen. Aufgrund identischer Geologie und gemeinsamer Begehungen wird ein gemeinsamer Bericht vorgelegt.

### Umgrenzung des Bereichs

Im Jahr 2014 war das Einzugsgebiet des Trattenbachs nördlich der Gemeinde Wald Thema. Aufgrund der großen Fläche konnten zunächst nur die Hänge westlich des Baches bearbeitet werden. Vom Südrand des Blattes, der etwas oberhalb der alten Gerlos-Bundesstraße im Hang verläuft, folgt die Gebietsgrenze zunächst dem Grat Gernkogel–Laubkogel–Sonwendkogel–Kröndlhorn. Vom Kröndlhorn mit 2.444 m Sh., die höchste Erhebung, bis zur Filzenscharte und zum Gamskogel bildet die Landesgrenze Tirol/Salzburg auch die Gebietsgrenze. Der Ostrand folgt ziemlich genau dem Talverlauf des unteren Trattenbachs. Dabei lag der Aufnahmebereich von Helmut Heinisch im Nordteil, im Wesentlichen im Umfeld der Trattenbachalm, zuzüglich des Filzenbachs bis zur Filzenscharte. Der Südteil, etwa vom Tortalbach bis zur Blattgrenze, wurde durch Claudia Panwitz aufgenommen.

Die Aufschlussbedingungen sind nur im unmittelbaren Umfeld der Grate und Gipfel gut. Erhebliche Teile der Hochgebiete sind dicht mit Legföhren bewachsen und damit kaum zugänglich. Die Waldgrenze liegt auf etwa 1.700 m Sh. Sowohl die Flanken des Trattenbachtals als auch der Süd-gerichtete Abhang zum Salzachtal weisen erhebliche Massenbewegungen auf, die eine Festgesteinskartierung fast unmöglich machen. Die passend zum Kartiermaßstab 1:10.000 vorliegenden Laserscan-Daten wurden mitbenutzt und in die Geländedaten integriert (s.u.).

### Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Die Hauptmasse der Gesteine wird durch den im Gelände einförmig erscheinenden Quarzphyllit gebildet. Die genauere petrologische Gliederung nach Mineralparagenesen

und Metamorphosegrad ist nur durch Dünnschliffbearbeitung möglich (HEINISCH & PANWITZ, 2014). Diese wurde an 17 Proben durchgeführt.

### Innsbrucker Quarzphyllit

Der dominierende Quarzphyllit wurde nach der üblichen Definition in der Arbeitsgruppe ausgeschieden:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreicht die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.

Der Anteil an retrograden Scherflächen variiert unsystematisch. Dadurch erhalten die Gesteine im Gelände abwechselnd den Charakter von Muskovitglimmerschiefern oder Phylloniten mit Serizit auf den Schieferflächen, je nachdem welche Flächen die Haupt-Teilbarkeit des Gesteins verursachen. Durch den immer vorhandenen Chloritanteil können die Gesteine neben dem üblich silbrig-hellen Aussehen auch grünlich erscheinen. Ein Gelände-Kriterium zur Abgrenzung zum Steinkogelschiefer ist das makroskopische Auftreten von Biotit oder/und Granat (s.u.).

Bei Betrachtung der Dünnschliffe zeigt sich, analog zu den früher bearbeiteten Regionen, ein Lagenwechsel zwischen granoblastischem Quarz/Albit-Pflaster und grobschichtigen Hellglimmer/Chlorit-Domänen, welche die Schieferungsflächen bilden. Die Form der Chlorite legt nahe, dass sie durch retrograde Umbildung aus Biotit entstanden sind. Diese retrograde Reaktion erfolgte quantitativ, solange man sich im Quarzphyllit befindet. Weiter charakteristisch sind Scherflächen in unterschiedlichem Abstand, mit Serizitisierung und starker Kornverkleinerung des Quarz/Albit-Pflasters. Diese Gefügeentwicklung geht mit der retrograden Metamorphose Hand in Hand. Je nach Probe ist eine intensive Kleinfaltenbildung zu beobachten. Die phyllonitisch-phyllitisch aussehenden Bereiche treten im Kartierungsgebiet 2014 vergleichsweise etwas zugunsten gröber kristalliner Anteile zurück. Im Vergleich zu den Aufnahmen 2012 und 2013 wurden die Varietäten Phyllonitischer Quarzphyllit, Plattiger Glimmerquarzit, Muskovitglimmerschiefer, Albitblastenschiefer und Chloritoid-schiefer nicht vorgefunden.

Der Quarzanteil variiert stark bis in die Dünnschliff-Auflösung hinein. Quarzbetonte Bänder wechseln ständig mit glimmerbetonten Lagen ab. Feldspat tritt sehr stark zurück, ist aber im Prozentbereich durch Dünnschliffe nachweisbar. Trotz der polyphasen Verformung ist dieser Lagenwechsel als Produkt einer ehemals sedimentären Wechselfolge aus Quarzsandsteinen und Tonschieferlagen zu interpretieren. Es handelte sich also ursprünglich um mächtige Stapel von Siliziklastika mit hoher kompositioneller Reife, wie sie an einem klastischen Schelf entstehen können.

### Serizitquarzit/Glimmerquarzite

Deutlich in den Gipfellagen konzentriert, entwickeln sich quarzreichere Lagen aus dem Quarzphyllit. Hier sind die Vorkommen vom Kröndlhorn zu nennen, die sich über den Grenzgrat Tirol/Salzburg bis zum Freimöserkopf verfolgen lassen. Weitere Glimmerquarzite treten an der Filzenschar-

te und massiert auch zwischen Punkt 2.224 m Sh. und Gernkogel auf. An der Südabdachung des Kröndlhorn ist ein inniger Lagenwechsel zwischen den Quarziten und Grünschiefern festzustellen.

Völlig analog zum Quarzphyllit zeichnet sich die Hauptmetamorphose durch ein granoblastisches Quarz-Pflaster mit untergeordnetem Albit ab. Dem Quarzcharakter entsprechend treten Hellglimmerdomänen zurück.

Um den stofflichen und tektonischen Lagenbau zu verdeutlichen, wurden die Quarzzüge teils auch generalisiert eingetragen.

### **Steinkogelschiefer**

Biotitführung als Kriterium für Steinkogelschiefer konnte mehrfach bereits im Gelände nachgewiesen werden. Die Vorkommen sind isoliert innerhalb des Quarzphyllits verteilt, verstärkt aber in Nähe eines Karbonatzuges und von Grünschiefern im Zentrum des Quarzphyllitpaketes anzutreffen. Als Besonderheit tritt in unmittelbarer Nachbarschaft des Karbonatzuges auch makroskopisch sichtbarer cm-großer Granat auf (ehem. Steinbruch am Fahrweg zur Würfgrundalm, 1.600 m Sh.). Der Fahrweg zu den Würfalmen kreuzt diesen Gesteinszug mehrfach.

Dünnschliffdaten bestätigen den Geländebefund. Die fließenden Übergänge zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefer, wie sie bereits in den Jahren 2012 und 2013 festgestellt wurden (HEINISCH, 2013; HEINISCH & PANWITZ, 2014), dokumentieren sich wiederum sowohl im Geländemaßstab als auch bei der Dünnschliff-Betrachtung. Biotit und fallweise auch Granat befinden sich in geschonten Gefügedomänen. Die Granate sind rotiert und stark deformiert. Es zeigen sich sowohl bei Granat als auch bei Biotit alle Stadien der Chloritisierung. Damit lassen sich die scheitförmigen Chlorite unschwer als Pseudomorphosen nach Biotit erklären. Dies gilt in gleichem Maße für die umgebenden Quarzphyllite. Es ist also vollkommen plausibel, dass Steinkogelschiefer und Quarzphyllit eine gemeinsame Hauptmetamorphose erlebten, vermutlich variszischen Alters. Die folgende retrograde Durchbewegung war unterschiedlich intensiv. Die erhaltenen Relikte der Hauptmetamorphose mit Stabilität von Biotit, lokal Granat, kartieren wir als Steinkogelschiefer aus. Es handelt sich also um ein ursprünglich lithologisch-stratigrafisch zusammenhängendes Schichtpaket. Warum die Relikte der älteren, höheren Metamorphose gerade im Umfeld des Karbonatzuges (s.u.) besser erhalten sind als in den anderen Bereichen, erscheint nicht plausibel erklärbar.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass bei einer engeren Dünnschliffbeprobung weitere Relikte von Steinkogelschiefer entdeckt werden würden. Äußerst spannend wird die Fortsetzung der Kartierung nach Osten, da dann die Typlokalität „Steinkogel“ mit in die Betrachtung fallen wird.

### **Grünschiefer**

Grünschiefer weitgehend identischer Lithologie kommen in drei verschiedenen Positionen vor. Der bereits seit dem westlichen Blattrand als Leithorizont bekannte Grünschiefer vom Kröndlhorn lässt sich als Felsrippe noch bis kurz oberhalb der Trattenbachalm verfolgen, taucht dann aber nicht mehr auf.

Die Karbonat begleitenden Grünschiefer vom Gernkogel und Laubkogel (HEINISCH & PANWITZ, 2014) sind nicht unmittelbar weiterverfolgbar. Allerdings setzt in ähnlicher Position unterhalb der Würfgrundalm ein stark tektonisch zerlegter Grünschieferzug ein.

Weiterhin treten Grünschiefer in der Nähe vom Toreck auf, welche in diesem Fall Augengneiszügen benachbart sind (s.u.).

Der Grünschiefer des Kröndlhorn tritt in zwei parallelen Zügen in Wechsellagerung mit Quarziten auf. Er zeigt die übliche plattige Absonderung und blaugüne Farbe. In der Fortsetzung Richtung Trattenbachalm bildet er einen Lagenwechsel mit Quarzphyllit. Die Mächtigkeit bleibt jeweils im Meterbereich bis maximal Zehnermeterbereich.

Mikroskopisch feststellbare Hauptgemengteile sind Biotit, Chlorit, Epidot und Zoisit. In porphyrischen Relikten findet man albitisierten Plagioklas und Zoisit/Epidot-Pseudomorphosen nach Pyroxen.

Beim Grünschiefer der Würfgrundalm ist die Mineralogie Richtung Chlorit-Glimmerschiefer bis Chlorit-Phyllit verschoben. Hier dominiert Chlorit neben Epidot, Zoisit und Calcit. Zwischengeschaltet sind Quarz/Albit-Domänen und Hellglimmerlagen.

In allen Fällen sind basaltische Pyroklastika als Edukte wahrscheinlich, die mit den Siliziklastika der Quarzphyllite wechsellagern.

### **Karbonateinschaltung von Gernkogel und Hieburgalm**

Die erstmals im Jahr 2013 festgestellte Karbonateinschaltung bildet oberhalb Gernwiesen einen markanten Felsvorsprung, der bereits vom Tal aus gut sichtbar ist und helle Gehängeschuttmassen bildet. Die größte Mächtigkeit mit über 100 m wird im kartierten Abschnitt zwischen Würf-Hochalm und Gernwiesen bei etwa 2.000 m Sh. erreicht. Ausgedünnte Reste erreichen noch den Querschnitt des Trattenbachs. Ihre potenzielle weitere Fortsetzung wird in den nächsten Jahren zu klären sein, da am Trattenbach-Fahrweg kein Karbonat zu finden war. Die Karbonateinschaltung streicht ziemlich genau Ost-West und bildet einen klaren Leithorizont.

Es dominieren die Kalkmarmore von weißer bis hellgrauer Farbe. Untergeordnet tritt auch splittrig brechender, weißer Dolomitmarmor hinzu, wie am aufgelassenen Steinbruch vom Fahrweg zur Würfgrundalm. Die Gesteine zeigen eine reliktsche sedimentäre Bankung.

Es lassen sich meist zwei parallele Streifen von Karbonatzügen, getrennt durch Quarzphyllit, auskartieren. Sie erscheinen boudiniert und tektonisch zerrissen. Hierbei lassen sich duktile Schergefüge von kleinen Sprödversätzen unterscheiden. Im Detail fällt eine interne Wechsellagerung mit Quarziten und Quarzphylliten auf. Dieser Lagenwechsel vollzieht sich quer zur Hauptbegrenzung der boudinartigen Körper.

Die Dünnschliffuntersuchung bestätigt, dass die Marmore denselben Metamorphosegrad wie die benachbarten Gesteine erlebt haben. Bemerkenswert ist die oben bereits erwähnte Vergesellschaftung mit Steinkogelschiefer, wo Biotit und Granat unersetzt auftreten.

Der Lagenwechsel zwischen Kalkmarmor, Dolomitmarmor und Quarziten nährt die Vermutung, dass evtl. doch altpaläozoische Edukte Bestandteil der Serie sein könnten. Denn diese Vergesellschaftung ist aus dem Paläozoikum der Grauwackenzone bekannt (Faziestypen des Spielberg-Dolomits). Dem widerspricht allerdings die Nähe zu Augengneisen (s.u.). Zur Eingrenzung der Hypothesen wäre eine Altersbestimmung an den Glimmermineralen ein wichtiger Schritt.

### **Kalifeldspat-Augengneis, z.T. Granat führend**

Augengneise sind im kartierten Abschnitt sehr deutlich verbreitet. Die langgestreckt-elliptischen Körper werden immer wieder unterbrochen, liegen jedoch in etwa auf einer Ost-West streichenden Linie vom Punkt 2.224 m Sh. zum Toreck und über die Steinbichljagdhütte bis zum Trattenbachtal (Einmündung Tortalbach). Sie sind erhebliche Schuttlieferanten und bilden, verschleppt durch Glazialeinflüsse, immer wieder Geschiebeblöcke.

Die auffällige Augentextur wird durch Alkalifeldspäte von bis zu 2 cm Größe verursacht, in der Regel erreichen diese Einsprenglinge aber nur 0,5 cm. Es treten diverse Gefügevarianten von hohem Einsprenglingsanteil bis zu sehr hohem Matrixanteil auf. Eine intensive duktile Durchbewegung ist Eigenschaft aller Augengneise. Wie die Marmore, haben auch diese Gesteine die Hauptmetamorphose und anschließende retrograde Überformung samt polyphaser Deformationsgeschichte gemeinsam mit dem Quarzphylit erlebt.

Die Art ihres Auftretens lässt die Interpretation als isolierte kleinere Intrusivkörper zu. Sie sollten also als Äquivalent des Schwazer Augengneises (Kellerjochgneises) gelten. In Analogie zur Interpretation des letzten Kartierungsberichts (HEINISCH & PANWITZ, 2014) erscheint ein ordovizisches Intrusionsalter als wahrscheinlich (BLATT, 2013).

### **Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation**

Im Nordteil des Gebietes bis Trattenbach-Oberlauf bleibt das bisher bekannte Generalstreichen mit etwa 100° (WNW-ESE) im Wesentlichen erhalten. Hier bilden die Grünschiefer und Quarzite Leithorizonte. Die Abfolgen sind straff vertikalgestellt bis steil südfallend.

Der Bereich südlich davon bis zur Salzach weist eher ein E-W-Streichen (90°) auf, hier akzentuiert durch die Leithorizonte der Augengneise und des Karbonatzuges. Die Umbiegung in diese Richtung erfolgt in Gestalt einer schwachen Faltung etwa längs des Grates von Gernkogel zum Kröndlhorn. Dieser mittlere Bereich des Kartierungsgebietes zeigt flachere Raumlagen mit Einfallswinkeln um die 45°. Allerdings erfolgt im Querschnitt des Trattenbaches wieder eine Vertikalstellung, sodass eine Überformung durch Massenbewegungen im Flankenbereich nicht ausgeschlossen werden kann. Sobald Leithorizonte eine detailliertere Betrachtung ermöglichen, sieht man reichlich Spezialfaltungen mit teils sehr flachen Raumlagen und Wechsel zwischen Nord- und Südfallen. Dies ist sowohl bei den Augengneisen als auch beim Karbonatzug der Fall. Bei letzterem kann man in einzelnen Scherkörpern einen quer zum Generalstreichen liegenden Lagenbau erkennen. Dies ist durch Internrotation im Zuge der Boudinierung durch duktile Deformation erklärbar.

Der Abhang zum Salzachtal ist so extrem durch Massenbewegungen überformt (s.u.), dass die ursprüngliche Raumlage kaum mehr zu ermitteln ist. Im Trend herrscht W-E-Streichen bei Fallwerten um die 30° vor.

Faltengefüge sind weit verbreitet, im Detail aber nur in der Umgebung von Grünschiefern und Augengneisen darstellbar. Es handelt sich um Spezialfaltung im Meter- bis Hundertmeterbereich. Der überwiegende Teil der Faltenachsen ist parallel zum Generalstreichen eingeregelt, mit flachen Abtauchwinkeln, sowohl nach Westen wie nach Osten. Das Ost-Tauchen dominiert im kartierten Bereich bei überwiegender Nordvergenz. Untergeordnet treten auch subvertikale Faltenachsen auf, als Beweis einer polyphasen duktilen Überprägung. Im Gegensatz zum beschriebenen generellen Trend vertikaler bis mittelsteiler Raumlagen der Foliation kann man im Bereich zwischen Gernkogel und Laubkogel eine auffällige Verbiegung der Abfolgen mit flachem Nordfallen (20° bis 30°) beobachten. Diese s-förmige Großfalte um eine flach nordfallende Achse ist reell und nicht durch Massenbewegungen verursacht. Es muss sich um eine spät angelegte Struktur handeln. Analoge Beobachtungen gab es bereits in den Kartierungsgebieten der vergangenen Jahre, z.B. auf der Königsleiten (HEINISCH & PANWITZ, 2014).

Trotz der polyphasen Schieferung der Kleinfaltung mit interferierenden Faltenachsen zeigen und die lithologisch klar fassbaren Leithorizonte (Grünschiefer, Augengneise, Karbonathorizont) im Übersichtsmaßstab ein vergleichsweise einfaches Generalstreichen an. Es ist anzunehmen, dass die Hauptgefügeprägung unter metamorphen Bedingungen im duktilen Bereich stattfand. Dies beweist unter anderem die Form der Karbonateinschlaltungen als Scherkörper und die duktile Deformation der Augengneiszüge.

Die zwischen Punkt 2.224 m Sh., Toreck und Trattenbachtal auftretende Augengneiszone folgt komplett dem Großbau. Die granitoiden Intrusionen müssen also bereits vor der Hauptgefügeprägung erfolgt sein.

Der Grund für das Ausbleiben des nördlichen Grünschieferhorizonts (Kröndlhorn) ist nicht klar ersichtlich. Lokal endet er zunächst an einer Sprödstörung. Der südliche Grünschieferzug im Umfeld der Karbonateinschlaltung ist stärker tektonisch zerlegt, wird immer wieder unterdrückt und bildet keinen durchgängigen Leithorizont. Hier ist duktile Dehnung und Scherung als Grund zu vermuten, falls es sich nicht um bereits primär stratigrafisch isolierte Pyroklastikanlagen gehandelt hat.

Für die großen Täler, insbesondere das Trattenbachtal mit der Transfluenzzone der Filzenscharte, wurde die Existenz von Sprödstörungen vermutet. Dies ist für das Taltiefste auszuschließen, da Leithorizonte das Tal queren. Hingegen sind in den Flanken einzelne talparallel verlaufende Sprödstörungen nachweisbar. Dies ist insbesondere dort beweisbar, wo der Karbonatzug mehrmals um Zehnermeter bis max. 200 m versetzt wird (Fahrweg zu den Würfalten). Die Versätze sind sowohl sinistral als auch dextral, sodass sie sich in Summe weitgehend kompensieren. Die Weiterverfolgung des Karbonatzuges nach Osten wird hier wichtig werden.

Bei Auswertung der Laserscan-Daten zeigte sich zwischen Grünkogel und Filzenscharte ein klares Lineamentmuster mit sich kreuzenden Kleinstörungen. Diese wurden, ob-

wohl im Gelände kaum mit Versatzbeträgen korrelierbar, modellhaft in die Karte integriert und bilden wohl ein Kluftsystem der letzten, jüngsten Spröddeformation ab. Generell wurden aus den Laserscans jene Lineamente übernommen, die eindeutig als Störungen zu interpretieren sind. Mechanisch passen die Lineamentrichtungen mit einem Scherbruchsystem zusammen, das bei Nord-gerichteter Kompression entsteht.

Hinsichtlich Datierung der Hauptmetamorphose und pro-stratigrafischer Zuordnung der Eduktgesteine ergeben sich keine Unterschiede zur Interpretation von 2013 (HEINISCH & PANWITZ, 2014). Es ist bisher auch nicht gelungen, das laufende Projekt zur Altersdatierung von Glimmern abzuschließen.

### **Quartär, Massenbewegungen**

Die glazialen Formen lassen sich in gipfelbegleitenden Karren gut rekonstruieren. Es sind Wallmoränen und wenig konsolidierte lokale Grundmoränen ausscheidbar. Als fossile Blockgletscher wurden Schuttmassen am Laubkogel, hier mit Schuttquelle, und im Ursprung-Kar interpretiert. Bedeutende Blockschuttmassen bilden sich immer dort, wo quarzitisches Quarzphyllit die Lithologie dominieren und verständlicherweise auch als Gipfelbildner fungieren. Die Lokalmoränen bedecken große Flächen der Weiden der Trattenbachalm und des oberen Einzugsgebietes des Tortalbaches.

Verdichtete Grundmoränen mit Geschieben aus dem Tauernfenster und hohem Feinanteil sind in erstaunlich geringer Menge erhalten, obwohl die Filzenscharte als einer der wichtigen Transfluenzzonen des Tauerns nach Norden bekannt ist. Es gibt Vorkommen an der Trattenbachalm, hier auch im Bachanriss temporär aufgeschlossen, an der Steinbichl-Jagdhütte und im Mündungsbereich des Trattenbachs am Südrand des Kartierungsgebietes bei Vorderwaldberg auf 1.300 m Sh.

Zentralgneis-Findlinge häufen sich auf 1.000–1.200 m Höhe in Vorderwaldberg, hier auf blankem Fels gelegen, mit bis zu 5 m Kantenlänge.

Im Übrigen vermischen sich Hangschutt und Moränenreste zu einem Schuttschleier. Diese Signatur wurde insbesondere auch bei Hängen mit Massenbewegungen verwendet.

Rundhöcker und Gletscherschrammen zeigen zwei verschiedene Richtungen. Im Umfeld der unteren Trattenbachalm zeigen beide eine Fließrichtung von West nach Ost an, verursacht durch den Lokalgletscher vom Kröndlhorn. Im Umfeld der Filzenscharte dokumentieren sie die Eisbewegung nach Norden. Zusammen mit der hier perfekt überschliffenen Landschaft beweisen sie die Transfluenz über die Filzenscharte.

Die Massenbewegungen stellen ein großes Problem für die Festgesteinskartierung dar. So gut wie alle Grate zeigen Bergzerreibungen. Die gesamte Flanke in Richtung Salzachtal ist instabil, zumindest ist der Felsverband

durchgehend aufgelockert. In Kombination mit den Laserscan-Daten wurde versucht, einzelne große, zusammenhängende Massenbewegungen abzugrenzen. Die Abrisse liegen hier am Karbonatzug, der vom Gernkogel auf 2.267 m Höhe Richtung Osten südlich der Würf-Hochalm herunterzieht. Die Schieferung und der lithologische Wechsel verlaufen hangparallel, wodurch ein Herauskippen der Folgen (toppling) begünstigt wird. In der unterhalb liegenden Zone des Bewegungsbereiches (Besensteinalm, Bacherasten, Lahnbauer etc.) wurde versucht, im Zusammenhang gleitende Massen von den in Wanderblöcke aufgelösten Zonen abzugrenzen. Es wurde die seit einigen Jahren eingeführte Übersignatur „Festgestein von Wanderblöcken überlagert“ ausgewählt. Die Bildung von bis zu hausgroßen, kubisch absondernden Blöcken ist eindeutig der Quarzphyllit-Lithologie im Untergrund geschuldet. Auch dieses Jahr gab es Diskrepanzen zwischen den aus Laserscans ermittelten Grenzen und dem Geländebefund.

Den zweiten Bereich mit Massenbewegungen bilden die Flanken des Trattenbachs. Hier besteht zwar ein Generalstreichen quer zur Morphologie mit ursprünglich steiler Lagerung. Trotzdem wurde das sicher zunächst vorhandene glaziale Trogtal durch Talzusubstanz perfekt zu einem sekundären V-Tal umgeformt. Aktuell in Bewegung befindliche Hangteile wurden gesondert gekennzeichnet („Starker Geschiebeandrang von den Flanken“). Obwohl bisher nur die westliche Flanke des Tals untersucht wurde, dürfte dies im selben Maße für die im kommenden Jahr zu untersuchende Ostflanke gelten. Die Massenbewegungen sind auch insofern von Bedeutung, als Kleinkraftwerkanlagen und der wichtige Güterweg längs des Trattenbachs verlaufen. Die Kleinkraftwerke sind künstlerisch sehr anspruchsvoll gestaltet. Ein Lehrpfad gibt umfassend Auskunft über Geologie, Biologie, Ökologie und die ökonomische Nutzung des Tales.

Etwa ab dem Abzweig des oberen Trattenbachs nach Westen, Bachabzweig Filzenbach, werden die Hänge stabiler. Hier waren nur noch kleinere Bergsturzmassen auszuscheiden. Im Filzmoos und den anschließenden Flanken ist die Glazialmorphologie mit Gletscherschrammen und Rundhöckern noch gut erhalten (s. o.).

### **Literatur**

BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 29, 59 S., Halle an der Saale.

HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 153, 392–395, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 154, 370–373, Wien.

# Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

## Stand der Arbeiten

Wie in den Vorjahren wurden die Arbeiten am Südrand von Blatt 121 Neukirchen fortgesetzt und schließen unmittelbar östlich der Aufnahmen von 2014 an. Anteilig war pro Autor eine Fläche von 11 km<sup>2</sup>, also insgesamt 22 km<sup>2</sup> vorgesehen. Wegen der geologisch komplexen Gesamtsituation wurden beide Gebiete gemeinsam aufgenommen. Nachdem die geologischen Phänomene und Probleme identisch waren, wird ein gemeinsamer Bericht vorgelegt.

## Umgrenzung des Bereichs

Den Westrand der Begehungen bildet der Trattenbach mit seinem schluchtartigen Unterlauf. Es schließen die schwer begehbaren Steilhänge des Montlanger Waldes inklusive des Gipfelgrates vom Steinkogel bis zum Trattenbach an. Ebenso war der gesamte Einzugsbereich des Dürnbaches und des Wiesbaches aufzunehmen. Im Norden bildete jeweils der Gipfelzug die Grenze, der mit dem Verlauf der Bundesländergrenze Salzburg/Tirol zusammenfällt. Die Talschlüsse der nördlich folgenden Täler der Windau und des Langen Grundes von Aschau waren in schon länger zurückliegenden Kampagnen aufgenommen worden. Damit umrahmen folgende Gipfel den Nordrand des Aufnahmegebietes: Gamskogel, Speikkogel, Geige und Grasleitkopf. Die Westbegrenzung folgt dem Grat, der den Talschluss des Mühlbachtals umrahmt und durch die Seilbahnen des Skigebietes Neukirchen gut erschlossen ist (Frühmesser, Braunkogel, Gensbichlscharte). Eine gerade Linie etwas westlich der Seilbahn gelegen, bildet die Gebietsgrenze in östlicher Richtung in den Hängen des Salzachtals. Der Blattschnitttrand im Ortsgebiet von Neukirchen bildet die Südgrenze. Es ist vorab zu bemerken, dass uns die diesjährige Aufnahme durch Massenbewegungen, kaum zugängliche Blockschutthalden und im tieferen Bereich dichte Vegetationsbedeckung vor erhebliche Probleme stellte. Das Gebiet bietet den bisherigen Höhepunkt des Problems, was als Massenbewegung (Lockermaterial) und was noch als Festgestein (in Farbe) auszuhalten sei. Tektonische Daten sind dadurch auch in großen Bereichen nicht verwertbar. Die Bachläufe wiederum sind so tief eingeschnitten, dass sie in Teilbereichen unbegebar waren. Die Aufnahmen erfolgten teils aus Sicherheitsgründen überlappend im Team, teils auch wegen der schwer diagnostizierbaren Lithologie, so dass keine klare Abgrenzung der Aufnahmen von HEINISCH und PANWITZ möglich ist.

Die passend zum Kartiermaßstab 1:10.000 vorliegenden Laserscan-Daten waren bei der Festlegung von Abrissnischen und Bergzerreißen hilfreich, hinsichtlich der Abgrenzung von Festgestein gegen Wanderblockhalden hingegen nicht aussagekräftig. Hier hatte der Geländebefund letztlich Vorrang.

## Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Das Kartiergebiet umfasst monotone Wechselfolgen ehemals siliziklastischen Ursprungs und unterschiedlichen Metamorphosegrades. Entsprechend der Definitionen der letzten Jahre sind hierbei der Innsbrucker Quarzphyllit und die Steinkogelschiefer als Kartiereinheit voneinander abzugrenzen. Häufig gelingt dies nicht zweifelsfrei im Gelände, weswegen ergänzende Dünnschliff-Untersuchungen notwendig sind (HEINISCH & PANWITZ, 2014). Im diesjährigen Aufnahmegebiet wurden 20 Proben untersucht. Wie sich herausstellte, ist aufgrund der engräumigen Wechsellagerung eine Verdichtung der Proben wünschenswert (s.u.).

### Innsbrucker Quarzphyllit

Der Quarzphyllit kommt sowohl am Südrand des Gebietes, also in den unteren Teilen der Abhänge zum Salzachtal, als auch am Nordrand des Gebietes vor, also von der Filzenscharte über den Gamskogel zum Speikkogel, Geige, Geigenscharte und Grasleitkopf. Es gilt die übliche Definition:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreichte die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.

Die retrograde Umbildung des Gesteins mit quantitativer Zerstörung des Biotits und Serizitisierung geht mit der Ausbildung retrograder Scherflächen Hand in Hand. Diese meist wellig das Gestein durchtrennende Foliation ist mit feinstschuppigem Glimmer belegt. Andererseits sind auch Gefügedomänen mit grobschuppigem Hellglimmer und grobscheitigem Chlorit erhalten. Je nachdem welche Trennfläche dominiert, erscheinen die Gesteine im Gelände phyllitisch oder eher wie Muskovit-Glimmerschiefer. Der Wechsel aus Phylloniten (retrograd entstanden) und Glimmerschiefern ist unsystematisch. Der wechselnd vorhandene Chloritanteil färbt die Gesteine auch leicht grünlich, neben dem dominant silbrig-hellen Aussehen. Sobald im Gelände Biotit oder/und Granat erkannt wurde, wurde das Gestein dem Steinkogelschiefer zugeordnet.

Die Dünnschliffuntersuchung bestätigte diese Einschätzung. Unregelmäßig begrenzte Lagen von granoblastischem Quarz/Albit-Pflaster wechseln mit grobscheitigen Hellglimmer/Chlorit-Domänen ab, welche die Schieferungsflächen bilden. Die Form der Chlorite legt nahe, dass sie durch retrograde Umbildung aus Biotit entstanden sind. Diese retrograde Reaktion erfolgte quantitativ, solange man sich im Quarzphyllit befindet. Die im unterschiedlichen Abstand das Gestein durchziehenden Scherflächen bergen die Serizitisierung bei starker Kornverkleinerung des Quarz/Albit-Pflasters. Diese retrograde Metamorphose wirkte unterschiedlich intensiv, was die im Gelände beobachteten Schwierigkeiten, Wechsel von Phyllonit und Glimmerschiefer, erklärt. Im Zuge der Durchdeformation unter retrograden Bedingungen entwickelte sich eine intensive Kleinfaltenbildung. Es dominieren im untersuchten Abschnitt jedoch die gröber kristallinen Muskovit-Glimmerschiefer.

### Serizitquarzit/Glimmerquarzit

Vornehmlich in den Gipfellagen von Gamskogel und Speikkogel, aber auch im unteren Teil der Schlucht des Tratten-

tenbaches und Wiesbaches, entwickeln sich Serizitquarzite und Glimmerquarzite aus dem Quarzphyllit. Da der Lagenwechsel zwischen quarzreichen Domänen und glimmerreichen Domänen letztlich bis in den Dünnschliffbereich hinein auflösbar ist, sind die kartierten Grenzen nicht als scharfe Grenzen zu sehen. Sie symbolisieren eher Zonen der Vorherrschaft härterer, quarzitischer Gesteine und sind auch von individuellen Einschätzungen der Kartierer abhängig. Sie dürfen also keinesfalls als Leithorizonte im engen lithostratigrafischen Sinne verstanden werden. Andererseits helfen sie zur Verdeutlichung des stofflichen Wechsels und des tektonischen Baus.

Wie erwähnt, wechseln im Dünnschliff quarzbetonte Bänder mit glimmerbetonten Lagen ab. Auffällig ist der sehr stark zurücktretende Feldspatanteil im Quarz/Albit-Pflastergefüge, mit geringem Prozentanteil an Albit. Völlig analog zum Quarzphyllit zeichnet sich die Hauptmetamorphose durch ein granoblastisches Quarz-Pflaster unter Ausbildung der 120°-Gleichgewichtskorngrößen aus. Zum Teil erreichen die einzelnen eingestreuten Glimmer- und Chloritplättchen Korngrößen über 1 mm.

Zieht man die polyphase Verformung gedanklich ab, so ergibt sich das Sedimentationsmodell einer quarzbetonten siliziklastischen Wechselfolge (HEINISCH & PANWITZ, 2014). Wesentlich ist hierbei die hohe kompositionelle Reife der Sandsteine im Wechsel mit Ton- und Siltsteinlagen.

#### **Steinkogelschiefer/Biotit-Glimmerschiefer, z.T. Granat führend**

Die einsetzende Biotitführung war das Kartierkriterium für Steinkogelschiefer im Gelände. Gelegentlich war dies auch reliktscher Granat bei fehlendem Biotit. Das Aufnahmegebiet vom Jahr 2015 erfasst nun das Hauptverbreitungsgebiet und die Typlokalität der Steinkogelschiefer (OHNESORGE, 1908). Insofern war die Klärung der tektonischen Form dieser Einschaltung eine wichtige Frage. Auf der Ostseite des Trattenbaches, im Montlanger Wald, setzt der Steinkogelschiefer mit großer Mächtigkeit ein und bleibt dann in einer Ausstrichbreite von 3,5 km bis an den Ostrand des Aufnahmegebietes erhalten. Über den plötzlichen Anstieg der Ausstrichbreite von wenigen 100 m auf 3,5 km wird zu diskutieren sein (siehe Kapitel „Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation“).

Die Typlokalität „Steinkogel“ liegt nahe an der Nordgrenze des Verbreitungsgebietes. Diese Grenze verläuft zwischen Speikkogel und Steinkogel sowie zwischen Frühmesser und Grasleitkopf. Die Typlokalität „Steinkogel“ besteht aus Granatquarzit, nicht aus Schiefen. Das Zurücktreten von Schiefen gilt in hohem Maße für das gesamte Verbreitungsgebiet. Somit ist der in der Literatur tradierte Name irreführend. Im Gelände haben die Gesteine eher den Charakter von Gneisen, nicht von Glimmerschiefen. Der Name wurde jedoch für diese Kartiereinheit beibehalten. Die eher blockige Absonderung verursacht die riesigen Schutthalden im Umfeld des Steinkogels, die bereits von weitem zu sehen sind.

Die Grenze zum Quarzphyllit ist meist durch eine Wechsellagerung zwischen beiden Gesteinseinheiten charakterisiert. Auch kommen innerhalb des Steinkogelschiefers ausscheidbare Quarzphyllit-Linsen vor.

Überraschend war die Dünnschliffbearbeitung. Die im Gelände als Paragneise und Bändergneise ausgeschiedenen Serien sind weitgehend feldspatfrei. Es handelt sich um glimmerreiche Quarzite bis quarzitischer Gneise. Hauptgemengteile sind Quarz und Muskovit, untergeordnet Biotit, teils chloritisiert. Granat ist ebenfalls häufig, mit Korngrößen vom Submillimeterbereich bis zu maximal 1 cm. Im Detail gibt es verschiedene Ausprägungen von Granat. Älter erscheinende, meist größere Granate zeigen Internrotation (Schneeballgranat), teils auch Zerbrechen, mit anschließender Ausheilung durch ein Quarzpflastergefüge. Andere, feinkörnige Granate, sind postkinematisch gesprosst und intern unversehrt. In beiden Fällen tritt immer wieder randliche Chloritisierung auf. Wie erwähnt, gehören auch biotitfreie Granatquarzite zur Serie.

In völliger Übereinstimmung zu den Feststellungen der Vorjahre (Kartierungen von 2012 bis 2014: HEINISCH, 2013; HEINISCH & PANWITZ, 2014, 2015) handelt es sich um eine unterschiedlich starke retrograde Umbildung von Biotit bzw. Granat zu Chlorit. Der Steinkogelschiefer stellt also ein Gefügerelikt der Hauptmetamorphose dar, in der die Stabilität von Biotit neben Granat erreicht worden war. Es ist also vollkommen plausibel, dass Steinkogelschiefer und Quarzphyllit eine gemeinsame Hauptmetamorphose erlebten, vermutlich variszischen Alters. Der Unterschied liegt in der unterschiedlich starken retrograden Durchbewegung bei der folgenden zweiten oder mehrphasigen schwächergradigen Metamorphose.

Wäre man technisch in der Lage, ein engeres Dünnschliffnetz zu legen, wäre mit Sicherheit eine feinere Darstellung der Wechsellagerung möglich. Andere Bearbeiter würden sicher auch weitere Relikte von Steinkogelschiefer im Quarzphyllit entdecken und umgekehrt. Sorge bereitet hiermit eigentlich die unzutreffende Definition des Seriennamens „Steinkogelschiefer“.

#### **Paragneis/Biotit-Muskovit-Bändergneis**

Diese Kartiereinheit wurde wegen ihrer bankig-blockigen Absonderungsart im Gelände eingeführt. Signifikant ist auch die Neigung zur Ausbildung von Blockschutthalden, ganz charakteristisch entlang des Westabhanges des Grates vom Steinkogel bis zum Trattenbacheck. Hinzu kommt eine hohe Anfälligkeit für großräumige Massenbewegungen (s.u.). Im Dünnschliff stellte sich nun heraus, dass kaum Feldspat in den Gesteinen vorhanden ist. Das mm-körnige, gebänderte Gefüge ist auf den Quarzgehalt zurückzuführen. Damit wurde dieser Bereich der Kartiereinheit „Steinkogelschiefer“ zugeordnet.

An einer einzigen Stelle ergab sich mikroskopisch ein Feldspatgehalt, der die Klassifikation als Paragneis rechtfertigt, nämlich bei der Bergerjagdhütte im Wiesbach. Die Gesteine liegen, wenn sie auftreten, jedoch innerhalb bzw. benachbart zu Steinkogelschiefen, also in der Zone erhaltener höher metamorpher Relikte.

Auf makroskopischen Kriterien beruhende Einstufungen von Begehungen aus länger zurückliegenden Jahren sind höchstwahrscheinlich zu revidieren. Dies betrifft z.B. den Talschluss des Langen Grundes, kartiert von Aschau aus im Jahr 2009. Eine Anpassung der Daten ist nur durch eine neue Probenahme-Kampagne möglich. Da es sich um Gipfelregionen handelt, ist hier ein deutlicher Zeitaufwand einzuplanen.

### *Albit-Blastenschiefer*

Das Gestein war bei Königsleiten als Einschaltung im Quarzphyllit entdeckt und als Kartiereinheit definiert worden. Nun trat es als Einschaltung im Steinkogelschiefer am Vorgipfel des Hüttenkopfes auf. Es handelt sich um eine wenige Meter mächtige Lage mit makroskopisch sichtbaren Albitblasten. Im Übrigen entspricht die Petrografie den umgebenden quarzitischen Steinkogelschiefern.

Der Dünnschliff zeigt Quarz, große Muskovite, Albitblasten und Granate, letztere stark deformiert und rotiert. Chlorit ist retrograd aus relictischen Biotitscheiten entstanden.

### *Orthogneis vom Trattenbacheck (fraglich)*

Ein heller, bankig absondernder Gneiszug findet sich direkt am Gipfel des Trattenbachecks. Er wirkt in seinem Gefüge homogen, ist aber feinkörnig. Eine Einschaltung als feinkörniger Granitgneis oder Aplitgneis ist zu vermuten. Leider fehlt eine Dünnschliffprobe zur endgültigen Klärung der genetischen Zuordnung.

### *Grünschiefer*

Ein erster Grünschieferzug findet sich südlich des Steinkogels, im Steinkogelkar und am Frühmesser in ähnlicher tektonischer Position, ist jedoch nicht durchgängig verfolgbar. Wesentlich weiter südlich, in der Nähe von Karbonateinschaltungen, aber auch unabhängig davon, treten dünne Grünschieferlagen im Trattenbach und Dürnbach auf. Die Mächtigkeit bleibt jeweils im Meterbereich bis maximal Zehnermeterbereich. Neben der blaugrünen Farbe ist als Erkennungsmerkmal im Gelände auch die plattige Absonderung zu erwähnen.

Durchgängig treten mikroskopisch Biotit, Chlorit, Epidot, Zoisit und albitisierter Plagioklas in Erscheinung. Der Grünschieferzug vom Steinkogel und vom Frühmesser führt neben reichlich Biotit auch gut erhaltene große nadelige Hornblende mit auffällig blauer Farbe. Es könnte sich um Glaucophan handeln. Daneben tritt auch feinkörnige bräunliche Hornblende auf. Hier wäre also die Bezeichnung Amphibolit angebracht. Als Beispiel für die südlichen Grünschieferzüge im Trattenbachtal zeigt ein Dünnschliff große Muskovite, Quarz, Granat im Zerfall nach Chlorit und hohe Chloritgehalte. Es handelt sich also um einen Granat-Chloritschiefer. Hingegen ist der Grünschiefer kurz oberhalb der Forstschanke des Trattenbachtals mikroskopisch als Chloritphyllit einzustufen.

In allen Fällen sind basaltische Pyroklastika als Edukte wahrscheinlich, die mit den Siliziklastika der Quarzphyllite wechsellagern.

### *Karbonateinschaltung vom Trattenbach, Taubenstein und Dürnbach*

Der seit 2013 als Leithorizont verfolgbare Karbonatzug tritt in der Trattenbachschlucht, am Taubenstein und am Talausgang des Dürnbaches auf (Hochseil-Klettergarten). Die Mächtigkeit schwankt extrem stark. Im Dürnbach ist sie mit 200 m am größten. Die Vorkommen sind zwar in etwa in tektonisch gleicher Position, aber immer wieder unterbrochen. Sie reihen sich eher perlschnurartig aneinander. Die auffälligen Felsklippen bestehen im untersuchten Bereich zu etwa gleichen Teilen aus Dolomitmarmor und Kalkmarmor. Sie können intern mehrfach wechsellagern und kön-

nen auch durch Quarzphyllit-Einschaltungen unterbrochen werden. Die Kalkmarmore variieren in der Farbe von reinweiß bis hellgrau. Dolomitmarmore weisen einen gelblichen Farbton auf. Farblich violett-grünlich gebänderte Marmore liegen in der Trattenbachschlucht, leider vollkommen unerreichbar für die meisten Menschen. Aufgrund der Metamorphose sind die Gesteine duktil deformiert und in Fließfalten gelegt. In diesem Abschnitt werden die Karbonate weitestgehend vom Quarzphyllit begleitet, im Gegensatz zur Situation an der Würf-Grundalm vom Jahr 2014.

### *Kalifeldspat-Augengneis, z.T. Granat führend*

Augengneiszüge kleinerer Ausdehnung sind zahlreich, vor allem längs des Grenzgrates zu Tirol (Speikkogel, Grasleitkopf). Sie sind nicht über längere Strecken verfolgbar und haben die Geometrie linsenförmiger Körper. Trotzdem sind sie einigermaßen horizontbeständig am Nordrand des Kartiergebietes, etwas nördlich der Grenze Quarzphyllit/Steinkogelschiefer. Sie können somit mit Einschränkung als Leithorizont gewertet werden. Unbedeutendere Körper liegen bei der Sonntag-Grundalm und im Trattenbachwald vor, hier jedoch innerhalb der Steinkogelschiefer oder an der Grenze Steinkogelschiefer/Quarzphyllit.

Die charakteristischen Alkalifeldspat-Phänokristalle erreichen im diesjährig untersuchten Abschnitt nur geringe Größen bis 1 cm. Sie zeigen durchgängig eine hohe Scherbeanspruchung auf. Auffällig sind auch Drucklösungserscheinungen und zeilenförmige Quarzlagen. Wiederum erweist sich eine gemeinsame Hauptmetamorphose des gesamten Komplexes (Steinkogelschiefer, Quarzphyllit, Grünschiefer, Karbonateinschaltungen, Augengneise). Diese muss also deutlich nach der Intrusion der Orthogneise erfolgt sein, mit späterer gemeinsamer polyphaser retrograd-duktiler Deformationsgeschichte.

Die Augengneise kommen in wechselnder Position sowie in Form kleiner linsenförmiger Körper vor. Dies bestärkt die Interpretation der letzten Kartierjahre (HEINISCH & PANWITZ, 2014) als ordovizische Intrusionen (BLATT, 2013). Der Geländebefund bestätigt auch die These einer ursprünglich zusammenhängenden lithologischen Einheit von Quarzphyllit und Steinkogelschiefer. Die Deformations- und Metamorphosegeschichte verlief gemeinsam mit den Intrusionen.

### **Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation**

Der Nordteil des Gebietes weist ein Generalstreichen zwischen 90° und 120° bei subvertikaler Raumlage auf, unabhängig ob es sich um Steinkogelschiefer oder Quarzphyllit handelt. Ab der Gebietsmitte ergibt sich ein Abkippen der Gesamtfolgen nach Süden, so dass sich ein flaches bis subhorizontales Nordfallen einstellt. Sonderbarerweise ist dies vor allem an den Höhenrücken und südlich geneigten Flanken festzustellen (siehe Kapitel „Quartär, Massenbewegungen“). Der Südteil, kontrollierbar in der Trattenbachschlucht, Talausgang Dürnbach und Wiesbach, steht wieder steil und streicht mit etwa 100° auf das Salzachtal zu. Für den mittleren Bereich ergibt sich dadurch allerdings ein lappenartiges Vorgreifen des Steinkogelschiefers mit Anschwellen der scheinbaren Mächtigkeit, jeweils an den Flanken, und ein weit nach Norden einschneidendes Verbreitungsgebiet der Quarzphyllite in den Tälern. Eine

tektonische Analyse ist in weiten Teilen des Aufnahmegebietes nahezu unmöglich, da Massenbewegungen gewaltigen Ausmaßes festzustellen sind und dadurch die tektonischen Daten rotiert werden. Dies könnte auch die Ursache für das propellerartige Ausbiegen der Lithologien an den jeweiligen Flanken von Trattenbachwald, Feuchtwald, Taubensteinkappelle und des gesamten Einzugsgebietes des Dürnbaches sein.

Hinsichtlich der Verwendbarkeit von Leithorizonten bieten sich zunächst die Augengneise an. Diese signalisieren einen relativ einfachen Bau, zumindest im Talschluss des Dürnbaches (Geigenscharte) mit dem erwähnten 120°-Streichen.

Interne Spezialfaltungen lassen sich teils an den Augengneisen, teils auch an den Quarziten festmachen. So sind am Steinkogel und im Bereich der Geigenscharte duktile flexurartige Biegungen der Abfolgen zu konstatieren. Ein Wechsel zwischen Nordfallen und Südfallen ist hiermit verbunden. Die nördlichen Grünschieferzüge bestätigen im wesentlichen diesen Sachverhalt.

Ab dem mittleren Teil des Gebietes werden größere Schlepplungen der Gesteine sichtbar, so im Montlanger Wald, subparallel zum Verlauf des Trattenbaches. Hier scheint ein sinistraler Versatz erfolgt zu sein, jedoch eher noch im duktilen als im spröden Regime. Dem widerspricht im südlichen Teil des Trattenbaches der Verlauf des Karbonatkomplexes. Dieser wird um mehrere 100 m nach Süden, also dextral versetzt. Neben der Interpretation als duktile Schlepplung der Gesteine kommt auch die Annahme einer Sprödstörung in Frage, die allerdings durch die Massenbewegungen maskiert wäre und daher kaum festlegbar wird. Sicher ist jedenfalls, dass im jeweiligen Unterlauf aller drei talbildenden Bäche keinerlei Sprödstörung nachweisbar ist, da die Leithorizonte eindeutig durchstreichen (Karbonate, Quarzite).

Der Sonderfall der Unterbrechung des Karbonatzuges gibt weitere Rätsel auf. Die zunächst verfolgte Vermutung, dass Massenbewegung und Lockergesteinsbedeckung dies verursachten, führte zu intensiven Begehungen und leider zu keinem Ergebnis. Auch die Erstaufnahmen (OHNESORGE, 1908) zeigen ein identisches Bild. Da keine Evidenzen für Sprödiversätze vorliegen, bleibt als wahrscheinlichste Erklärung eine duktile Boudinage der Karbonatkörper aufgrund des Kompetenzkontrasts zu den umrahmenden Quarzphylliten. Eine damit zu verbindende duktile Streckung in erheblichem Maße subparallel zur Hauptfoliation ist konsistent zur Geometrie der anderen Einschaltungen (Augengneise) und der Form der wellig wechselnden Quarzit-/Quarzphyllitgeometrien. Bei Annahme einer duktilen Dehnung etwa in E-W-Richtung ergibt sich eine sinistrale Scherkomponente mit einem Querversatz des Karbonatzuges von 700 m nach Süden in der Region zwischen Trattenbach und Dürnbach. Nicht erkannte spröde Querstörungen könnten dasselbe Bild verursachen. Östlich des Dürnbaches findet sich nochmals ein kleines isoliertes Karbonatboudin (Wiesbach). Dies signalisiert einen gegenläufigen Versatz nach Norden.

Duktile Faltengefüge sind weit verbreitet, im diesjährigen Kartiergebiet aber nicht kartenbildprägend, da von zu geringer Ausdehnung. Der überwiegende Teil der Faltenachsen ist parallel zum Generalstreichen eingeregelt, mit flachen Abtauchwinkeln, sowohl nach Westen wie nach

Osten. Das Ost-Tauchen dominiert im kartierten Bereich bei überwiegender Nordvergenz. Untergeordnet treten auch subvertikale Faltenachsen auf, als Beweis weiterer duktiler Überprägungen.

Die Talverläufe von Trattenbach, Dürnbach und Wiesbach lassen Sprödstörungen in N-S-Richtung, also quer zum Generalstreichen vermuten. Die Kartierung widerlegte aber durchgängige Großstörungen. Dies gilt insbesondere für den jeweiligen Nordteil der Bäche (Talschlüsse in den Gratabereichen) und den Südbereich (schluchtartige Mündungen in das Salzachtal). In den mittleren Bereichen sind kleinere Sprödstörungen erkennbar, die eher spitzwinklig zu den Tälern verlaufen.

Als spezielles Problem wurde bereits das Anschwellen der Mächtigkeit der Steinkogelschiefer in der Ostflanke des Trattenbaches benannt. Fatalerweise finden sich hier erhebliche Akkumulationen von Blockschutt, fast unzugängliche Bereiche und in Bewegung befindliche Rutschmassen. Sofern keine vegetationsfreien Blockhalden vorliegen, sind die Bereiche waldbedeckt und ohne Aufschlüsse. Generell bestätigt sich der Lagenwechsel zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefer. Die Grenze ist also nicht rund, wie in den Übersichtsdarstellungen bisher eingetragen. Der dadurch suggerierte Charakter einer eigenen Deckenstruktur ist irreführend und durch die Kartierung wiederlegbar. Die Steinkogelzone bildet ein größeres zusammenhängendes Paket weniger stark retrograd gewordener Gesteine. Die Nordgrenze steht eindeutig vertikal und bildet lithologische Wechselfolgen mit dem Quarzphyllit. Die flach ausstreichende Südgrenze ist dem Herauskippen der Folgen in Horizontalposition geschuldet. Ein großer Anteil ist dabei durch Massenbewegungen verursacht. Einen kleineren Beitrag zum Grenzverlauf bilden auch kleinere Sprödstörungen subparallel zum Trattenbach und zum Dürnbach.

Hinsichtlich Datierung der Hauptmetamorphose und pro-stratigrafischer Zuordnung der Eduktgesteine ergeben sich keine Unterschiede zur Interpretation von 2013 und 2014 (HEINISCH & PANWITZ, 2014, 2015). Es liegen auch noch keine Altersdatierungen an Glimmern vor. Hier waren im Rahmen der Geländeaufnahmen von 2015 auch Probenahmen gemeinsam mit Christoph Iglseider (GBA) erfolgt.

#### **Quartär, Massenbewegungen**

Bis auf lokale Grundmoränenschleier sind in den gipfelbegleitenden Karen keine erwähnenswerten glazialen Formen zu verzeichnen. In großer Zahl umrahmen Blockgletscher den Steinkogelgrat. Die weithin sichtbaren Schutthalden, vor allem im Westhang des Grates, aber auch am Osthang im Aufstieg zum Steinkogel, wurden als fossile Blockgletscher klassifiziert. Zur Abgrenzung waren die Laserscan-Daten überraschenderweise wenig hilfreich. Dies liegt vermutlich auch daran, dass die Blockgletscher in der westlich zum Trattenbach geneigten Flanke kontinuierlich in gewaltige Massenbewegungen übergehen. Ursache ist wiederum die besondere Lithologie blockig absondernder, quarzbetonter Steinkogelschiefer, die eher als Glimmerquarzite oder quarzreiche Gneise zu bezeichnen wären (s.o.). Der Name des „Steinkogels“ ist sicher diesen Blockhalden geschuldet.

Hinterlassenschaften des Hochglazials mit verdichteten Grundmoränen finden sich reliktsch nur auf der ab-

geschliffenen Rundhöckerlandschaft von Vorderwaldberg, Buasen und Gensbichl, mit den höheren Ansiedlungen. Besonders zu erwähnen ist hier eine signifikante Findlingsreihe aus Zentralgneis, besonders bei Vorderwaldberg und Gensbichl auf jeweils 1.100 bis 1.200 m Seehöhe. Diese bildet die logische Fortsetzung der letztjährig beschriebenen Vorkommen (HEINISCH & PANWITZ, 2015).

Eisstausedimente, erkennbar an gut gerundeten Komponenten, sind hingegen recht häufig in Relikten anzutreffen. Sie liegen zwischen 1.100 und 1.700 m Seehöhe, einerseits seitlich der Hauptbachmündungen (Taubenstein/Brandl), andererseits als geschonte Relikte über Grundmoräne im Talinneren (Steineralm-Dürnbach) oder flächig auf der Flanke, wie am Gensbichl, hier als Skiabfahrt genutzt.

Für die übrige Schuttbedeckung wurde der Not gehorchend die Signatur „Moränenstreu, vermischt mit Hangschutt“ benutzt, was zur Problematik der Massenbewegungen überleitet.

Massenbewegungen zeigen im Aufnahmegebiet eine bisher nie erreichte Dimension. Die Festgesteinskartierung und vor allem die tektonische Analyse werden daher sehr problematisch. Das Gebiet ist seit Alters her für Massenbewegungen bekannt und entsprechend intensiv untersucht (FÜRLINGER, 1988, cum lit.). Als herausragendes Beispiel ist der Dürnbach zu nennen, der in historischer Zeit zur Verlegung des Dorfkerns von Neukirchen führte und heute durch mehrfach nachgebesserte, erhebliche Wildbachverbauungen und ein großes Retentionsbecken charakterisiert ist (EISENBARTH et al., 2004; FÜRLINGER, 1988, cum lit.).

Methodisch wurde eine Auswertung von Laserscans (M 1:10.000) und Geländeaufnahmen kombiniert, mit teils guter, teils weniger guter Übereinstimmung.

Zunächst ist hier die Ostflanke des Trattenbaches, Trattenbachwald und Montlanger Wald zu beschreiben. Die Massenbewegungen setzen direkt am Grat an, der entsprechend durch signifikante Bergzerreibungen gegliedert ist. Im Bereich zwischen Steinkogel und Pkt. 2.184 m entwickeln sich die Massenbewegungen auch fließend aus Blockgletschern. Lediglich der Talschluss ist stabil und zeigt reliktsch die ursprüngliche glaziale Schliefform der Transfluenzzone. Der Hang bewegt sich über eine Längserstreckung von 3 km. Es wurde versucht, einzelne individuelle Rutschmassen abzugrenzen. Ein großes Problem bildete die Frage, wann reine Blocksignatur oder doch die entsprechende Festgesteinsfarbe zum Einsatz kommen soll. Die Darstellung bildet einen Kompromiss. Auch die Frage des Alters der Bewegungen bleibt offen. Heute aktiv erscheinende Bereiche wurden mit roten Pfeilen hervorgehoben. Der V-förmig verengte Talboden des Trattenbaches bildet jeweils den Fuß der sich am Gegenhang abstützenden Rutschmassen. Erst südlich des in 1.220 m Seehöhe gelegenen, großen Ausschotterungsbeckens fließt der Trattenbach im anstehenden Festgestein, wo u.a. auch der Karbonatzug mit annähernd vertikaler Raumlage quert.

Versucht man in halber Hanghöhe von der Montlangeralm nach Norden zu gelangen, verlieren sich die eingezeichneten Pfade in einer wüsten Ansammlung von Blockhalden.

Die nächsten Beobachtungen beziehen sich auf die Südflanke des Trattenbachecks Richtung Salzachtal. Dieser

Hang bildet eine einzige zusammenhängende Großgleitung. Die Abrissnische wurde nach Laserscandaten eingezeichnet. Im Umfeld der Bärbrunn-Jagdhütte sind kleinere, individuelle Abrissnischen ausscheidbar. Die tieferen Hangteile hingegen sind stabil – wie die erhaltene Rundhöckerlandschaft und die Raumlagen der Abfolgen zeigen. Damit muss die Gleitbahn der Massenbewegung oberhalb etwa mit der unteren Waldgrenze oberhalb der Ansiedlung Hochgugg austreichen. Die Struktur wird als inaktiv eingeschätzt.

Die Westflanke des Dürnbaches weist mehrere Schwerpunkte von Massenbewegungen auf. Im inneren bis mittleren Talbereich, zwischen Steiner Hinteralm und Steineralm säumen Rutschmassen den Dürnbach, obwohl die hangenden Gipfelbereiche auch aufgrund der tektonischen Raumlagen (senkrecht zur Topografie) stabil erscheinen. Der vordere Talbereich, etwa von der Unterburgalm über die Taubensteinkapelle bis zum Taubenstein ist vielfach in Sackungen gegliedert. Der Abriss liegt hier im Gipfelniveau des Trattenbachecks, damit reicht die Hangbewegung von 2.100 m Seehöhe bis in das Dürnbachtal auf 1.100 m Seehöhe. Während die Gesamtstruktur wohl eher als inaktiv einzuschätzen ist, sind die Fußbereiche, von der Taubensteinkapelle bis zum intensiv verbauten Talboden des Dürnbaches als aktiv einzuschätzen.

Am bekanntesten ist die Ostflanke des Dürnbaches mit sehr aktiven Gleitungen. Hier ist nicht nur der komplett aufgelockerte Bereich zwischen 1.500 m Seehöhe und dem Bachlauf aktiv in Bewegung, sondern der gesamte oberhalb anschließende Hang bis auf 2.000 m Seehöhe. Vom Braunkogel bis zum Beginn des Eisstaukörpers oberhalb Gensbichl finden sich zahlreiche Nord-Süd laufende, gratparallele Bergzerreibungen. Besonders interessant ist die Situation unmittelbar neben der Talstation des Sessellifts auf 1.772 m Seehöhe. Hier finden sich wenige Meter neben der Fahrstraße an einem Hochsitz frische Spalten zwischen den Baumwurzeln und im nahen Umfeld zahlreiche umkippende Bäume. Dies gilt ebenfalls für den noch teilweise bewaldeten Hang oberhalb der aus vegetationsfreien Schuttmassen bestehenden Dürnbach-Gleitung, der kaum mehr begehbar ist. Am Fuß der Massenbewegung ist der Talquerschnitt des Dürnbaches durch Lockermaterial stark verengt. Wie bereits bei EISENBARTH et al. (2004) beschrieben, findet der Talzusub von beiden Flanken aus statt. Es werden für die Ostflanke Bewegungen von 5–10 cm/Jahr abgeschätzt. Als Notmaßnahme wurde offensichtlich vor kurzem ein Teil der Sperrerbauten abgetragen, um einen minimalen Durchfluss zu gewährleisten. Die Wildbach- und Lawinenverbauung des Landes Salzburg (Mittersill) und die Gemeinde Neukirchen wurden auf die Situation hingewiesen mit dem Vorschlag, ein Monitoring-System zu errichten. Leider kam es zu keiner Rückantwort der Salzburger Wildbach- und Lawinenverbauung.

In Teilen der beschriebenen Bereiche musste erneut die seit einigen Jahren eingeführte Übersignatur „Festgestein von Wanderblöcken überlagert“ ausgewählt werden. Die Bildung von bis zu hausgroßen, kubisch absondernden Blöcken ist sowohl bei Quarzphyllit-Lithologie als auch in den quarzitischen Steinkogelschiefern zu beobachten. Auch dieses Jahr gab es Diskrepanzen zwischen den aus Laserscan ermittelten Grenzen und dem Geländebefund.

## Literatur

BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft, **29**, 59 S., Halle.

EISENBARTH, S., MOSER, M. & WEIDNER, S. (2004): Zur Nachhaltigkeit von Baumaßnahmen bei tiefgreifenden Hangbewegungen im alpinen Raum. – Interprävent 2004 – Riva/Trient, 115–126, Riva del Garda.

FÜRLINGER, W. (1988): Über die Einschätzung von Wildbächen: Der Dürnbach. – Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien, **161**, 259 S., Wien.

HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 370–373, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2015): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 258–261, Wien.

OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

## Blatt 128 Gröbming

### Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2015 kartierte Gebiet liegt im Kleinsölktal und in zwei seiner orografisch linken Seitentäler, nämlich den Tälern des Strieglerbaches und des Tuchmoarbaches bzw. der gleichnamigen Almen (Striegleralm und Tuchmoaralm). Insbesondere wurden der Höhenrücken zwischen diesen beiden Seitentälern, die Talflanke südöstlich des Ortes Hinterwald (Ghf. Mössner) sowie die Talflanke westlich der Potzalm geologisch neu aufgenommen. Das gesamte Gebiet hat eine Fläche von ungefähr 13 km<sup>2</sup>.

Im **präquartären Grundgebirge** galt die Aufmerksamkeit vor allem der Abgrenzung des Schladminger Gneiskomplexes gegenüber dem darüber liegenden Wölz-Komplex im Osten und NE, sowie der regionalen Ausscheidung von Granat-Glimmerschiefern und schwächer metamorphen, z.T. phyllitischen Glimmerschiefern innerhalb des Wölz-Komplexes. Der Schladminger Gneiskomplex besteht im heurigen Aufnahmegebiet aus drei Hauptlithologien, und zwar aus leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen, Hornblendegneisen und etwas schwächer metamorphen, z.T. retrograden Paragneisen entlang der Grenze zum Wölz-Komplex. Gesteine des Greimkomplexes wurden im heurigen Aufnahmegebiet nicht angetroffen.

Gegenüber den bisherigen Kartierungsbefunden, wie sie z.B. auf den geologischen Karten der Steiermark und Salzburgs (jeweils im Maßstab 1:200.000) dargestellt sind, weist der tatsächlich angetroffene **Verlauf der Grenze zwischen dem Schladminger Gneiskomplex und dem Wölz-Komplex** einige bemerkenswerte Abweichungen auf.

So erreicht diese Grenze auf den genannten Karten ungefähr 1.000 m nördlich vom Ghf. Mössner an der östlichen Talflanke den Talgrund. Das durch Forststraßen gut auf-

geschlossene Grundgebirge zwischen dem Ghf. Mössner (989 m) und der Langrinne besteht jedoch ausschließlich aus phyllitischen Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Anstehende Schladminger Gneise sind hier nicht vorhanden. Die anhand von Lesesteinen und Aufschlüssen an Forststraßen recht gut kartierbare Grenze zwischen den beiden Kristallinkomplexen verläuft ungefähr 1.200 m weiter südlich, nämlich vom nordexponierten Hang westlich der Bröckelalm (1.677 m) über den Hahlberg bis in den untersten Abschnitt des Bröckelgrabens. Dieser Grenzverlauf ist auf der Manuskriptkarte durch eine schwarz gestrichelte Linie kenntlich gemacht. Die relativ große Abweichung gegenüber den gedruckten Karten ist möglicherweise darauf zurückzuführen, dass die Forststraßen zur Zeit der geologischen Erstaufnahme noch nicht existiert haben und daher die Verbreitung der vorherrschenden Blöcke im Talgrund zur Grenzziehung herangezogen wurde. Die Steine und Blöcke in den fluvioglazialen Sedimenten nördlich vom Ghf. Mössner (989 m) bestehen nämlich fast ausschließlich aus Schladminger Gneisen. Dabei handelt es sich jedoch nicht um Hangschutt aus den unmittelbar angrenzenden Talflanken, sondern um Material, das aus dem Anstehenden weiter im Süden stammt und durch Gletschereis und Schmelzwässer nach Norden transportiert worden ist.

Eine weitere Abweichung gegenüber den gedruckten geologischen Karten betrifft den in N-S-Richtung verlaufenden Bergrücken zwischen der Tuchmoaralm (1.509 m) im Osten und dem Tal des Strieglerbaches im Westen. Die westexponierte Flanke dieses Bergrückens ist als Bromleiten auf der ÖK 1:50.000 verzeichnet. Auf den gedruckten Geologischen Karten 1:200.000 (Steiermark und Salzburg) wird der gesamte Höhenzug zwischen den Kitzkögeln und dem Rabenkogel dem Schladminger Gneiskomplex zugeordnet. Der Grat über der Bromleiten sowie die ostexponierte Flanke dieses Höhenrückens (oberhalb der Tuchmoaralm) bestehen jedoch aus Granat-Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Auf dem Grat verläuft die Grenze zu den darunter liegenden Hornblendegneisen des Schladminger Gneiskomplexes rund 150 m nördlich der Jagdhütte an der Brandlscharte und somit 1.400 m weiter nördlich als bisher vermutet.

Die Hauptlithologien des **Schladminger Gneiskomplexes** wurden in den Aufnahmeberichten der vergangenen Jahre bereits mehrfach beschrieben. Im diesjährigen Gebiet fällt auf, dass die Gruppe der migmatischen Gneise nicht bis unmittelbar an die Grenze zum Wölz-Komplex herantritt. Stattdessen treten entlang dieser Grenze entweder Hornblendegneise oder etwas schwächer metamorphe Paragneise mit leicht retrograder Überprägung auf. Bei den Hornblendegneisen handelt es sich um relativ helle Paragneise (eventuell auch mit Beteiligung von Metavulkaniten) mit lagenweise angereicherten, bis ca. 3 cm langen Hornblendestängeln. Das Erscheinungsbild der Schichtflächen erinnert ein wenig an die Hornblendegarbenschiefer des Wölz-Komplexes, jedoch sind die Hornblendegneise des Schladminger Gneiskomplexes ärmer an Muskovit und reicher an Feldspat. Diese Gesteine begleiten die Hangendgrenze des Schladminger Gneiskomplexes unterhalb der Bromleiten und am Grat südlich des Rabenkogels. Eine reiche Auswahl spektakulärer Rollstücke kann im Blockschutt 400 m nordöstlich der Brandscharte besichtigt werden. Die Biotitplagioklasgneise, die weiter im Liegenden auftreten – z.B. am Wandfuß östlich der Sigalm oder nördlich des Rabenkogels – sind nur leicht migmatisch mobilisiert, ansonsten aber den Gneisen des Kleinsölker Haupttales zwischen dem Schwarzensee und der Breitlahnhütte durchaus ähnlich.

Der **Wölz-Komplex** des diesjährigen Aufnahmegebiets besteht im Süden (Bromleiten und Kitzkögel) aus biotitarmen Granatmuskovitschiefeln mit lagenweise angereichertem, ca. 3 bis 8 mm großem Granat. Nordwestlich der Tuchmoaralm (1.509 m) kommen sogar kirschgroße idiomorphe Granate mit bis zu 15 mm Durchmesser vor. Hier treten auch dünne Zwischenlagen von Hornblendegarbenschiefer auf. Weiter im Norden, d.h. nördlich des Bröckelgrabens bzw. am Hang oberhalb des Ghf. Mössner sind die Wölzer Glimmerschiefer schwächer metamorph und deutlich ärmer an Granat, der hier nur ca. 2 bis 3 mm Durchmesser erreicht und häufig chloritisiert ist.

Die **quartäre Sedimentbedeckung** des Kartierungsgebiets umfasst holozänen Blockschutt in Hanglage (Steinschlag- und Felssturzablagerungen), Muren- und Wildbachablagerungen, Auenablagerungen und Verlandungssedimente entlang des Strieglerbaches sowie fluvio-glaziale Eisrandsedimente (mutmaßliche Niederterrasse) mit etwas Moränenstreu.

Besonders hervorzuheben ist ein spektakulärer, sehr gut erhaltener **Gletscherschliff unmittelbar am Weg zur Vorderen Striegleralm** bzw. 400 m nordnordwestlich der Jagdhütte bei Kote 1.393 m. Dieser flachwellige Gletscherschliff fällt steil nach Westen ein, ist ungefähr 10 m hoch und in N-S-Richtung 15 m lang. Das anstehende Gestein ist ein Granat-Glimmerschiefer mit reichlich, ca. 5 mm großem Granat und lateral-sekretionären Quarzlagen.

## **Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming**

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Mitte Juni bis Ende August 2016 wurden zwei räumlich getrennte Gebiete geologisch neu aufgenommen, nämlich ein ca. 10 km<sup>2</sup> großes Gebiet im hinteren Sattental (Gebiet A) und ein ca. 18 km<sup>2</sup> großes Gebiet im Strieglerlertal und an den Osthängen des Tuchmoartales (Gebiet B).

### **Gebiet A (Sattental)**

Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Gamskarspitz (Schober, 2.491 m)–Ochsenkarhöhe (1.957 m)–Pleschnitzzinken (2.112 m)–Kalteck (1.978 m)–Leonhardkreuz–Thonachwald–Schneetalalm–Stierkarsee (1.810 m)–Gamskarspitz.

Im präquartären Grundgebirge galt die Aufmerksamkeit der möglichst genauen Abgrenzung des Schladminger Gneiskomplexes gegenüber dem Wölz-Komplex. Diese deckentektonische Grenze verläuft von der Pleschnitzalm (1.649 m) zunächst nach Süden zur Scharte zwischen dem Scheibleck (2.117 m) und der Ochsenkarhöhe (1.957 m). Die genaue Grenze auf dem Höhenrücken liegt 200 m WSW' der Scharte bzw. 300 m ENE' vom Gipfel des Scheiblecks. Ab hier biegt die Ausbisslinie nach ESE um, verläuft am Hang größtenteils unter Schuttbedeckung und erreicht die Talsohle des Sattentales ungefähr auf halbem Weg zwischen der Tagalm (1.339 m) und der Pernalalm (1.310 m). Die Felswände westlich und die Schrofen nordwestlich der Tagalm gehören noch zu den Schladminger Gneisen. Der Wölz-Komplex reicht hier nicht so weit nach Süden, wie auf den geologischen Karten der Steiermark und Salzburgs (jeweils im Maßstab 1:200.000) angedeutet. Die tatsächlich angetroffene Grenze beider Einheiten liegt also gut 500 m weiter nördlich. An der Südostseite des Sattentales verläuft die Grenze dann ungefähr zwischen dem Kainachwald und dem Thonachwald – größtenteils unter Schuttbedeckung – zum Grat hinauf, der jedoch schon außerhalb des heurigen Aufnahmegebietes liegt.

Der Schladminger Gneiskomplex besteht im Talschluss des Sattentales vorwiegend aus klein- bis mittelkörnigen Paragneisen (Biotitplagioklasgneise, Zweiglimmergneise, Glimmerquarzite) mit höchstens schwacher Migmatisierung. Die lithologische Bandbreite ist ganz ähnlich wie im westlich angrenzenden Bereich des Kartenblattes Schladming. Etwa 400 m westlich der Tagalm (1.339 m) bzw. am oberen Ende des großen Murenkegels ist am Wandfuß ein heller, mittelkörniger Granit- oder Granodioritgneis aufgeschlossen. Lithologische ähnliche Orthogesteinslinsen treten auch südlich des Graffelbichls auf. Weiter östlich, d.h. im östlichen Kainachwald, im Umkreis der Schneetalalm und am Schneetalrücken, sind die Paragneise besonders feinkörnig, auffallend plattig, meist ebenschichtig und frei von Orthogesteinen. Stellenweise besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit gneisartigen oder quarzitischen Partien innerhalb des Wölz-Komplexes. Glimmerschiefer sind hier jedoch nicht vorhanden. Die Zugehörigkeit zum Schladminger Gneiskomplex steht außer Zweifel.

Der Wölz-Komplex der Ochsenkarhöhe (1.957 m) und an der Südostflanke des Pleschnitzzinkens (2.112 m) besteht fast ausschließlich aus feinschuppigem, z.T. phyllitischem Glimmerschiefer mit seidig glänzenden Schichtflächen (Typus „Kaiblingschiefer“, wie er z.B. am Hauser Kaibling oder auf der Plainai auftritt). Granat ist selten und bleibt eher klein (< 3 mm). Eine etwas mächtigere Lage von Granatglimmerschiefer wurde nur am Wandfuß westlich der Kleinreiteralm (1.256 m) angetroffen. Ungefähr 600 m nördlich der Tagalm ist an der Forststraße in ca. 1.600 m über NN eine dünne, konkordante Metabasitlage (Amphibolit, chloritisiert) aufgeschlossen.

Im Gebiet A wurden zwei Gesteinsproben für die Herstellung von Dünnschliffen entnommen. Probe HEJL 2016/1 ist ein fein- bis feinkörniger Paragneis von der Forststraße 550 m westlich der Schneetalalm (Jhht.). Probe 2016/2 ist ein Wölzer Glimmerschiefer mit bis zu 5 mm langen Amphibolnadeln von einer Forststraße oberhalb bzw. 550 m westlich der Kleinreiteralm.

Der tektonische Baustil ist im gesamten Gebiet A sehr einheitlich. Es überwiegt mittelsteiles Einfallen nach NNE bis NE.

Die quartäre Bedeckung besteht aus spätglazialen Moränen und Blockgletscherablagerungen (z.B. im Umkreis der Schneetalalm und am Karboden oberhalb des Thonachwaldes), aus mächtigem Blockschutt in Hanglage (z.T. mit Moränenstreu), Murenkegeln und den Auesedimenten der Talböden.

### **Gebiet B (Strieglertal und Tuchmoartal)**

Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Ghagspitz (2.431 m)–Schönleitenscharte (2.206 m)–Jackerstageck (2.409 m)–Schafwände–Lacknerrinne–Fürstalm (verfallen 1.576 m)–Tuchmoaralm (1.509 m)–Fleischgraben–Karolinenhütte (1.639 m)–Bröckelalm (1.677 m)–Karlscharte–Karlspitz (2.212 m)–Gjoadeck (2.525 m)–Karscharte–Ghagspitz.

Wie schon im Vorjahr (siehe Bericht Seite 267) wurde auch heuer festgestellt, dass der Verlauf der deckentektonischen Grenze zwischen dem Schladminger Gneiskomplex und dem Wölz-Komplex revisionsbedürftig ist. Gegenüber den bisherigen geologischen Karten der Steiermark und Salzburgs (jeweils im Maßstab 1:200.000) wurden folgende Abweichungen festgestellt. Von der Bröckelalm (1.677 m) verläuft diese Grenze durch den Karboden zum Grat westlich des Karlspitzes (2.212 m) hinauf, wobei die Karlwand, entgegen der bisherigen Darstellung, noch zur Gänze aus Schladminger Gneisen besteht. Wölzer Glimmerschiefer treten nur an der Nordostseite des Kares auf. Auf dem Grat südlich der Karlwand, über den auch der markierte Wanderweg verläuft, liegt die Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer in 2.130 m über NN und lässt sich wegen der guten Aufschlussverhältnisse bis auf wenige Meter genau festlegen. Der Grat Karlspitz–Schusterstuhl besteht, wie schon seit langem bekannt, aus mittel- bis grobschuppigen Granatglimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Die Grenze zu den unterlagernden Gneisen verläuft unterhalb des Schusterstuhls in ungefähr 2.000 bis 2.100 m über NN, verliert gegen Süden an Höhe (Baumgartenkögerl) und erreicht westlich des Stierkars den Talboden des Tuchmoartales. Das ist fast 2 km weiter nördlich als bisher angenommen. An der Westseite des Tales (Brandlscharte) schließt die Deckengrenze an

den im Vorjahr (siehe Bericht Seite 267) kartierten Verlauf der Ausbisslinie an. Die gesamte östliche Talflanke zwischen der Tuchmoaralm (1.509 m) und dem Stierkar gehört dem Wölz-Komplex an und besteht zum überwiegenden Teil aus Granatglimmerschiefern.

Westlich des Strieglerbaches verläuft die Grenze zwischen den Schladminger Gneisen und dem Wölz-Komplex südlich des Kleinen Fürstfeldes. Die Fürstalm selbst liegt noch im Bereich der Gneise. In unmittelbarer Nähe der dort befindlichen Jagdhütte wurde sogar grober migmatischer Gneis angetroffen. Etwas südlich davon folgen mittelkörnige, feldspatreiche Granatglimmerschiefer, die möglicherweise einem westlichen Ausläufer des Greimkomplexes zuzuordnen sind. Der Bereich nördlich und östlich des Ghagspitzes (2.431 m) besteht aus den gewöhnlichen Granatglimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Da der Grat bei der Schönleitenscharte (2.206 m) nicht betreten wurde, bleibt die dort vermutete Grenze zwischen dem Schladminger Gneiskomplex und dem Wölz-Komplex vorerst unklar. Aus Sicherheitsgründen sollte dieser schwer zugängliche obere Bereich des Fürstkares nur in Begleitung erkundet werden.

Der Schladminger Gneiskomplex westlich des Strieglerbaches, d.h. zwischen der Lacknerrinne im Norden und dem Kleinen Fürstfeld im Süden, besteht aus feinkörnigen Paragneisen (Biotitplagioklasgneise, Zweiglimmergneise, Glimmerquarzite) mit Lagen von plattigem Hornblendegneis. Letzterer enthält bis ca. 1 cm lange, jedoch meist kleinere (< 5 mm) Amphibolnadeln mit s-paralleler Regelung, jedoch ohne lineare Ausrichtung auf den Schieferungsflächen.

Zwischen der Bröckelalm im Norden und dem Fleischgraben im Süden besteht der Schladminger Gneiskomplex aus fein- bis feinkörnigen, oftmals plattigen Paragneisen ohne Beteiligung von plutonischen Orthogesteinen oder Migmatiten. Dieser Bereich ist auch weitestgehend frei von Metabasiten. Nur an der Forststraße unterhalb des Baumgartenkögerls bzw. südlich des Fleischgrabens wurden kleine Anteile von zerscherter Hornblendegneis innerhalb der vorherrschenden Paragneise angetroffen.

Der Wölz-Komplex im Umkreis des Tuchmoarkares (Gamskar, Gjoadeck, Schoberspitze, Vorderes Ohreneck) besteht aus monotonen Granatglimmerschiefern mit bis über 5 mm großem, weitgehend frischem Granat und lateralsekretionären Quarzlagen. Weiter im Norden, d.h. südlich des Fleischgrabens und am westexponierten Hang unter dem Grat Karlspitz–Schusterstuhl, liegen diese Granatglimmerschiefer unmittelbar über dem Schladminger Gneiskomplex. Am Grat nördlich des Karlspitzes wurde in 2.100 m über NN eine ca. 10 bis 20 m mächtige Lage aus hellgrauem, klein- bis mittelkörnigem Kalkmarmor angetroffen. Eine weitere Marmorlage des Wölz-Komplexes befindet sich an der Nordseite des Seekarls, in ungefähr 2.100 bis 2.200 m über NN. In allen hier genannten Bereichen des Wölz-Komplexes fehlen Metabasite. Sie wurden weder anstehend, noch im Schutt angetroffen. Das einzige kartierbare Vorkommen von Amphibolit befindet sich im Strieglertal, ungefähr 500 m östlich der Fürstalm.

Entlang einer Ausbisslinie, die von knapp südlich der Karlscharte in den Bröckelgraben hinunterzieht, werden die mittelkörnigen Granatglimmerschiefer von feinschuppigen,

z.T. phyllitischen Glimmerschiefern des Typus „Kaibling-schiefer“ konkordant überlagert.

Im Gebiet B wurden fünf Gesteinsproben für die Herstellung von Dünnschliffen entnommen. Probe HEJL 2016/3 ist ein Biotitgneis aus dem Strieglertal, 370 m NW' der Siglalm. Probe HEJL 2016/4 ist ein Hornblendegneis aus dem Strieglertal, 130 m SSW' der Döringalm. Probe HEJL 2016/5 ist ein im mm-Bereich gebänderter, feinkörniger Gneis aus dem nördlichen Tuchmoartal, von N' des Fleischgrabens bzw. 300 m SW' der Jagdhütte (1.774 m). Probe HEJL 2016/6 ist ein relativ dunkler Glimmerschiefer vom nördlichen Vorgipfel des Karlspitzes bzw. 10 m SSE' vom dort befindlichen Gipfelkreuz. Probe HEJL 2016/7 ist ein hellgrauer, feinkörniger Kalkmarmor vom Grat zwischen dem Karlsitz und der Karlscharte, aus 2.100 m Höhe über NN.

Die Tektonik von Gebiet B ist durch einen WSW–ENE streichenden Faltenbau in verschiedenen Größenordnungen geprägt. Der duktile Faltenbau des Wölz-Komplexes ist wegen des Fehlens von Markerhorizonten nicht im Detail auflösbar. Der Schladminger Gneiskomplex befand sich während der kretazischen und jüngeren alpidischen Deformationsakte im spröde-duktilen Übergangsbereich. Der

Gneiskörper zwischen der Bröckelalm und dem Fleischgraben bildet eine ungefähr WSW–ENE streichende Großantiklinale, die flach nach Osten unter den Wölz-Komplex abtaucht. An mehreren Stellen sind spröde-duktiler Biegegleitfalten der Gneise aufgeschlossen – so z.B. am Güterweg zur Tuchmoaralm und nördlich des Fleischgrabens.

Unter den quartären Sedimenten und Formen ist vor allem die relativ große Bergsturzmasse im Tuchmoarkar hervorzuheben. Sie erstreckt sich in N–S-Richtung über eine Länge von 800 m und ist bis zu 250 m breit. Die durch Kuppen und Mulden geprägte Oberflächenform dieses Körpers ist als typische Tomalandschaft zu bezeichnen. Der Bergsturz ereignete sich am ostexponierten Hang südöstlich des Vorderen Ohrecks (2.154 m). Die Gleitbahn ist trotz Vegetationsbedeckung noch gut zu erkennen.

Südlich dieser Bergsturzmasse sind im obersten Tuchmoarkar (> 1.900 m über NN) die Endmoränenwälle kleiner Kargletscher oder Firnfelder erhalten geblieben. Ähnliche Wallformen, jedoch in größerer Höhe, befinden sich im Gamskarl (2.160 m über NN), im Seekarl (2.140 m über NN) und im südlichen Fürstkar (1.960 bis 2.160 m über NN).

## Blatt 147 Axams

### Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams

EVA KLÖTZLI-CHOWANETZ  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

#### Überblick

Das Kartiergebiet liegt in den Stubai Alpen (Tirol). Es bildet ein rhombenähnliches Polygon zwischen Bassler Joch im Nordosten, Falbesoner Knotenspitze im Nordwesten, Grabagrubbennieder im Südwesten und Greitspitze im Südosten. Es umfasst das Niedermoor des „Hohen Moores“ zwischen Hochmoosferner und Neuer Regensburger Hütte.

Frühere Kartierungen: HAMMER (1929), SCHINDLMAYR (1999). Die Gesteinsbezeichnungen folgen weitgehend HAMMER (1929) sowie HOERNES & HOFFER (1973). Für die Komplex- und Suiten-Bezeichnungen wurden markante geografische Begriffe herangezogen.

Die Darstellung auf der Manuskriptkarte entspricht einer Aufschlusskartierung. Ein overlay beinhaltet die aufgenommenen Strukturelemente.

Das Kartiergebiet liegt im östlichen Randbereich des Ostalpinen Ötztalkristallins und damit im alpidisch angelegten Ötztal-Bundschuh-Deckensystem. Es lässt sich in zwei Suiten und zwei Komplexe untergliedern, die sich aufgrund ihrer Altersstruktur, des Metamorphosegrades und ihrer plattentektonischen Herkunft unterscheiden.

Zwei dieser Einheiten (Glockturm-Suite und Sulztal-Komplex) sind durch polymetamorphes Altkristallin und kambrorodovizischen, sauren Magmatismus (HOINKES & THÖNI, 1993) geprägt. Sie stellen Reste von unterer bis mittlerer kontinentaler Kruste dar. Die Intrusiva weisen mindestens eine metamorphe Überprägung auf und sind daher ausnahmslos als Granitgneise zu bezeichnen. Die diversen Metasedimente in Form von Biotit-Plagioklasgneisen und Biotitschiefern bis zu Metatexiten, Glimmerschiefern, Metakarbonaten bis Kalksilikaten sind im bearbeiteten Gebiet untergeordnet. Der Schrankogel-Komplex stellt im Wesentlichen die östliche Fortsetzung des Metabasitzuges des mittleren Ötztals dar, der aus Anteilen einer kambrischen, ozeanischen Kruste (MILLER & THÖNI, 1995) aufgebaut wird. Der Schrankogel-Komplex besteht hauptsächlich aus Bänderamphiboliten und Eklogit-Relikten. Zwischengeschaltet sind auch hier saure Intrusiva. In dieser Einheit sind Metasedimente auf Ky-Stau-Grt-Glimmerschiefer beschränkt.

Die Alpeiner Suite besteht im Kartiergebiet nur aus dem Intrusivkörper s. str., muss aber aufgrund des eklatant unterschiedlichen Deformationsregimes von den anderen Suiten abgetrennt werden.

#### Lithologien

Die Unterteilung bzw. Zuordnung der Lithodeme zu den in Folge beschriebenen Suiten und Komplexen orientiert sich maßgeblich an mineralogischer Zusammensetzung und Textur, geotektonischer Herkunft und tektonischer Position.

Die Glockturm-Suite und die Alpeiner-Suite beinhalten nur je einen Intrusivkörper, nämlich Bassler Granitgneis und Alpeiner Granitgneis. Der Schrankogel-Komplex unterscheidet sich von den anderen Einheiten durch seine primäre Herkunft. Sulztal-Granitgneis und Muschenschneid-Granitgneis werden aufgrund von fließenden Übergängen (bzw. Primärkontakten westlich des Arbeitsgebietes) gemeinsam mit den Metasedimenten in einem Komplex zusammengefasst.

### Glockturm-Suite

Die Glockturm-Suite besteht aus mehreren Vorkommen von porphyrischen Zwei-Glimmer-Granitgneisen (Typ 5 Granite: SCHINDLMAYR, 1999). Deren größtes und namensgebendes Vorkommen liegt um den Glockturm im Bereich des südlichen Kaunertales.

Ein Vertreter dieser Suite im Bereich des Bassler Jochs ist der **Bassler Granitgneis** (BGG), ein Zwei-Glimmer-Granitgneis mit bis zu 4 cm großen, porphyroklastischen K-Feldspat-Augen. Die K-Feldspäte sind meistens rosa, in den stärker deformierten/tektonisierten Randbereichen des Intrusionskörpers auch weiß.

Der tektonische Kontakt zwischen Bassler Granitgneis und Amphiboliten zeigt eine intensive Verschuppung über 100 bis 200 m und gemeinsame Verfaltung. Der BGG wird im Kontaktbereich im Allgemeinen feinkörnig, z.T. auch schiefrig und könnte stellenweise mit einem monotonen Glimmerschiefer verwechselt werden. Dieser graduelle Übergang ist z.B. im Summerwanti zu beobachten.

### Schrankogel-Komplex

Der namensgebende Schrankogel ist das geografische Bindeglied zwischen dem Metabasitzug des mittleren Ötztals und den Metabasitvorkommen östlich der Ruderhofspitze, dem er lithologisch entspricht.

Der Schrankogel-Komplex besteht aus hauptsächlich basischen aber auch sauren, metamorph überprägten Intrusivgesteinen und aus metasedimentären Anteilen.

Die Amphibolite können in Bänderamphibolite und massive Granatamphibolite unterteilt werden.

Die **Bänderamphibolite** bilden den Großteil der Amphibolite. Lagenweise sind sie granatführend. In unregelmäßigen Abständen treten konkordant dm- bis einige m-mächtige, leukokrate **Tonalitgneis**-Lagen auf. Die meisten davon sind granatführend. Die Granatführung ist ein exklusives Unterscheidungsmerkmal gegenüber allen anderen Granitoiden im Kartiergebiet. Es wurden allerdings, wenn auch nur vereinzelt, auch innerhalb der Amphibolite Gneislagen ohne Granat beobachtet.

Am Joch des Grabagrubennieder, um die Neue Regensburger Hütte und im hinteren Jedlasgrübl treten massive **Granatamphibolite** vergesellschaftet mit **Meta-Eklogiten** (retrograd überprägten Eklogiten, deren Textur aber noch auf die Hochdruckparagenese zurückgeht) auf.

Zwischen Kreuzspitze im Nordwesten und Schafgrübl im Südosten gibt es Einschaltungen von grobkörnigen **Ky-Stau-Grt-Glimmerschiefern** mit massigen, v.a. Granat führenden, gneisigen Bereichen (z.B. oberhalb des Guggeligen Ferners).

In den Bänderamphiboliten sind Mylonit- bis Ultramylonit-Zonen zu beobachten. Einzelne **Meta-Eklogit-Linsen** stecken als Boudins in Myloniten des Muschenschneid-Granitgneises (unter dem Moränenmaterial des Hochmoosferners bei 2.440 m) und in Metasedimenten (in der Rinne zum Falbesoner Knotenferner bei 2.630 m).

Die Grenze zwischen Amphiboliten und Muschenschneid-Granitgneis ist schärfer bzw. eindeutiger (mylonitisiert aber nicht verschuppt) als die zum Bassler Granitgneis.

### Sulztal-Komplex

Der namensgebende **Sulztal-Granitgneis** (SGG) ist ein grobkörniger Zwei-Glimmer-Granitgneis mit hohem Biotit-Anteil, aber geringem primären Hellglimmer-Gehalt. Die porphyrischen K-Feldspäte sind bis zu 10 cm groß und im Gegensatz zu denen des BGG häufig noch idiomorph. Selten treten Bt-Schiefer-Schollen auf. Ein typisches Vorkommen bilden die Felsen bei 2.600 m am Weg zur Kreuzspitze.

Mit zunehmender Deformation bilden die Biotite „Nester“/ Flecken bis durchgehende Lagen. Im Dünnschliff zeigt sich eine fast vollständige Serizitisierung der Feldspäte. Aufgrund des hohen Biotit-Gehaltes verwittert der SGG rötlicher als der nachfolgend beschriebene Muschenschneid-Granitgneis.

Der **Muschenschneid-Granitgneis** (MGG) ist bei gleicher Mineralparagenese deutlich feinkörniger als der SGG, der Biotit-Gehalt ist geringer und die Biotite sind homogener verteilt. Nur selten treten porphyrische K-Feldspäte auf. In den schwach deformierten Bereichen ist das häufige Auftreten von Bt-Plag-Gneis-Schollen, Kalksilikat-Schollen und Bt-Schiefer-Schollen das Hauptunterscheidungsmerkmal zum SGG. Die Schollen sind scharf begrenzt, Übergänge von Schollen zu granitischer Matrix konnten nicht beobachtet werden. Typische Vorkommen sind die Gletscherschliffe im Jedlasgrübl bei 2.800 m und die Felswände östlich vom Grabagrubennieder auf 2.750 m.

Der überwiegende Teil von SGG und MGG ist stark deformiert bis mylonitisiert. In den mylonitisierten Bereichen ist aufgrund der Feinkörnigkeit und der damit einhergehenden Unkenntlichkeit etwaiger Schollen eine Unterscheidung zwischen SGG und MGG nur sehr bedingt bis gar nicht möglich. Für die Erstellung der Karte wurde sie aufgrund des makroskopisch unterschiedlichen Bt-Gehaltes vorgenommen. Dünnschliffuntersuchungen können diesbezüglich zu leichten Veränderungen in der Grenzziehung führen.

SGG und MGG sind mit einer 100 bis 200 m mächtigen metasedimentären Abfolge vergesellschaftet. Das Hauptmerkmal der **Metasedimente** ist der rasche Lithologie-Wechsel im dm- bis m-Bereich. **Bt-Plag-Gneise** wechsellagern hauptsächlich mit **Biotitschiefern**. Selten treten einige cm-mächtige Lagen von **Metakarbonaten** (Rinne zum Falbesoner-Knotenferner und oberstes Jedlasgrübl) und **Metatuffiten** (Hohes Moos) auf. Ein Teil der Metasedimente muss aufgrund des Auftretens von partieller Anatexis als **Metatexite** angesprochen werden. Sie gliedern sich in restitische und aufgeschmolzene Bereiche. Die Restite bestehen aus massigen Biotitschiefern durchsetzt mit Quarzlagen (KRIEGSMAN, 2001), die ehemaligen Schmelzen haben eine haplogranitische bis granitische

Zusammensetzung. Die Metatexite sind deformativ überprägt. Die Übergänge von Metatexit zu Nebengestein (z.B. SGG) sind fließend.

Aufschlüsse im mittleren Ötztal (Rosskar) sprechen für eine gemeinsame Entwicklung bzw. einen genetischen Zusammenhang zwischen SGG und MGG. Dieser Zusammenhang kann aber im bearbeiteten Kartiergebiet nicht belegt werden. Hier könnten die fließenden Übergänge zwischen SGG und MGG durch die tektonische Überprägung nur vorgetäuscht sein.

Für einen genetischen Zusammenhang sprechen die graduellen Übergänge zwischen SGG, MGG und den Metatexiten. Die nur partiell anatektischen Metatexite des Rahmengesteins entsprächen dem Beginn, der MGG einem fortgeschrittenen Stadium und der SGG der vollständigen kristallinen Aufschmelzung. Die Bt-Schiefer-Schollen im MGG (und untergeordnet im SGG) wären in diesem Fall Restite (KRIEGSMAN, 2001) und die letzten Hinweise auf eine metasedimentäre Herkunft.

Die Metasedimente liegen in sich verschuppt und benachbart mit extrem zerscherten SGG- bzw. MGG-Myloniten als „Deckenscheider“ überschoben mit scharfem Kontakt auf dem tektonisch gering beanspruchten Alpeiner Granitgneis.

Konkordant in die Metasedimente eingeschaltet sind feinkörnige **Granitgneis-Gänge**. Sie sind quarzreich, biotit- und/oder hellglimmerführend und erinnern makroskopisch an die Alpeiner Granitgneis-Randfazies (s.u.). Dementsprechend könnten sie eventuell Reste ehemaliger Apophysen der Alpeiner Granitintrusion darstellen. Allerdings gibt es keine primären Kontakte, da die Metasedimente durch eine Überschiebungsbahn vom Alpeiner Granitgneis getrennt sind. Da weder Geochemie- noch Altersdaten vorliegen, kann keine Zuordnung erfolgen.

### Alpeiner Suite

Der namensgebende **Alpeiner Granitgneis** (AGG) ist ein grob- aber gleichkörniger Biotitgranit. Die Feldspäte sind nicht serizitisiert aber stellenweise in Zoisit umgewandelt, was auf einen höheren Ca-Gehalt der Plagioklase schließen lässt. Im Randbereich, in der Nähe der Überschiebungsfläche wird er auf etlichen 10er Metern mittel- bis feinkörnig, sehr quarzitisches und streng geregelt. Diese Zone entspricht der Alpeiner Randfazies im Sinne von SCHINDLMAYR (1999).

Abgesehen vom Randbereich weist der AGG im Vergleich zu den drei anderen Einheiten die geringste Deformation auf und zeigt auch keine Verschuppung mit den angrenzenden Metasedimenten.

### Tektonik

Für die Beschreibung der Hauptstrukturprägung muss das Gebiet Einheiten-übergreifend in drei Zonen gegliedert werden: Nördlich des Hohen Mooses überwiegt ein ziemlich einheitliches Einfallen nach Nordosten, steiler (50–70°) in Glockturm-Suite und Schrankogel-Komplex, etwas flacher (20–50°) im Sulztal-Komplex. Am Westende des Hohen Mooses, beginnend mit der Südgrenze der Alpeiner-Suite, wird das Einfallen wieder steiler (50–65°) und dreht auf Südosten.

Südwestlich des Hohen Mooses zwischen Grabagraben-nieder und Pfandspitze ist das Einfallen mit 70–80° deutlich steiler als im Norden und dreht im Sulztal- und Schrankogel-Komplex auf Südwest.

Parallel zu dieser Hauptschieferung verläuft die Orientierung von **Mylonit- bis Ultramylonit**zonen.

Beginnend am Südwestrand der Glockturm-Suite werden Schrankogel- und Sulztal-Komplex durch diskrete Dezimeter bis Zehnermeter breite Mylonite geprägt. Diese Scherzonen treten sowohl an lithologischen Grenzen als auch innerhalb der Lithologien auf.

Mit Abstand am Häufigsten sind sie im Muschenschneid- bzw. Sulztal-Granitgneis, untergeordnet auch in den Bänderamphiboliten.

Die Mylonite des Sulztal-Komplexes und die darin vorkommenden Meta-Eklogit-Linsen stellen eine typische Assoziation von amphibolitfazialen Gesteinen und von Hochdruck-Gesteinen dar. Diese und die duktile Deformation sind charakteristisch für die Bildung eines **Extrusionskeils** im Zuge einer Subduktion.

Die nach der Mylonitisierung andauernde Deformation hat im gesamten Arbeitsgebiet eine offene Faltung im Meterbereich bewirkt. Weiters ist in der südlichen Hälfte des Arbeitsgebietes ein Großfaltenbau im 100 m-Bereich zu beobachten (Südgrenze des Alpeiner Granitgneises, Sulztal/Muschenschneid-Granitgneise der Wände zwischen Pfand- und Greitspitze).

Die Alpeiner Suite weist im Allgemeinen aber nur eine sehr geringe Deformation bzw. Überprägung auf. Mit der scharfen Deckengrenze zu den anderen drei Einheiten ist ein präalpidischer, **variszischer Deckenbau** belegt.

### Metamorphose und absolute Altersdatierung

Das Kartierungsgebiet ist polymetamorph geprägt. Es lassen sich alle im übrigen Ötztalkristallin bekannten Metamorphose-Ereignisse erkennen. Die älteste, nachweisbare Metamorphose ist durch Bt-Pl-Gneise belegt, die als Schollen im Muschenschneid-Granitgneis enthalten sind (M 1).

Ein jüngeres Ereignis stellt dementsprechend die Platznahme der Muschenschneid- und Sulztal-Granite dar. Nach dem Geländebefund müssen diese Intrusionen zumindest prävariszisch sein. Eine absolute Altersdatierung steht noch aus, die Zuordnung zum kambro-ordovizischen Magmatismus liegt nahe. Die Entstehung des Bassler Granitgneises um 490 Ma ist belegt (KLÖTZLI et al., 2008). Eine diesen Magmatismus begleitende Regionalmetamorphose (M 2) hat u.a. im westlich gelegenen Winnebachgebiet zu weiträumiger Anatexis geführt (KLÖTZLI-CHOWANETZ et al., 1997).

Die Metatexite des Arbeitsgebietes werden in Analogie dazu auch M 2 zugeordnet. Ob diese Zuordnung stimmt, muss mittels absoluter Altersdatierungen abgeklärt werden. Ein übereinstimmendes Alter von Metatexiten, MGG und SGG, würde die Vermutung eines genetischen Zusammenhangs noch erhärten.

U-Pb-Zirkonalter von 456 ± 6 Ma im BGG (KLÖTZLI et al., 2008) belegen eine hochgradige, jungordovizische Meta-

morphose (M 3). Zeitgleich kam es im Gebiet des Pfaffengrates zur Intrusion von basaltischen Schmelzen (KLÖTZLI et al., 2008). Ob dieses Ereignis in den anderen Einheiten des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden kann, ist noch offen.

In den Amphiboliten bzw. in den MGG-Myloniten finden sich Relikte von Meta-Eklogiten. In Analogie zum Milchenkar im mittleren Ötztal (MILLER & THÖNI, 1995) wird die Eklogit-Bildung, d.h. die Subduktion einer ozeanischen Kruste, als frühvariszisch angenommen (M 4a).

Die strukturprägende Metamorphose (M 4b) war amphibolitfaziell, wie die Paragenese Kyanit + Staurolith + Granat im Schrankogel-Komplex belegt. In Analogie zum übrigen Ötztalkristallin wird diese Metamorphose und damit die Bildung des Extrusionskeils als jungvariszisch eingestuft. Die jüngste (alpidische?) Deformation ist im Kartierungsgebiet unter kühlen, grünschiefer-faziellen Bedingungen erfolgt und äußert sich z.B. in der Bildung von kinks in den Glimmern (M 5).

#### Quartäre Ablagerungen

Das Arbeitsgebiet zeigt eine typische, hochalpine Moränenlandschaft. Die Kare sind z.T. bis unter 2.400 m mit Moränenmaterial der letzten Eistrückzugsstadien aufgefüllt. Einige End- und Seitenmoränen sind noch gut erhalten, z.B. die markante Seitenmoräne entlang des Falbesoner Sees.

In den südexponierten Karen bis über 2.800 m sind Überreste von Grundmoränenmaterial erhalten, das z.T. bereits mit Hangschutt überlagert ist.

Die Hänge unterhalb von 2.400 m sind mit Überresten von älterem (Grund-)Moränenmaterial bedeckt. In diesen Bereichen sind die alpinen Rohböden schon gut entwickelt.

Bei der rezenten Hangschutt-Bedeckung ist, bedingt durch die ansteigende Permafrost-Grenze, eine Zunahme des groben Blockwerks zu beobachten.

Das Meta-Eklogit-Vorkommen rund um die Regensburger Hütte bildet eine Steilstufe zwischen Hohem Moos und Ochsenalm. Dieser kompakte Riegel und die den Karboden abdichtende Grundmoräne haben zur Vernässung des Kares unterhalb des Hochmoosferners geführt und damit die Entwicklung eines alpinen Niedermooses ermöglicht.

#### Literatur

HAMMER, W. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Ötztal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **53**, 159–180, Innsbruck.

HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): The pre-Mesozoic Geology of the Alps, 485–494, Heidelberg.

KLÖTZLI, E., TEPER, E. & HÖRFARTER, C. (2008): Upper Ordovician basic magmatism in the Austroalpine Realm. – Journal of Alpine Geology, **48**, 54, Wien.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **77**, 315–324, Zürich.

KRIEGSMAN, L.M. (2001): Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. – Lithos, **56**, 75–96, Amsterdam.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

## Bericht 2014 über kristallingeologische Aufnahmen im Bereich Franz-Senn-Hütte and Bassler Joch auf Blatt 147 Axams

MARKUS PALZER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### Introduction

The mapping area is located in the Stubai Alps between the Franz-Senn-Hütte in the NW, the Sommerwandspitze in the West, the Uelasgratspitze in the South, the Bassler Joch in the SE, the Plätzenkopf in the NE and the Oberissalm in the North.

The mapping area is part of the Ötztal-Stubai polymetamorphic complex, which is part of the Austroalpine nappe system (MILLER & THÖNI, 1995) which is dominated by mafic to ultramafic rocks (amphibolites, eclogites and metagabbros), Bt-Pl-gneisses (mineral abbreviations after KRETZ, 1983) and different granite-gneisses. The mafic rocks have been described and characterised by SCHINDLMAYR (1999) and HOERNES & HOFFER (1973). Around Längenfeld, HOERNES & HOFFER (1973) distinguish between 5 subunits from North to South:

- “Bänderamphibolite” of the N’ Eclogite Zone.
- Diablastic Garnet Amphibolite.
- Alumosilicate-Gneiss-Series.
- “Wechselseries”.
- Eclogite to Eclogite-Amphibolite of the S’ Eclogite-Zone.

In the “Alpeiner Metabasitzone” of the Stubai Alps, SCHINDLMAYR (1999) distinguishes between three subunits:

- Series A including eclogite lenses.
- Series B as equivalent to the “Wechselseries” of HOERNES & HOFFER (1973).
- Series C as a Hbl-Grt-Gneiss or Grt-Micaschist.

These subunits strike more or less E–W or SE–NW and contain amphibolites and Bt-Pl-gneisses.

Further on, SCHINDLMAYR (1999) describes several orthogneiss-bodies incorporated in these “Metabasites”. These are the “Alpeiner Granodiorite”, the “Sulzthal and Muschenschneid Granite” and the “Bassler Granite” (first described by HAMMER et al. (1929) as “Bassler Masse”). Due to strong deformation processes, these bodies predominantly occur as gneisses (except the “Alpeiner Granite” which shows a weak deformation). The E’ “Bassler Granite” and the W’ “Alpeiner Granite” are compact massive bodies, the “Sulzthal Granite” and the “Muschenschneid Granite” form an elongated ~E–W oriented unit.

An important tectonical feature represents the NE–SW running “Längental Fault Zone”, with a sinistral offset of 3–4 km.

### Lithology

For a consistent description of the lithologies and structural features and a consistent mapping, it was necessary to define several working terms. As the subdivision of the “Alpeiner Metabasitzzone” is rather complex, more descriptive terms have been used:

- “Alpeiner Orthogneiss”
- “Bassler Granite Gneiss Suite” including
  - “Bassler Stängel-Orthogneiss”
  - “Bassler Qtz-Fsp-Orthogneiss”
  - “Bassler Quarzite”
  - “Grey Bassler Orthogneiss”
  - “Bassler Phyllonite”
  - “Bassler Micagneiss” (optional)
- “Franzsenn-Hütte Bt-Micaschist”
- “Oberissalm Mylonite”
- Schrimmen-Suite
  - “Schrimmen Bt-PI-Schist“
  - “Schrimmen (Bänder)Amphibolite“
- “Schrimmennieder Fault Zone”

Examples for several lithologies are given on board 1 to 4.

#### “Alpeiner Orthogneiss”

The “Alpeiner Granite Gneiss” is a slightly deformed equigranular gneiss with a granitic composition and origin. It lacks large clasts but shows bluish quartz grains. It occurs between Aperer Turm, Alpeiner-Ferner and Sommerwand-Ferner. Within the mapping area debris of “Alpeiner Orthogneiss” occurred within moraine material.

#### “Bassler Granite Gneiss”

The term „Bassler Granite Gneiss“ includes all gneisses and schists derived from the “Bassler Granite” (HAMMER, 1929). According to several tectonic features affecting the gneisses, several varieties can be described. The general properties are a granitic composition, large feldspar clasts, moderate biotite contents and the lack of white mica (despite some serizite) or xenolithic clasts.

#### “Bassler Stängel-Orthogneiss”

The pinkish „Bassler Stängel-Orthogneiss“ is characterised by a granitic composition (quartz; K-feldspar; plagioclase; 10–30 % biotite; accessory serizitic white mica) with large pinkish K-feldspar clasts and a strong elongation. Therefore, the term “Augengneiss” seems appropriate as well. A moderately ENE dipping stretching linear is the dominating structural feature. Therefore, the granite gneiss appears protomylonitic to mylonitic on surfaces parallel to the stretching linear and coarse grained slightly deformed perpendicular to the stretching linear. Deformation bands occur and show a dominant foliation. The biotite appears as up to cm large selvages. The „Bassler Stängel-Orthogneiss“ was found in the centre of the “Bassler Granite Gneiss” in the “Unnützes Grübl”, at the “Uelasgrat” and in the upper parts of the “Gschwenzgrat”. The continuous gradation to the “Bassler Qtz-Fsp-Orthogneiss” is characterised by a rising degree of silicification and a reduction of the biotite content. The gradation to the “Grey Bassler” and the “Bassler Phyllonite” in the NW is due to a rising chloritization. A rising biotite content to the South may indicate a further variety (“Bassler Micagneiss”, biotite content up to 50 %).

#### “Bassler Qtz-Fsp-Orthogneiss”

The “Bassler Qtz-Fsp-Orthogneiss” occurs localised on a low-T to brittle N–S trending vertical fault zone running through the “Schrimmennieder” and the “Platzengrube” (“Schrimmennieder Fault Zone”). It is characterised by a porphyric texture and a chemical depletion reflected by reduced contents or absence of biotite and high contents of quartz. This depleted composition is due to silicification of feldspar. The feldspar content can be estimated by pseudomorph mineral structures on weathered surfaces.

On fresh surfaces the differentiation between quartz and feldspar remains difficult. White mica occurs as serizite. In the centre of the fault quartz content reaches 90 %. The dominant foliation is parallel to the N–S trending fault zone and shows mylonitic bands and crenulation cleavages. To the West, a gradational transition to the pinkish “Bassler Stängel-Orthogneiss” can be seen. In the East, it is bordered by “Schrimmen Amphibolites” and “Franzsenn Bt-Gneisses”.

#### “Bassler Quarzite”

The “Bassler Quarzite” (nomenclature after STRECKEISEN & LE MAÎTRE, 1979) is a fully silicified gneiss which occurs in the centre of the “Schrimmennieder Fault Zone”. A second, larger outcrop 100 m further to the North shows high quartz contents but was classified as a quartz rich granite. The “Bassler Quarzite” contains numerous thick layers of mobilised and strongly deformed quartz and is dominated by a vertical N–S oriented foliation.

#### “Grey Bassler Orthogneiss”

The “Grey Bassler Orthogneiss” is characterised by massive layers of quartz and feldspar, feldspar clasts and subordinated mm–cm thick mylonitic micaschists, deformation bands and localised chloritization. Crenulation cleavages occur. In the SE it is limited by the “Bassler Phyllonite”, in the NW by the several m thick “Franzsenn-Hütte Bt-Micaschist” followed by the “Schrimmen Bt-PI-

Schist" and in the North by the "Oberissalm Mylonite". The "Grey Bassler Orthogneiss" is defined by the occurrence of mylonitic mica-rich deformation bands, its grey colour (chloritization) and a dominant foliation.

#### **"Bassler Micagneiss"**

The "Bassler Micagneiss" is characterised by a high biotite content up to 40 %. The biotite occurs in cm large selvages and lenses. It remains unclear if the "Bassler Micagneiss" can be seen as a variety of the "Bassler Granite Gneiss" as the different appearance may be due the rising "freshness" of the surfaces and debris to the South (as the "Bassler Micagneiss" appears in the elevated regions with active rock-glaciers).

#### **"Bassler Phyllonite"**

The "Bassler Phyllonite" is a grey, fine grained phyllitic schist cutting through the "Bassler Granite Gneiss" consisting of quartz, chlorite and white mica. It divides the pinkish "Bassler Stängel-Orthogneiss" in the SE from the "Grey Bassler Gneiss" in the NW, whereby the gradation from the pinkish "Bassler Stängel-Orthogneiss" to the "Bassler Phyllonite" appears as "Grey Bassler Orthogneiss" as well. The mica-rich greyish rocks north of the Platzenkopf can be interpreted as the continuation of the phyllonite. A sinistral offset on several splays of the "Schrimmennieder Fault Zone" is obvious.

#### **"Franzsenn-Hütte Bt-Micaschist"**

The "Franzsenn-Hütte Bt-Micaschist" is a 10–20 m thick biotitic layer at the N' border of the "Bassler Granite Gneiss". It shows a strong foliation parallel to the contact to the "Bassler Granite Gneiss". Because of its composition and location, it seems to be a restitic band at the contact to the "Bassler Granite Gneiss". It occurs SE and south of the Franz-Senn-Hütte.

#### **"Oberissalm Mylonite"**

The "Oberissalm Mylonite" is a 10–50 m wide ENE–WSW striking vertical ultramylonitic zone of leucocratic and mafic layers between the Franz-Senn-Hütte and the Oberissalm. Its occurrence is controlled by the NW' edge of the „Bassler Granite Gneiss“ (north of the mapping area) where the strain is localised in a narrow zone of a few meters. To the east, it is obscured by quaternary sediments, to the west of the Franz-Senn-Hütte it seems to fringe out.

Different lithologies occur associated with the "Oberissalm Mylonite", which cannot be differed on the map. This assemblage includes micaschists, Grt-micaschists, Ep-Bt-schists, leucocratic Grt-gneisses and mafites. It seems likely that this zone is a tectonic mixture of different lithologies including the "Schrimmen Amphibolite" and the "Schrimmen Bt-PI-Schist". Therefore, the "Franzsenn-Mylonite Framework Succession" is characterised by its heterogeneous composition and it's up to cm-large garnets. The "Framework Succession" occurs north of the "Franz Senn Mylonite" between the "Franz-Senn-Hütte" and the Oberissalm.

#### **Schrimmen Suite**

The term "Schrimmen Suite" includes the "Schrimmen Bt-PI-Schist" and the "Schrimmen(Bänder) Amphibolite". Both lithologies can be found at the Schrimmen to the east of the mapping area and at the Franz-Senn-Hütte. The amphibolites form partly massive layers within the schists which cannot always be differed on the map.

#### **"Schrimmen Bt-PI-Schist"**

The "Schrimmen Bt-PI-Schist" is a layered biotite rich schist. The layers show large variations in quartz, feldspar and biotite content. Where the composition is more leucocratic, the foliation is less intense and the term gneiss is appropriate. A migmatic event is indicated by several massive m thick leucocratic concordant layers located near to the "Bassler Granite Gneiss", by the leucosome-melanosome-like appearance and by the rising leucosome content in direction of the "Bassler Granite Gneiss". Therefore, the "Schrimmen Bt-PI-Schist" seems to be, at least in parts, a metatexite in the area south of the Franz-Senn-Hütte. The "Schrimmen Bt-PI-Schist" shows intense folding. Fold axial surfaces show large variations but fold axis dip moderately to the NNE.

#### **Schrimmen (Bänder) Amphibolite**

The term "Schrimmen Amphibolite" is a summary of mafic to ultramafic rocks such as massive and banded amphibolites with subordinated biotites. They consist of massive ultramafic layers of amphibole and epidote and of felsic feldspar rich layers. The ultramafic layers are up to several 10ths of meters thick. Therefore, the term "Banded Amphibolite" seems appropriate. Layers and bands of biotites occur. The "Schrimmen Amphibolite" shows intense folding. Fold axial surfaces do not show a preferred direction but fold axis are mostly inclined (30–60°) to the NNE. Folds occur in all sizes and variations. In some cases, sheath fold-like structures were found. Boudins of biotites and leucocratic layers occur. In one case, a discordant aplite was found.

#### **Eclogites and Gabbros**

Huge boulders of metaeclogites and gabbros were found at the Rinnensee NW of the mapping area. These lithologies are probably cut by the "Längental Fault Zone", which runs NE–SW directly north of the mapping area.

### **Structural Description**

#### **Folds**

Folds are located in the "Schrimmen Bt-PI-Schist" and to a lesser degree in the "Schrimmen Amphibolites". All sizes of folds, from crenulation cleavages up to 10ths of meters occur and show complex refolding structures (or probably sheath-folds). Fold axial surfaces show some variation, but a NE–SW striking NW dipping and a NW–SE striking NE dipping direction dominate. Fold axis dip moderately to the NNE or north. Beautiful examples can be found directly at the Franz-Senn-Hütte. There a gap containing "Schrimmen Bt-PI-Schist" opens between the mylonites and the "Bassler Granite Gneiss" and becomes broader to the west. The folding intensity decreases to the west. This

indicates a relation between the folding and the formation of the mylonites. Disregarding later rotations, folding and deformation would point to an ~E–W compression indicating a dextral shearing.

#### **“Oberissalm Mylonite”**

The “Oberissalm Mylonite” consists of ultramylonitic mafic to leucocratic rocks between the Franz-Senn-Hütte and the Oberiss Hütte. About 100 m to the south of the Franz-Senn-Hütte, the deformation is highly localised at the NW’ edge of the Bassler Gneiss. To the west the mylonite fringes out which means that the deformation becomes delocalised. The nearly vertical foliation strikes NE–SW at the Franz-Senn-Hütte and turns to an E–W direction at the Alpeineralm. Between the Franz-Senn-Hütte and the NW’ edge of the “Bassler Granite Gneiss”, the foliation turns to NNE–SSW. From the map, it becomes clear that the orientation of the “Oberissalm Mylonite” was controlled by the border to the “Bassler Granite Gneiss”. Therefore, the occurrence of such a (high-T?) ultramylonitic zone is probably a local feature.

#### **“Bassler Phyllonite” Zone**

The “Bassler Phyllonite” Zone is a phyllitic schist cutting through the “Bassler Granite Gneiss”. It can be observed where an extensive outcrop situation exists. Where outcrops are sparse, it is always missed.

The “Bassler Phyllonite” Zone can be traced on satellite images and laserscans. The vertical foliation strikes NE–SW. The phyllitic occurrence indicates greenschist facies or even lower-T conditions. It is more likely, that both were controlled by the border of the “Bassler Granite Gneiss”. From the map, a sinistral offset of several 100ths of meters seems possible.

#### **“Schrimmennieder Fault Zone”**

The “Schrimmennieder Fault Zone” is a vertical fault zone running from the Stubaital in the south straight to the NNE passing the Schrimmen, cutting through the Schrimmennieder and through a prominent loophole between Schalder Spitze and Wildkopf. There, it suddenly disappears probably cut by the “Längental Fault Zone”. Measurements on faults confirm the vertical N–S to NNW–SSE running character of the fault zone. The chemical depletion of the “Bassler Qtz-Fsp-Orthogneiss” indicates a high fluid activity causing an intense silicification. The map offers the picture of a dextral deformation. At the Plätzenkopf, the fault zone splays into several parts passing the Plätzenkopf in the east and west and causing a staggered offset. Whether the “Bassler Phyllonite” Zone is tectonically related to the “Schrimmennieder Fault Zone” remains unsolved.

#### **Deformation of the “Bassler Granite Gneiss”**

According to the map, it seems obvious, that the „Bassler Granite Gneiss“ is influencing or even controlling the orientation of all ductile features. Therefore, most measured ductile foliations are parallel to the borders of the granite gneiss which acted as a hard clast within a soft matrix composed of Bt-gneisses and amphibolites. Nevertheless, the “Bassler Granite Gneiss” shows several internal deformation features. The “Grey Bassler Orthogneiss” contains

several deformation bands parallel to the “Oberissalm Mylonite” and to the “Bassler Phyllonite” Zone. Due to the chloritic appearance, it can be assumed, that the “Grey Bassler Orthogneiss” was weakened during the formation of the Oberissalm Mylonite. Later on, a low-T deformation reactivated these weakened parts and produced the chloritic shear bands and the phyllites. South of the phyllites, in the centre of the Stierschweiz, a second NW–SE striking foliation was identified, which becomes the dominant foliation to the south. This represents the rising influence of the S’ border of the “Bassler Granite Gneiss”. At the W’ edge, the striking of the foliation of the granite gneiss and the surrounding lithologies seem to bend from NE–SW to N–S and then to NW–SE and W–E. This traces the border of the granite gneiss and confirms the key role of the granite gneiss during the (?amphibolite facies or higher T) deformation. In the central parts, the “Bassler Stängel-Orthogneiss” lacks a dominant foliation. Instead, an extremely prominent NNE to NNW dipping lineation occurs. As the foliation is influenced by the lithological contacts, the central lineation might be a more reliable tracer of the regional stress field. This indicates rather a pancake shaped ( $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ) than a cigar shaped stressfield ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). The NW to NNW dipping lineations at the W’ transition to the “Grey Bassler Orthogneiss” might be due to later rotation by sinistral deformation at the “Bassler Phyllonite” Zone.

## **Quaternary Geology**

### **Glacial Sediments and Relicts**

Numerous lateral moraines were identified. In the Kuhgschweiz several moraine bodies occur west of the Platzenturm and Plätzenkopf. These are probably related to a glacier system of the Unnützes Grübl. Measurements of glacial striations confirm an assumed NNE-directed movement. The glacial system derived from the Platzengrube seems to be of subordinated importance. The uppermost moraine may mark a stadial of this glacier. It was probably blocked by the larger glacial system of the Unnützes Grübl. Several lateral moraines in the E’ part of the Kuhgschweiz seem to be related to a glacial system arriving from the Uelasgrat Spitze. As there are two sets of lateral moraines, two stadials of this glacier can be reconstructed.

In the Stierschweiz, west of the Gschweizgrat, another set of lateral moraines was identified marking the orographic right side of a glacial system. The northern bodies offer garnet bearing lithologies indicating a relation to the larger system, as the local lithologies lack garnet. At the W’ side of the Stierschweiz in the elongation of the Sommerwand, a large lateral moraine body may represent the orographic left side of this glacier. In the centre of the Stierschweiz, large outcrops of glacier polished surfaces occur. A moraine body to the south may represent the 1850 stadial of the Sommerwandferner. A quaternary sediment-body north of the Sommerwandferner and south of the Sommerwand could not be characterised.

North of the Kuhgschweiz, two sets of large lateral moraines cut all other features. These lateral moraines and numerous glacier polished surfaces are related to the main glacial system arriving from the recent Alpeiner Ferner as can be seen from the lithological content.

The lithological composition of the lateral moraines of the Kuhgschweiz are very uniform and dominated by the “Bassler Granite Gneiss”. The “Franzsenn Bt-Gneiss” and “Amphibolite” at the E’ border show only minor influence. The uppermost moraine bodies in the Stiergschweiz are dominated by Alpeiner Granite Gneiss whereas the moraine bodies derived by the Alpeiner Ferner system show a more complex composition including micaschists and Grt-micaschists.

### Rock Glaciers

The mapping area offers a large number of recent and ancient rock glaciers. A steep height between the lower Kuhgschweiz and the upper Platzengrube, Unnützes Grübl “Uelasgrübl” (in official term describing the cirque south of the Uelasgratspitze) defines the border between inactive (overgrown) and active (fresh material) rock glaciers. At the height, rock slides regularly occur. A beautiful example are the rock glaciers of the “Uelasgrübl”. There, two active rock glaciers deliver different lithologies. The rock glacier to the east consists of granite gneisses (“Bassler Granite Gneiss”), the one to the left is dominated by amphibolites. The compositions of the rock glaciers can be used for a rough estimation of the outcropping lithologies at the upper inaccessible “Uelasgrübl”. In the Unnützes Grübl, only granite gneisses occur. Therefore, no other lithologies than “Bassler Granite Gneiss” can be expected (as the mapping on the S’ wall face gave the same. At the Gschweizgrat, the impressive rock glacier can be studied best (outcrops 2014-19/08–2014/19/15). There, the rock glacier breaks through the Gschweizgrat at several sites and delivers material into the Stiergschweiz. In the Stiergschweiz, rock glaciers are of minor importance. One probably inactive example was found east of the undefined sediment body, another one in the north near to the Franz-Senn-Hütte, where a lateral moraine was remobilised.

In general, it can be said, that the north facing orientation of the cirques favoured the development of rock glaciers. After the retreat of the large glaciers, the available moraine material was remobilised as rock glaciers. At several positions, the original lateral moraine can be reconstructed.

### Others

Numerous geomorphologic features were observed. The most prominent one is a rockslide (or probably small landslide) at the N’ edge of the Gschweizgrat. There, huge (about 1,000 m<sup>2</sup> and more) boulders occur between the Gschweizgrat and the lateral moraine. The lack of these boulders north of the moraine body indicates, that the slide occurred before or during the corresponding stadial. Further on, the rock slide covers the larger lateral moraine of the alpeiner glacier, but not a second, younger set. This may indicate, that the slide occurred between two prominent stadials.

Active rock slides occur at the heights to the “Uelasgrübl” and the Unnützes Grübl, where the rock glaciers deliver fresh material. Between Platzenturm and Basslerjoch, highly active channels can be found. There, rockslides occur almost daily. Therefore, the old path to the Schrimmennieder was closed several years ago. On the path, huge boulders can be found today indicating the activity of these channels. At the ridge between Schrimmennieder

and Basslerjoch and from Basslerjoch to the north, rockslides were seen as well endangering the official path to the Schrimmennieder. As the permafrost seems to melt, the slopes become more and more instable.

Springs are a common feature in the mapping area. They occur predominantly as “Schuttquellen”, but in the Stiergschweiz, several springs can be interpreted as “Stauquellen”. Springs predominantly occur, where glacier polished surfaces can be seen at the end of sediment bodies such as rock glaciers or debris cones.

### Key Outcrops

Lithological contacts were found at several locations. The most important show the borders between “Bassler Granite Gneiss” and the surrounding “Schrimmen Suite”.

A tectonic contact was found in the Platzengrube at site **2014-13/11** (also site **2014-16/05** and **2014-16/06**), where a difficult situation with sparse outcrop quality occurs.

Another vertical N–S striking contact between “Bassler Granite Gneiss” in the NE and “Schrimmen Amphibolite” occurs at the prominent cirque between Platzenturm and Platzenturm (site **2014-21/05**) where both lithologies are divided by 1 m of grass.

A continuous contact between “Bassler Granite Gneiss” in the south and “Schrimmen Bt-PI-Schist” in the north was found in the small river south of the Franz-Senn-Hütte (site **2014-28/05–2014-28/08**). This contact is marked by several m thick restitic dark micaschists (“Franzsenn-Hütte Bt-Micaschist”) which pinch out to the NW’ edge of the “Bassler Granite Gneiss” marked by the inflow of this river into the Alpeiner River. There, the “Bassler Granite Gneiss” directly touches the “Oberissalm Mylonite”. Between site **2014-27/17** and site **2014-27/20**, a continuous transition from a granite gneiss to a mylonite to an amphibolite can be seen.

At the Sommerwand, a beautiful section from “Bassler Granite Gneiss” in the east to “Schrimmen Bt-PI-Schist” and “Schrimmen Amphibolite” in the west was found (site **2014-29/16–2014-29/19**). This site includes mylonitic parts which probably represent (a splay of?) the continuation of the “Oberissalm Mylonite”. The amphibolites occur as layered or banded rocks.

The S’ border of the “Bassler Granite Gneiss” to the “Schrimmen Bt-PI-Schist” was found at site **2014-29/23**.

A highly important outcrop was found at the winter path at site **2014-26/15**. There, a direct contact of a fine grained “Bassler Granite Gneiss” and a (fried?) host rock occurs. The contact is folded with an FA dipping steeply to the NNE. This outcrop may come near to what can be called a primary contact similar to an outcrop known from the Schafslager NE of the Regensburger Hütte. Nevertheless, the tectonic overprint prohibits calling it an intrusive primary contact.

The winter path from the Oberissalm to the Franz-Senn-Hütte itself offers the most beautiful section through the mapping area, as all sorts of rocks and many beautiful structures occur.

Intense folding was found at numerous sites. At the Platzenturm between site **2014-20/01** and **2014-21/05**, all siz-

es of folds were seen. Further on all outcrops between the two rivers directly at the Franz-Senn-Hütte offer beautiful folds.

Site **2014-14/16** in the Platzengrube offers the best example for the silicification of the “Bassler Granite Gneiss” at the “Schrimmennieder Fault Zone”.

Site **20143-18/14** lies in between the two rock glaciers from the “Uelasgrübl”, where the lithological content can be compared best. This is important for the interpretation of the lithology of the inaccessible upper part of the “Uelasgrübl”.

At site **2014-14/22**, the rock slide covering the lateral moraine can be seen.

Beautiful springs were found at site **2014-13/05**, **2014-16/10-2014-16/11**, **2014-15/09-2014-15/13**.

## References

HAMMER, W., OHNESORGE, T., SANDER, B. & KERNER VON MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, 1:75.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **53**, 159–180, Innsbruck.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – American Mineralogist, **68**, 277–279, Chantilly, Virginia.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif – A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Dissertation, Univ. Salzburg, 288 S., Salzburg.

STRECKEISEN, A. & LE MAÎTRE, R.W. (1979): A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **136**, 169–206, Stuttgart.

## Blatt 154 Rauris

### Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 154 Rauris und 155 Bad Hofgastein

MATHIAS BICHLER

Die letzte publizierte Kartierung der quartären Phänomene und Sedimente im Gasteinertal auf Blatt 154 Rauris geht auf EXNER (1956) bzw. EXNER (1957) zurück. Im Zuge der geologischen Aufnahme für Blatt Rauris wurde dieses Gebiet unter Zuhilfenahme einer hochauflösenden Laserscan-Topografie des Landes Salzburg und unter Berücksichtigung moderner stratigrafischer Erkenntnisse neu kartiert. Das Hauptaugenmerk lag hierbei einerseits auf der Erfassung und stratigrafischen Klassifikation von Gletscherständen sowie andererseits auf der Neukartierung von großen, bisher undifferenzierten Quartär- und Massenbewegungsflächen. Vor allem die Massenbewegungen waren hinsichtlich ihrer Dimension, ihrer Struktur und Lithologie sowie ihrem Versagensmechanismus zu erfassen. Darüber hinaus galt es, ihre chronologischen Beziehungen zu den Moränen der verschiedenen Gletscherstände zu charakterisieren. Die Arbeit profitierte dabei von sehr hilfreichen Hinweisen zur glazialen Ausdehnung während des Hoch- und Spätglazials sowie einer detaillierten Karte spätglazialer Moränenstände aus der Dissertation von JAKSCH (1956), die dieser der Geologischen Bundesanstalt freundlicherweise zukommen ließ.

#### Hinweise zur Kartierung des Quartärs

Aufgrund der Präsenz mehrerer Seiten- und Endmoränen des Gschnitz- bzw. des Egesen-Stadials wurde versucht, die verschiedenen ehemaligen spätglazialen Gletscher- ausdehnungen chronologisch einzuteilen und zu beschrei-

ben. Dabei orientiert sich die stratigrafische Gliederung der spätglazialen Sedimentabfolgen in Eiszerfallsphase, Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial an den auf Blatt 179 Lienz (LINNER et al. 2013) gewonnenen Erkenntnissen (REITNER et al., in Druck). Wo möglich wurde versucht, die historische ELA (Equilibrium-Line Altitude; Deutsch: Schneegrenze) mit Hilfe der Methode Lichtenecker (auch Methode MELM genannt) zu bestimmen und mit benachbarten Gebieten zu vergleichen. Bei dieser sehr einfachen Methode bestimmt der Ansatzpunkt der höchsten Seitenmoräne die Schneegrenze (LICHTENECKER, 1938). Die Benennung von lithogenetischen Einheiten, geomorphologischen Einheiten und Phänomenen folgt der sich derzeit (Jahre 2015–2016) im Aufbau befindenden Datenstruktur für das Quartär und für Massenbewegungen.

#### Einzugsgebiet Wiedner Almbach

Das Einzugsgebiet des Wiedner Almbaches mit der Schmaranz (1.768 m) und der Biberalm (1.734 m) sowie der Wasserebenhütte (1.381 m) liegt in einem E–NE verlaufenden, an das Leidalmbachtal (BICHLER, 2014) nördlich anschließenden Seitental vom Gasteiner Tal. Morphologisch wird der Kar-Bereich von Guggenstein (1.979 m), Hundskopf (2.404 m), Kramkogel (2.454 m) und Schwarzwand (2.204 m) eingerahmt. Östlich der Schwarzwand dreht der Kammbereich in Richtung Nordost und verläuft über die Hohe Scharte und den Wachtberg (1.931 m) bis in den Glockenwald. Der tiefere Bereich Richtung Gasteiner Tal, zum größten Teil auf Blatt 155, zieht sich von Süden startend beim Weiler Wieden über Breitenberg bis nach Harbach (alle Gemeinde Bad Hofgastein).

Die vorherrschende Lithologie im südlichen Kammbereich ist Schwarzphyllit, während im nördlichen Kar-Bereich Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphyllit wechsellagert.

Diese gehören zur Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Die Lithologien fallen konsistent mittelsteil nach Norden ein. Morphologisch auffällig hierbei sind SW–NE streichende Festgesteinsrippen von Schwarzphyllit im obersten Kar-Bereich. Dieser glazial geschliffene und leicht gravitativ zerlegte Bereich wurde von EXNER (1956) fälschlicherweise als Bergsturzblockwerk ausgewiesen. Im tieferliegenden Bereich bis hin zum Hangfuß nördlich der Hohen Scharte und der Wasserebenhütte ist Prasinit die dominierende Lithologie. Der Hangfuß-Bereich südlich ab Breitenberg ist komplexer aufgebaut und zeigt Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer und Prasinit in Schwarzphyllit. Morphologisch sehr auffällige SW–NE und S–N verlaufende Zerrstrukturen zeugen von der gravitativen Zerlegung dieses gesamten Bereiches.

### **Glaziale Ablagerungen**

Die vorgefundene, flächenmäßig auf kleine Bereiche beschränkte und meist nur sehr geringmächtigen Grundmoränenauflage ist als matrixgestützt und massiv (= ungeschichtete) Diamikte (Dmm; dieser und folgende Lithofazies-Codes nach KELLER, 1996) mit sandig-schluffiger Matrix und sub-angularen bis angerundeten Komponenten zu klassifizieren. Morphologisch auffallend sind jedoch glazial geschliffene Verflachungen südlich unterhalb der Schwarzwand, die sehr plausibel als Schlifffgrenze während mehrerer möglicher ausgebildeter spätglazialer Stände (Eiszerfallsphase und Gschnitz) betrachtet werden können.

### **Hochglazial**

Ab der Feichteralm bzw. Wasserebenhütte talwärts beinhaltet die Grundmoräne auch nicht lokale (Talglatscher) Komponenten (angerundeten bis gerundeten Zentralgneis), die einen Einfluss des Hauptglatschers aus dem Gasteiner Tal anzeigen, und kann daher ab hier bis zum Tal sehr plausibel als hochglazial angesehen werden.

### **Egesen**

Im obersten Kar-Bereich direkt nordöstlich vom Hundskopf ist ein kleines zweiphasiges System von Seitenmoränen- und Endmoränenwällen erhalten. Der interne Aufbau dieser Wälle spiegelt eine Seitenmoränenfazies wider. Letztere kann als Dmm mit sandiger Matrix und sub-angularen bis gerundeten Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllit-Komponenten (max. 2 m Durchmesser) angesprochen werden. Zwischen den zwei rechten Seitenmoränenwällen ist eine Blockglatscherablagerung mit Wallform entwickelt, die aus den grobblockigen Ablagerungen der Seitenmoräne hervorgeht und schwer davon abgrenzbar ist. Eine mögliche rekonstruierte Ausdehnung erreichte eine Höhe von ca. 2.070 m. Die rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.150 m liegen und spiegelt nicht die regional charakteristische (ca. 2.250 m) maximale Egesen-Schneegrenze wider (BICHLER, 2014; Diskussion dazu siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präauhalbach und Kramalm – Egesen“). Weiters gilt es zu beachten, dass eine typische mehrphasige Wallausprägung des Egesen-Stageals fehlt. Dies ist aber sehr plausibel darauf zurückzuführen, dass sich aufgrund der niedrigen Umrahmung (Hundskopf, 2.404 m) nur die frühen Phasen des Egesen (Maximalstand und erster Rückzugsstand) ausgebildet haben.

### **Massenbewegungen**

Die gesamte Talflanke außerhalb des Kar-Bereiches (ab etwa Biberalm) ist durch eine großräumige Hanginstabilität mit unterschiedlichen teils sekundären Massenbewegungstypen beeinflusst. Diese ist intern sehr komplex aufgebaut und setzt sich aus multiplen Prozessen zusammen. Sie bildet im untersten Bereich im nördlichen Teil des Körpers (Breitenberg) eine für einen Talzuschub typische Zuschubsstirn. Der südliche unterste Bereich des Körpers zwischen dem Wiedner Almbach und Breitenberg zeigt hingegen nur kleinere sekundäre Sackungskörper, die ebenfalls eine weniger weit propagierte Zuschubsstirn ausbilden und deren SW–NE verlaufenden Abrisskanten und daraus resultierende Felswände gleich unterhalb der Forststraße beginnen. Diese Abrisskanten folgen auch einer lithologischen Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit. Ob dies der Grund für die Massenbewegungen ist, kann an dieser Stelle aber aufgrund fehlender Strukturdaten nicht beantwortet werden. Die dominante durchgehende Abrisskante für den gesamten Massenbewegungskörper reicht von knapp westlich über der Feichteralm über den Wachtberg bis zur Hohe Scharte. Das Massendefizit an der Kante erreicht bis zu 150 m Höhendifferenz. Der Bereich um die Hohe Scharte ist hingegen nur gering abgesetzt und durch tiefgreifende Zerrstrukturen und Kippprozesse geprägt. Diese Strukturen streichen im oberen Bereich meist SSW–NNE und schwenken im unteren Bereich auf S–N. Weitere morphologisch prägende SW–NE streichende Rippen und Verflachungsstrukturen im oberen bis mittleren Bereich im Festgestein sind lithologisch an Kalkglimmerschiefer gebunden und spiegeln wahrscheinlich antithetische Bruchsysteme wider.

Sehr häufig auftretende kleinräumige Gleitungen und Murenfächer im oberen bis mittleren Bereich sind genetisch mit einer dünnen Grundmoränenbedeckung, gemischt mit Schutt des unterliegenden Festgesteins, verknüpft. Multiple Gleitungen in teilweise 2–3 m mächtiger Grundmoränenablagerung finden sich auch im steilen Bereich östlich der Wiedner Alm. Gleich südlich davon neigen die Prasinite mit Serpentin-Einschaltungen an der Ostflanke des Guggensteins zu Felssturz und bilden markante S–N streichende Abrisskanten und Felswände.

Eine sedimentologische Besonderheit bietet ein unbenannter Graben südöstlich des Wachtberges. Hier ist eine mindestens 10 m mächtige Fließmasse über eine Länge von ca. 600 m in Fallrichtung zu verfolgen. Diese besteht aus maximal 70 cm großen angularen bis sub-angularen Komponenten aus Prasinit und Schwarzphyllit mit sandiger Matrix (SSC) und geht am Top in eine korngestützte Blockablagerung mit maximal 4 m großen angularen Komponenten (SCc) über.

Nördlich der Feichteralm und nördlich des Gasthaus Grabnerhof verlaufen W–E streichende Abrisskanten mit mehreren 10er Metern Massendefizit im Prasinit und bilden teilweise sehr frisch aussehende Felssturzgebiete (gleich nördlich Gasthaus Grabnerhof). Diese sind wahrscheinlich im fehlenden Widerlager im Süden (Talzuschub bei Breitenberg) gegründet.

Vor allem der nördliche Hangfuß-Bereich östlich Gasthaus Grabnerhof ist stark durch Gleit-, Kriech- und Fließablagerungen überprägt.

Der Graben neben der Feichteralm hat bis zum Tal bei Unterladerding einen markanten Schwemmfächer ausgebildet.

### **Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm**

Diese Gebiete werden gemeinsam behandelt, da sie genetisch eng verknüpfte Sedimentkörper, eine gemeinsame Entwässerung (Präaualmbach mündet in den Luggauer Bach) und einen einheitlichen Talhang-Hangfuß-Bereich aufweisen. Eine Ausnahme bildet das Kramalm-Tal, das vom Kramkogel (2.454 m) nach Norden Richtung Gaißbach in das Rauris Tal entwässert. Das direkt im Osten anschließende und im Norden an das Wiedner Almbach Tal anschließende obere Luggauer Bach Tal verläuft SW-NE, bis es beim Zusammenfluss mit dem Präaualmbach nach Osten entwässert. Es umfasst die Gebiete der Kompbergalm, der Wöflalm (1.531 m), des Glockenwaldes, der Luggauer Mähder, der Gröbneralm, der Walchalm und den Kar-Bereich nördlich der Schwarzwand (2.204 m). Umrahmt wird dieser Bereich im Osten startend vom Wachtberg (1.931 m), Hohe Scharte, Schwarzwand (2.204 m), unbenannter Grat-Tripelpunkte (ca. 2.225 m) zwischen Schwarzwand und Kramkogel (2.454 m), Seebachscharke (1.995 m) und Jedlkopf (2.176 m). Nach Norden folgt am Grat der Seebachkatzenkogel (2.148 m) und zwischen Jedlkopf und Seebachkatzenkogel entwässert ein unbenanntes kleines Tal ebenfalls nach Nordosten bis es in den Präaualmbach mündet. Den Grat folgend erreicht man das Wetterkreuz (2.046 m) mit dem östlich davon gelegenen Gebiet der Präaualm. Wenige 100 m nördlich der Präaualm (1.811 m) befindet sich eine W-E verlaufende Wasserscheide zwischen südlich entwässerndem Präaualmbach und nördlich entwässerndem Bernkogel Bach. Der Talhang-Hangfuß-Bereich umfasst im Süden startend die Gebiete der Kompberg-Heimalm, der Astenalm, der Krinalm, Böckenalm, Stöckhütte und Dorfer Alm und das Gebiet des Dorfer Waldes mit der Steindlalm und des Batzberges bis zur Strohlehenalm im Norden. Der Zechergraben bildet die nördliche Grenze der hier beschriebenen Elemente.

Lithologisch dominiert Schwarzphyllit mit teilweisen Einschaltungen von Prasinit und Kalkglimmerschiefer der Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Im Kar nördlich der Schwarzwand zieht ein Dolomitmarmor-Band durch. Eine Sonderstellung im gesamten Gebiet nimmt ein isolierter Fund von einem anstehenden glazial geschliffenen Granat führenden Gneis westlich oberhalb der Walchalm ein. Ebenfalls in diesem Kar wurde in den 1960er oder 1970er Jahren versucht, das großflächige Moor zu entwässern und mit Zirben aufzuforsten (mündliche Erzählung von Anrainern). Die parallelen Drainagen sind heute noch markant erkennbar.

### **Glaziale Ablagerungen**

Dieses Gebiet offenbart glaziale, fluvioglaziale und glazilakustrine Ablagerungen in verschiedensten Ausprägungen und Überschneidungen. Daher wird im Folgenden versucht, die sedimentologische Entwicklung vom Hochglazial bis zum Egesen zu beschreiben.

### **Hochglazial**

Hochglaziale Ablagerungen sind vergleichbar mit dem Wiedner Almbach Tal nur sehr sporadisch und wenn dann nur geringmächtig am Talhang- und Hangfuß-Bereich erhalten. Die von EXNER (1956) kartierten höchsten Fundstellen von Zentralgneis-Erratika wurden nicht wiedergefunden. Dafür wurden Zentralgneis-Gerölle unweit der von Exner gekennzeichneten Stelle in Eisrandsedimenten entdeckt und widerspiegeln die ungefähr gleiche Seehöhe (1.470–1.520 m) wie die Funde von Exner. Grundmoränenablagerungen direkt am Hangfuß (z.B. beim Präaugut) erwecken oft den Eindruck einer wallähnlichen Form. Sie sind aber bei genauerer Betrachtung der Morphologie im Feld und im Laserscan durchgepauste Massenbewegungsstrukturen.

### **Eiszerfallsphase**

Der Bereich beim Zusammenfluss von Luggauer Bach und Präaualmbach zeugt von einer außergewöhnlich dynamischen und sedimentreichen Entwicklung während Phasen von Gletschervorstoß und Rückzug. Grundsätzlich kommen zwei Phasen dafür infrage: a) Die Aufbauphase vor dem letzten glazialen Maximum (LGM) während des Würm und b) die Eiszerfallsphase nach REITNER (2007) nach der Termination des LGM. Folgende Argumente sprechen für letzteres: a) Vorkommen von nicht lokalen Komponenten (Zentralgneis) in den Sedimenten. b) Der Rundungsgrad der Komponenten spricht für eine Aufarbeitung von vorhandenen Sedimenten (Grundmoräne vom LGM). c) mehrmalige (mindestens zweimalige) Unterbrechung der Sedimentabfolge durch lokale Grundmoräne. Der Sedimentkörper, der im gesamten als Eisrandablagerung angesprochen werden kann, erstreckt sich von knapp unterhalb der zutiefst gelegenen Wildbachsperre im Luggauer Bach bis zur Gröbneralm (Luggauer Bach Seite) und bis auf die Höhe des Beginns des Zufahrtsweges zur Präaualm im Präaualmbach (Präaualmbach Seite). Der Körper erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 100 m. Der interne Aufbau dieser Eisrandablagerungen offenbart einen komplexen Aufbau aus Wechsellagerungen von geschichteten und massiven Diamikten (Dms und Dmm), Kies-Sand Gemischen (GSs), Sanden (Sm), geringmächtigen Bereichen aus groben Schutt (bSC) und laminierten Schluff und Ton (Fl). Als Beispiel für den Sedimentaufbau wird hier kurz ein Profil unterhalb der Wöflalm auf der orografisch rechten Seite des Luggauer Baches zusammengefasst. Schräggeschichtete Kies-Sand- und Sandabfolgen (Foresets) wechsellagern einerseits mit groben Schuttlagen (Topsets) und andererseits mit feinkörnigen Schluff- und Tonlagen (Bottomsets) und zeigen zumindest teilweise zusammenhängende Abfolgen eines Deltaaufbaues. Diese ca. 60 m mächtige Abfolge wird zumindest zweimal von ca. 3 m mächtigen, überkonsolidierten Diamikten (Dmm) mit subangularen bis abgerundeten Prasinit-, Schwarzphyllit- und Marmor-Komponenten mit sandig-schluffiger Matrix unterbrochen. Diese können sehr plausibel als Grundmoränenablagerungen eines lokalen Kargletschers interpretiert werden. Daher kann die gesamte Ablagerung sehr wahrscheinlich als dynamisches System von Stauung durch den Haupt-(Tal) Gletscher und Rückzug und Wiedervorstoß von Lokal-(Kar) Gletschern während der Eiszerfallsphase angesehen werden. Interessanterweise findet sich ca. 50 m oberhalb des Tops der oben beschriebenen Ablagerung ein weiteres isoliertes Vorkommen von schräggeschichteten Sanden, Dia-

mikten und Kiesen, das wiederum von einem leicht konsolidierten glazialen Diamikt überlagert wird. Diese auf jeden Fall älteren Ablagerungen gehören aber wahrscheinlich auch zur Eiszerfallsphase und unterstreichen wiederum die sehr sprunghafte Dynamik zwischen Rückzug und Vorstoß von Lokalgletschern zu dieser Zeit.

### **Gschnitz**

Bei den Luggauer Mähdern zwischen Gröbneralm und Wölflalm auf der orografisch linken Seite des Luggauer Baches gleich östlich einer Gleitmasse (siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präauualmbach und Kramalm – Massenbewegungen“) ist eine mehrere Meter mächtige Grundmoränenauflage erhalten. Die Sedimente darin sind als Dmm mit sandig-schluffiger Matrix und bis zu 2 m großen (Kalkglimmerschiefer) lokalen Komponenten zu klassifizieren. Sie gehen ohne ersichtlichen Erosionskontakt in die darunterliegenden Eisrandsedimente (siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präauualmbach und Kramalm – Eiszerfallsphase“), hauptsächlich aus Dms bestehend, über. Aufgrund der Höhenlage (siehe Diskussion in Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präauualmbach und Kramalm – Egesen“) dieser Grundmoränenablagerung und des Fehlens dieser Auflage über den Eisrandsedimenten weiter talauswärts kann diese recht plausibel dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Allerdings kann auch eine Bildung während der Eiszerfallsphase nicht ganz ausgeschlossen werden.

Mächtige Sedimentvorkommen im Kar nördlich des Jedlkopfes sind zeitlich sehr schwierig einzuordnen. Zumeist ist die Lithofazies dieser Ablagerungen als Dms mit lokalen Schwarzphyllit-Komponenten zu klassifizieren und wechsellagert am Talaustritt stellenweise mit GSs. Die darin gefundenen Imbrikationen zeigen talauswärts. Wallformen ziehen entlang der orografisch rechten Bachseite talauswärts und sind ebenfalls nicht eindeutig einzuordnen. Obwohl ihr interner Aufbau eine mögliche Seitenmoränenfazies widerspiegelt (Dms), ist aufgrund der unmittelbaren Nähe zum Bach auch eine Entstehung durch Erosionsgerinne möglich. Im Weiteren ist auch eine Genese durch subglaziale Erosion oder Sedimentation vorstellbar. Aufgrund der möglichen Egesen-zeitlichen Wallformen weiter oben (siehe Diskussion in Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präauualmbach und Kramalm – Egesen“) ist aber auf jeden Fall eine Bildung dieser Ablagerungen während der Eiszerfallsphase oder des Gschnitz oder eine Kombination von beiden anzunehmen.

### **Egesen**

Im Kramalm-Tal, das auch von JAKSCH (1956) beschrieben wurde, findet sich ein an der mächtigsten Stelle 12 m hoher zusammenhängender Wall-Lobus mit einem relativ spitzzulaufenden Kamm. Der interne Aufbau ist als Dmm mit maximal 1 m großen Kalkglimmerschiefer-Komponenten und sandiger Matrix zu klassifizieren. Aufgrund der Höhenlage des dahinterliegenden Kares mit dem Kramkogel als höchsten Punkt (2.454 m) ist eine Bildung während des Egesen analog zu vergleichbaren Kares in der Umgebung anzunehmen. Der oberste Ansatzpunkt der Seitenmoränen liegt auf ca. 2.100 m und würde nach der Methode Lichtenecker auch der Paläo-Schneegegrenze entsprechen.

In dem im Osten anschließenden Kar, nördlich der Schwarzwand, findet sich ein weiterer Wall-Lobus mit einem sehr „frisch“ aussehenden spitzen Kamm und einem zweiten innerhalb liegenden Endwall. Die dahinterliegende Erhebung, ein unbenannter Grat-Tripelpunkt ist deutlich niedriger (2.225 m) als im Kramalm-Tal. Das, die Wälle aufbauende, Sediment ist als Dmm mit sandiger Matrix bis Dcm mit maximal 2 m großen subangularen-angerundeten Prasinit-Komponenten zu klassifizieren und somit können diese als Seitenmoränen bestätigt werden. Die Schneegegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.070 m liegen und mit den südlich und westlich benachbarten Egesen-Ausdehnungen korrelieren. Vor allem der „frische“, noch nicht abgeflachte Kamm der Wälle spricht für eine Bildung während des Egesen, obwohl die dahinterliegende Umrahmung sehr niedrig ist. Dieser Umstand kann aber mit folgenden Argumenten erklärt werden. a) Die Schneegegrenze ist im Vergleich mit den südlichen Teilen des Gasteiner Tals und des Rauris Tals lokal erniedrigt. b) Die teilweise grobblockige korngestützte Ausprägung (Dcm) der Seitenmoränenablagerungen deutet sehr wahrscheinlich auf einen schuttbedeckten (debris-covered) Gletscher hin, welche die Grenzen zwischen Akkumulation und Ablation eines glazialen Systems verschiebt. c) Die NE-Exposition der Kare ist ideal für Gletscherwachstum, da die Sonneneinstrahlung in dieser Exposition gering ist. d) Möglicherweise sind diese kleinen Gletscher auch durch Schneeverfrachtungen (Driftschnee), die durch die Lage hinter den Graten bedingt auftreten, begünstigt gewesen.

Ähnliche, jedoch weitaus niedrigere Wälle finden sich auch im Kar nördlich des Jedlkopfes (2.176 m). Aufgrund der oben erwähnten Möglichkeit der Ausbildung von Egesen-zeitlichen Ausdehnungen in diesem Gebiet, würden auch diese in das Egesen fallen. Allerdings wird hier aufgrund der sehr unscheinbaren Ausbildung dieser Wälle und der möglichen Überschneidung mit Erosionsstrukturen vorerst keine chronologische Zuteilung unternommen.

### **Massenbewegungen**

Zwei Festgesteinsgleitungen prägen das morphologische Bild des Luggauer Baches und des Präauualmbaches. Die Abrisskante der ersten Gleitung westlich zwischen Gröbneralm und Walchalm liegt knapp unterhalb des Jedlkopfes und zeichnet mehrere parallele SW-NE streichende Zerrstrukturen am Grat nach. Diese Zerrgräben sind bis zu 8 m breit, einige Meter tief, und der längste zusammenhängende Graben ist ca. 500 m lang. Die abgeglittene Masse nimmt einen Großteil der Fläche der Luggauer Mähder ein und hat eine Gesamtfläche von ca. 25 ha. Die ursprüngliche Lithologieabfolge beginnend im Liegenden mit Prasinit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit ist in der Gleitung geringfügig zerglitten erhalten und spiegelt die Abfolge im Abrissbereich wider. Der Fußbereich der Gleitung reicht bis auf die andere Talseite und verlegte wahrscheinlich das Bachbett des Luggauer Baches um einige 10er Meter nach Südosten. Die geringmächtige Moränenabdeckung im Stirnbereich ist sehr wahrscheinlich Huckepack transportierte Gschnitz-zeitliche Grundmoränenablagerung. Aufgrund des Abschneidens bzw. Überfahrens der direkt im Norden an die Gleitung angrenzenden Gschnitz-zeitlichen Grundmoränenabdeckung kann die Gleitung sehr plausibel zeitlich als post-Gschnitz eingestuft werden.

Die zweite Gleitung befindet sich direkt beim Zusammenfluss des unbenannten Baches aus dem Jedlkopftal und des Präaualbaches. Die Gleitung hat eine Gesamtfläche von ca. 23 ha und zeigt typische Sackungsmorphologien mit einem konkav-konvexen Profil. Intern ist die Masse stark mit Zerrstrukturen durchzogen. Beides lässt darauf schließen, dass auch der Prozess des Kriechens bei dieser Massenbewegung eine große Rolle spielte. Die Abrissnische befindet sich im Kalkglimmerschiefer und der Gleitungskörper ist im oberen Teil aus Kalkglimmerschiefer und im unteren aus Schwarzphyllit aufgebaut. Der Massenbewegungskörper blockierte den ehemaligen Abfluss des Präaualbaches und dadurch kam es zu einem epigenetischen Durchbruch von letzterem. Da der Körper Eisrand-sedimente der Eiszerfallsphase überfährt bzw. im Stirnbereich verschiebt, kann er zeitlich als post-Eiszerfallsphase eingeordnet werden.

Die Talflanke ist multipel durch Massenbewegungsprozesse bewegt, jedoch lässt sich kein diskreter zusammenhängender großer Körper abtrennen. Der Vorbau des Hanges in Richtung Tal als Talzusubstanz ist im Vergleich zu den angrenzenden südlichen und nördlichen Gebieten weniger ausgeprägt. Erwähnenswert ist ein Gleitungskörper orografisch links, direkt an der Mündung des Präaualbaches in das Tal. Dieser ist als Scholle fast nicht zerlegt über eine Distanz von ca. 250 m in das Tal abgeglitten.

### Karst

Unterhalb des Südgrates des Jedlkopfes bis zur Seebachscharte finden sich Anhäufungen von Wasserschwüden und Erdfällen. Die größten davon sind anthropogen aufgefüllt. Diese sind sehr wahrscheinlich Dolinen und Schwinden die an den hier in einem dünnen Band anstehenden Marmor gebunden sind.

### Angertal

Das Angertal ist ein SW–NE verlaufendes Seitental zum Gasteinertal und mündet bei den Ortsteilen Anger und Lafen (Gemeinde Bad Hofgastein) in letzteres. Das im Aufnahmebericht 2013 (BICHLER, 2014) behandelte Lafental grenzt nördlich an und mündet beim Gehöft Schockgüter in das Angertal. Im Talschluss teilt sich der Abfluss in den W–E verlaufenden Kargraben, der den größten Teil des verkarsteten Erzwies-Plateaus aufnimmt und in den S–N verlaufenden Schattbach. Das Einzugsgebiet des Angertals umfasst die Gebiete des Erzwies-Plateaus, Ecklgruben, Schattbachalm, Jungeralm und Mahdalm und wird eingerahmt, beginnend vom Kamm, der die Grenze zum Lafental bildet, über das Schwalbenkar zum Kalkbretterkopf (2.412 m). Weiter über Gasteiner Höhe, Mitterastenkopf (2.401 m), Gadauner Höhe (2.447 m), Baukarlscharte (2.492 m), Silberpfennig (2.600 m), kleiner Silberpfennig (2.510 m), Miesbichlscharte (2.237 m), Ortberg (2.401 m), Ortbergschartl (2.273 m), Zitterauer Tisch (2.463 m), Tischkogel (2.409 m), Zitterauer Scharte (2.163 m) bis zum Stubnerkogel (2.246 m). Tektonisch liegt das Angertal im Venediger-Deckensystem, in der Romate-Decke. Lithologisch dominieren ein Granitgneis, der meistens als Augengneis, manchmal auch stärker geschiefert auftritt (Zentralgneis bzw. genauer Siglitz-Gneis), und ein Kalkmarmor (Angertalmarmor). Die Grenze zum Lafental sowie der westliche Grat ist auch eine tektonische Grenze zur Rauris-Decke

(Glockner-Deckensystem). Hier ist die lithologische Situation sehr komplex und spiegelt eine Melange zwischen den Lithologien beider Decken wider. Der Siglitz-Gneis fällt recht konsistent flach bis mittelsteil nach NNW–N–NNE ein.

### Glaziale Ablagerungen

Grundmoränenablagerung kommt im gesamten Angertal nur sporadisch und wenn, dann sehr geringmächtig vor (meist Moränenstreu). Gebietsmäßig beschränkt sich die Ausbreitung auf die Westflanke des Angertals. Nach der Mündung des Lafenbaches in das Angertal Richtung talauswärts sind das die Gebiete Kaserebenwald (bereits in BICHLER, 2014 beschrieben) und weiters Lackenbauer, Hochberg und schon am Hangfuß-Bereich Kreuzbichl und Hundsdorf. Auch die morphologische Stufe, auf der das Weitmoser-Schlößl steht, ist mit Grundmoräne bedeckt. Der interne Aufbau dieser Stufe (Festgestein oder Sedimente) konnte aufgrund der schlechten Aufschlusssituation nicht geklärt werden. Taleinwärts ab der Mündung des Lafenbaches ist die Westflanke des Angertals stark von komplexen Massenbewegungen beeinflusst. Die kleinräumigen Gleit- bis Fließmassen an der sehr steilen Flanke sind meist in der Grundmoränenauflage gegründet.

### Eiszerfallsphase

Das Angertal zeigt eine sedimentreiche und komplexe Entwicklung während der Eiszerfallsphase, die sich in mehreren Eisrandsediment-Niveaus widerspiegelt. Diese Niveaus definieren aufgrund der Annahme des kontinuierlichen Rückzugs des Talgletschers des Gasteiner Tales auch relative chronologische Stände des stauenden Eises, beginnend mit dem höchstgelegenen als ältesten.

- a) Die höchstgelegene Eisrandterrasse, und daher älteste Ablagerung während der Eiszerfallsphase, erstreckt sich auf einer Gesamtlänge von ca. 2 km auf der orografisch rechten Talseite über dem Niveau der Gschnitz-Seitenmoräne (siehe Kapitel „Angertal – Egesen“) von der Antoniushütte (ca. 1.510 m) bis oberhalb Gut Rieser (ca. 1.290 m). Die maximale Mächtigkeit beträgt mindestens 200 m. Morphologisch sehr auffallend ist der Erosionsansatz der tief eingeschnittenen Seitengräben sowie Vernässungen und Quellaustritte am Top der Ablagerung. Der interne Aufbau wurde nicht über die gesamte Mächtigkeit aufgenommen. Mehrere Meter mächtige zusammenhängende Aufschlüsse zeigen aber, dass geschichtete Sand-Kiesgemische (GSs), geschichtete und massive Sande (Sb und Sm) sowie geschichtete Diamikte (Dms) die typischen vorgefundenen Lithofazien sind. Diese Ablagerungen sind die Quelle für die sehr aktive Wildbachschüttung in diesem Gebiet im Angertal. Eine mögliche Grundmoränenbedeckung der gesamten Abfolge ist im gesamten Bereich aufgrund der hohen Erosion durch die Seitenbäche schwer feststellbar und nicht eindeutig.
- b) Am Fuße der in a) beschriebenen Terrasse ist eine stark zergliederte und erodierte wallähnliche Form fast über die gesamte Länge (endet diffus etwa beim Parkplatz der Stubnerkogelbahn) verfolgbar. Sie unterscheidet sich von der Morphologie her stark von noch tiefer liegenden kleineren relativ spitzkammigen Wällen, die wahrscheinlich dem Gschnitz-Stage zuzuordnen sind (siehe Kapitel „Angertal – Egesen“) und vom internen

Aufbau her eindeutig von den Ablagerungen der a) Eisrandterrasse. Die Lithofazies ist als Dmm bis Dms mit sandiger Matrix und gerundeten bis subangularen lokalen (Glimmerschiefer-) Geschieben zu klassifizieren und kann sehr wahrscheinlich als Seitenmoränenfazies angesehen werden. Ein mögliches Pendant zu diesem Wall findet sich direkt gegenüber bei der Mündung des Lafenbaches in das Angertal unterhalb des Gutes Schockgüter. Hier sind Kiese (Gs) und Kies-Sand-Gemische (GSs) mit NE fallenden Schichtungen in Form einer Eisrandablagerung erhalten, die den Lafenbach zu einem epigenetischen Durchbruch zwingen. Aufgrund des Sedimentinhaltes, der Morphologie und der Geometrie der Ablagerungen ist daher plausibel von einer glazialen Endsituation in diesem Bereich auszugehen. Der damalige Lokalgletscher lagerte einen rechten Seitenmoränenwall am Fuße der Eisrandterrasse ab und staute gleichzeitig auf seiner linken Seite den Lafenbach, der dadurch seine Fracht in einer Eisrandsituation sedimentierte. Zeitlich ist diese Situation sehr wahrscheinlich in die späte Eiszerfallsphase einzuordnen, da wie oben erwähnt, die Gschnitz-zeitlichen Ausdehnungen sehr wahrscheinlich kleiner waren und, wie unter c) diskutiert, weiter talauswärts liegende Eisrandsedimente wahrscheinlich von einem lokalen Gletscher überfahren wurden, der diese Situation erodiert hätte.

- c) Ein weiteres Vorkommen von mächtigen Eisrandablagerungen (min. 50 m) erstreckt sich vom Bacheinschnitt unterhalb der Straße auf Höhe des Lackenbauer (Aslgt) bis zum Gut Hartl und ist aufgrund seiner Höhenlage relativ gesehen jünger als a) und älter als b). Das Top der Ablagerung senkt sich talauswärts von ca. 1.150 m auf ca. 1.090 m. Genauer untersucht, da am besten zugänglich, wurden die obersten 35 m beim Aslgt. Hierbei offenbart sich eine komplexe Abfolge aus schräggeschichteten, Richtung talauswärts gerichteten Kies-Sand-Gemischen (GSs) und Diamikten (Dms) mit lokalen Komponenten-Spektren. In diese Abfolgen eingeschaltet, finden sich teilweise massive Diamikte (Dmm) und Sandlagen (Sm), teilweise verfalltet. Diese sind sehr wahrscheinlich syndeformativ entstanden und deuten am ehesten auf Slumps in wassergesättigten unkonsolidierten Sedimenten hin, welche sich wiederum sehr gut mit einem glaziolakustrinen Ablagerungsraum erklären lassen. Eine konsolidierte Diamikt-Lage im oberen Bereich ist nicht eindeutig als glaziale Grundmoräne zu interpretieren. Jedoch wird das Top von einem 1,5 m mächtigen überkonsolidierten Dmm bis Dms mit sandig-schluffiger Matrix, lokalen Geschieben und Scherbahnen aufgebaut und kann somit sehr plausibel als glaziale Grundmoräne interpretiert werden. Analog zu Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Eiszerfallsphase“ findet sich hiermit auch im Angertal ein dynamisches System von Rückzugs- und Vorstoßphasen von Lokalgletschern während der Eiszerfallsphase.
- d) Die jüngsten Ablagerungen in dieser relativen Abfolge finden sich knapp 50 m oberhalb des Weitmoser Schlößls. Hier vorgefundenen Abfolgen von schräggeschichteten Diamikten (Dms) und Kies-Sand-Gemischen (GSs) repräsentieren Eisrandsedimente in einer heute stark erodierten Terrassenform, die an Randsituation des Talgletschers entstanden sind, als dieser nur mehr sehr geringe Mächtigkeiten aufwies.

### **Gschnitz**

Knapp vor der Mündung des Lafenbaches in das Angertal befindet sich auf der orografisch linken Seite des Angertals ein ca. 30 m hoher und ca. 450 m langer Wall, welcher zum größten Teil aus Dmm mit sandiger Matrix und gerundeten bis gut gerundeten Siglitz-Gneis-Geschieben besteht. Der Wall erstreckt sich von einer Höhe von 1.226 m bis auf eine Höhe von 1.208 m und zeigt an seinem Ende eine leichte Biegung Richtung Vorfluter (Übergang in Endmoräne?) und dürfte daher auch ungefähr der Endposition der damaligen Vergletscherung entsprechen. Aufgrund seiner Höhenlage, seiner typischen Seitenmoränenfazies und seiner Mächtigkeit kann er sehr plausibel als Gschnitz-zeitlicher linker Seitenmoränenwall definiert werden. Im hinteren Bereich ist die Seitenmoräne intern zergliedert und es hat sich an einer Stelle ein kreisrundes, ca. 2 m tiefes Moor gebildet. Im Hinblick auf die Erfassung des Mindestalters dieses Gletscherstandes wurde die Basislage des Moores erbohrt. Palynologische Untersuchungen wie auch <sup>14</sup>C-Datierung sind gegenwärtig in Ausarbeitung. Vom rechten Pendant sind durch Bacherosion und Skipistenbau nur mehr unterbrochene Wallreste vorhanden.

Ein weiterer Gschnitz-zeitlicher Stand hat sich im Kar nordwestlich des Tischkogels (2.409 m) erhalten. Sowohl ein linker (500 m lang und einige Meter hoch) als auch ein rechter (500 m lang aber unterbrochen und einige Meter hoch) Seitenmoränenwall sind vorhanden. Der interne Aufbau lässt sich als Dms mit sandiger Matrix und Siglitz-Gneis-Komponenten charakterisieren. Eine rekonstruierte glaziale Ausdehnung hätte eine Seehöhe von ca. 1.520 m erreicht. Heute bildet dieser Bereich eine Art Hohlform (Kar) im Hang aus, welche nicht mit einem Massenverlust durch eine Massenbewegung erklärbar scheint. Daher ist es sehr wahrscheinlich, dass die glaziale Erosion während einer Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung für die Hohlform verantwortlich ist. Eine Paläoschneegrenzen-Abschätzung mit der Methode Lichtenecker würde ca. 1.950 m für den linken Wall und ca. 1.900 m für den rechten Wall ergeben.

### **Egesen**

Egesen-zeitliche Wälle befinden sich in allen Karen im Einzugsbereich des Angertales. Oberhalb der Gschnitz-Wälle im Kar nordwestlich des Tischkogels (2.409 m) ist eine schlangenförmige Wallform über fast die gesamte Karbreite entwickelt. Sie ist aus Dmm mit sandiger Matrix und lokalen Geschieben aufgebaut und spiegelt daher eine Seitenmoränenfazies wider. Der nördliche Teil des Walles wurde sekundär durch Blockgletscher umgelagert und zeigt heute zwei typische Fließloben. Sehr wahrscheinlich gingen die heute vorliegenden Blockgletscherablagerungen aus sehr grobblockigen Ablationsmoränenablagerung und aus kleineren Felsstürzen hervor. Interessant ist die Geometrie des Walles, da er zumindest stellenweise nicht den Gradienten des Hanges folgt, sondern eher hangparallel verläuft.

Weiter im Süden entpuppten sich die von EXNER (1956) kartierten glazialen Wallssysteme unterhalb des Zitterauer Tisches (2.463 m) als Blockgletscherablagerungen, die aus dem stark In-situ zerlegten Hang hervorgehen. Die gleich westlich anschließenden von EXNER (1956) kartierten Wälle unterhalb nördlich des Ortberges (2.401 m) sind aber tatsächlich glaziale Wälle. Zumindest ein markanter Stand ist

erkennbar und zeichnet eine Egesen-zeitlich glaziale Zunge nach. Der Sedimentinhalt ist typisch für eine Seitenmoränenablagerung und kann als Dmm mit sandiger Matrix und lokalen Komponenten (Siglitz-Gneis) beschrieben werden. Eine rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde für dieses System bei ca. 2.140 bis 2.180 m liegen.

Wiederum in unmittelbarer Nähe jedoch auf der orografisch linken Seite des Schattbaches verlaufen parallel zum Bach mehrere Wälle ausgehend vom Kar östlich des kleinen Silberpfenning (2.510 m). Zumindest drei abtrennbare Wälle mit einer grobblockigen Ausprägung, welche als SCc mit maximal 4 m großen subangularen bis angularen Siglitz-Gneis-Komponenten beschrieben werden kann, sind im Feld erkennbar. Diese sehr wahrscheinlich Egesen-zeitlichen Seitenmoränenwälle sind bis zu einer Seehöhe von ca. 1.830 m verfolgbar und verschwinden daraufhin diffus im Hang. Der höchste Ansatzpunkt des obersten Moränenwalles liegt bei ca. 2.160 m (Paläo-Schneegrenze nach Methode Lichtenecker). Die Wallformen direkt im Karbereich die von EXNER (1956) als glazial kartiert wurden, sind Blockgletscherablagerungen.

Am gesamten Erzwies-Plateau, das sicher als großes Akkumulationsgebiet während des Gschnitz als auch in den höheren Bereichen für das Egesen gedient hat, ist aufgrund starker Erosion und anthropogener Nutzung (Bergbau), nur sporadische Sedimentbedeckung erhalten. Einzig ein sehr wahrscheinlich Egesen-zeitlicher Wall konnte östlich des Mitterrastenkopfes kartiert werden. Dieser besteht aus Dmm mit schluffig-sandiger Matrix, lokalen Geschieben und datiert aufgrund seiner Höhenlage sehr wahrscheinlich in das Egesen.

### Massenbewegungen

Die durch gravitative Prozesse multipel zerlegte westliche Flanke des Angertales lässt zwei komplexe Großstrukturen mit halbmondförmiger Abrissnische im Kammbereich erahnen. Die Hauptprozesse hierbei sind Gleiten und Fließen und alle möglichen Übergangsformen. Sekundär werden die Ablagerungen von gravitativen (wiederrum Gleiten und Fließen) und fluviatilen (Muren, Schwemmfächer) Prozessen und der damit einhergehenden Erosion überprägt. Der Abrissbereich ist tiefgründig zerlegt und es sind keine klar erkennbaren Zerrichtungen zu erkennen. Allerdings liegt der Abrissbereich an einer tektonischen Deckengrenze zwischen Romate-Decke (Sub-Penninikum Angertal) und Rauris-Decke (Penninikum, Lafental). Daher ist ein Versagensmechanismus der durch den Kompetenzunterschied zwischen den hangenden Einheiten (Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit, Marmor, Quarzit) im Lafental und den kompetenteren liegenden Einheiten (Siglitz-Gneis) im Angertal gesteuert wird, durchaus denkbar. Ein weiteres großes strukturelles Element ist eine steilstehende Störung, die subparallel zum Kamm SW-NE streichend vom Angertal in das Lafental verläuft.

Nordwestlich des Zitterauer Tisches ist eine ca. 4 ha große Gleitmasse zu kartieren, die sekundär sehr stark durch den Prozess des Fließens überprägt ist. Die gesamte Masse wird aus korngestütztem Siglitz-Gneis-Schutt aufgebaut (SCc) mit teilweise bis zu 2 m großen sehr angularen bis angularen Komponenten. Im unteren Bereich wird die Kriechmasse stellenweise von Moränenstreu bedeckt bzw.

ist mit letzterer vermischt. Morphologisch fallen engstehende hangparallele Lineationen, die aufgrund des Kriechens entstanden sind.

Der Hang nördlich der Schattbachalm ist als Gesamtkörper einer tiefgreifenden Hangdeformation zu klassifizieren. Hier liegt ein mehrfach gegliederter Abrissbereich mit zumindest drei Vertikalversätzen oder Stufen gefolgt von Verflachungen vor, die anthropogen bearbeitet und zu Hochweideflächen umgestaltet wurden. Die Absetzungen erfolgen an diskreten steilstehenden und ca. SW-NE streichenden Flächen. Da die Hauptfoliation der Siglitz-Gneise mittesteil nach Nordosten (040/30) und damit in den Hang einfällt, sind für die Absetzung sehr wahrscheinlich spröde Bruchstrukturen verantwortlich. Dazugehörige erhaltene Harnischflächen im anstehenden Festgestein haben folgende gemittelten Fall- und Fallrichtungs-Werte ( $n = 4$ ): Harnischfläche 300/70 und Linear darauf 230/45. Der gesamte Abrissbereich ist großflächig mit einem Netz aus hangparallelen und quer zum Hang verlaufenden Zerrstrukturen durchzogen. Dieses Netz resultiert wahrscheinlich aus dem Abweichen des Körpers aus der Fallrichtung (Westen) des Hanges nach Nordwesten. Die unteren zwei Drittel des Körpers sind am ehesten von den Prozessen Gleiten und Fließen beeinflusst und bilden eine nicht weit vorgedrungene Zuschubsstirn ohne markanten Wulst aus.

### Karst

Das Erzwies-Plateau bietet eine geologische als auch morphologische Besonderheit. In großen Teilen im Nordwesten findet sich im Hangenden des lithologischen Grundstockes, bestehend aus Siglitz-Gneis, geringmächtig (ca. 2 m) Angertalmarmor. Letzterer verkarstet stark und bildet imposante Karrenfelder an der Oberfläche aus. Dadurch sind auch die hydrogeologischen Abflussverhältnisse sehr schwer zu erfassen. Sehr wahrscheinlich kanalisiert sich der Abfluss an Rinnensystemen am Kontakt zwischen Marmor und Gneis.

### Einzugsgebiet Bernkogelbach

Das Einzugsgebiet Bernkogelbach ist die nördliche Fortsetzung der Einzugsgebiete Luggauer Bach und Präau- almbach und umfasst die nordöstliche Kartenecke von Blatt 154 Rauris sowie die nordwestliche Kartenecke von Blatt 155 Bad Hofgastein. Der Bernkogelbach entspringt aus den Karen südlich bzw. östlich unterhalb des Bernkogels (2.325 m) und des Sladinkopfes (2.305 m). Bei der Heinreichalm mündet ein S-N ausgerichtetes Hängetal, das beim Pass nördlich der Präaualm auf 1.811 m beginnt, in den Bernkogelbach. Der hier beschriebene Talfuß-Bereich liegt zwischen Zechergraben im Süden und Bernkogelbach im Norden.

Lithologisch dominiert wie in den südlich angrenzenden Gebieten Schwarzschiefer mit geringmächtigen Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer der Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Mineralogisch interessant sind hierbei mögliche Funde von Karpholit (Bestimmung in Bearbeitung) in Vergesellschaftung mit Quarz in den Kalkglimmerschiefern. Weiters gibt es am Talfuß-Bereich sehr geringe Vorkommen eines Granat führenden Glimmerschiefers.

## Glaziale Ablagerungen

Grund- und Ablationsmoränenablagerungen finden sich nur vereinzelt und geringmächtig am stark zerlegten Hang (siehe Massenbewegungen). Aufgrund ihrer Position und Höhenlage kann sehr plausibel von einer hochglazialen Grund- und Ablationsmoränenbedeckung ausgegangen werden.

## Eisrandablagerungen

Rund um die Heinreichalm und in Richtung Süden bis zum Anstieg zum Pass Richtung Präaualm finden sich mehrere Meter mächtige Ablagerungen, die zum überwiegenden Teil aus matrixgestütztem geschichtetem Diamikt (Dms) bis matrixgestütztem massigem Diamikt (Dmm) aufgebaut sind. Dazwischen eingelagert finden sich auch Bereiche, die als geschichtetes Sand-Kies-Gemisch (GSs), massiger Sand (Sm) und massige Tone bis Silte (Fm) charakterisiert werden können. Komponenten in den geschichteten Bereichen zeigen oftmals eine schwache nach Norden (talwärts) gerichtete Imbrikation. Der gesamte Sedimentkörper ist am plausibelsten aufgrund seines lithofaziellen Inhaltes und seiner Position am plausibelsten als Eisrandablagerung zu bezeichnen. Chronologisch fällt die Entstehung dieser Eisrandablagerung am wahrscheinlichsten in die Eiszerfallsphase (REITNER, 2007). Analog zu den südlich angrenzenden Tälern hat ein zurückweichender Talgletscher dieses kleine Seitental aufgestaut.

Am Talfuß auf ca. 1.100 m finden sich morphologisch auffällige Verflachungen. Diese Verflachungen sind aus Ablagerungen, die als Dms bis Dmm klassifiziert werden können, aufgebaut. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um stark erodierte Eisrandablagerungen, die als Form von Terrassen am Rand eines Gletschers während eines Vorstoßes oder eines Rückzuges abgelagert wurden. Zeitlich am plausibelsten sind diese Ablagerungen aufgrund ihrer Lage am Rand des Talbodens in das Würm einzugliedern.

## Massenbewegungen

Die gesamte Talflanke von Zechergraben bis Bernkogelbach ist durch eine großräumige Hanginstabilität beeinflusst und im gesamten als Massenbewegungskörper einer tiefgreifenden Hangdeformation auszuscheiden. Diese ist intern sehr komplex aufgebaut und setzt sich aus multiplen Prozessen zusammen. Sie bildet im untersten Bereich teilweise eine für einen Talzusub typische Zuschubsstirn aus und zeigt auch teilweise typische Hangsackungsmorphologien (konvex-konkaves Profil). Es gibt keine durchgehende dominante Abrisskante für die ganze Talflanke, vielmehr spiegeln sich die komplexen Prozesse in vielen Abrisskanten und Zerrstrukturen wider. Trotzdem zeigt der gesamte Massenbewegungskörper im Oberhang deutlich ein Massendefizit von 50 bis 80 m Höhenunterschied. Der Unterhang wird maßgeblich durch sekundäre Kriechungen und weitere abgrenzbare komplexe Massenbewegungskörper dominiert.

Der Zechergraben hat sich im Oberhang in eine mindestens 30 m mächtige Fließmasse eingeschnitten. Lithofaziell ist die Fließmasse aus Dms bis Dmm mit angularen bis sub-angularen Schwarzschiefer- und Kalkglimmerschiefer-Komponenten aufgebaut. Diese Fließmasse liefert das Material für den großen Schwemmfächer im Tal gleich südlich von Unterberg.

## Bockhartseen

Der obere und untere (aufgestaute) Bockhartsee befinden sich in einem WNW bis ESE ausgerichteten Hängetal, das kurz nördlich vor Sportgastein über einen steilen Abhang in die Naßfelder Ache mündet. Umrahmt wird das Tal im Nordosten beginnend von der Miesbichlscharte (2.327 m) (Übergang in das Angertal bzw. Schattbachtal), weiter über einen exponierten Grat nach Westen über den kleinen Silberpfennig (2.540 m), den Silberpfennig (2.600 m) bis zur Baukarlscharte (2.492 m), die den Tripelpunkt zwischen Erzwiese (Angertal) im Norden, dem Hüttwinkltal im Westen und den Bockhartseen im Süden beschreibt. Weiter nach Süden folgen die Bockhartscharte (2.226 m – Übergang in das Hüttwinkltal), Der Seekopf (2.413 m) und dann nach Osten der Kolmkarspitz (2.529 m).

Lithologisch dominiert Siglitz-Gneis der Romate-Decke des Venediger-Deckensystems. Nur der nördliche Grat (Baukarlscharte bis kleiner Silberpfennig) ist aus Marmor der Romate-Decke (Angertalmarmor) und im Hangenden Schwarzschiefer der Fleiss-Zone des Modereck-Deckensystems aufgebaut.

Das Gebiet rund um den oberen Bockhartsee ist sehr stark durch die ehemalige Bergbautätigkeit geprägt, es finden sich viele Halden und alte Stolleneingänge. Auch stammen wahrscheinlich wallartige Anhäufungen von angularen Blöcken aus anthropogener Hand und sind erodierte Reste von Rampen für den Bergbau.

## Glaziale Ablagerungen

Grundmoränenbedeckungen sind nur sehr spärlich und nicht erwähnenswert erhalten.

## Egesen

Im Kar südlich des kleinen Silberpfennig sind mehrere parallele Wälle im steilen Gelände erhalten. Im oberen Bereich zeigen diese eine Art Girlanden-Wall-Form. Der Sedimentinhalt ist als Dmm bis Dms mit angerundeten lokalen (Siglitz-Gneis) Komponenten (max. 1 m Durchmesser) zu beschreiben und daher als Seiten- bis Endmoränenablagerung lithogenetisch zu klassifizieren. Aufgrund der Höhenlage des dahinterliegenden Kares mit dem kleinen Silberpfennig als höchsten Punkt (2.410 m) ist eine Bildung während des Egesen analog zu vergleichbaren Karen in der Umgebung anzunehmen. Wenn von der Geometrie der Wälle ausgegangen wird, dann ist der obere „Girlanden“-Bereich von den unteren Wällen abzutrennen und stellt wahrscheinlich einen späten Rückzugsstand der Egesen-Phase dar. Dementsprechend liefert der oberste Ansatzpunkt der Seitenmoränenwälle im unteren Bereich eine Abschätzung der Paläo-Schneegrenze für ein Egesen-Maximum nach der Methode Lichtenecker. Diese liegt bei ca. 2.260 m.

An der gegenüberliegenden Talseite ist im steilen Bereich nordöstlich des Kolmkarspitzes eine wallförmige Bastion bestehend aus korngestütztem Schutt mit bis zu blockgroßen Komponenten (bSCc bis cSCc) erhalten. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die End- bis Seitenmoräne eines kleinen Egesen-zeitlichen Hanggletschers, der stark schuttbedeckt war (debris covered glacier).

## Blockgletscherablagerungen

Unmittelbar neben den Egesen-zeitlichen Moränenablagerungen finden sich periglazial überarbeitete Schuttbereiche. Manche zeigen deutliche Morphologien einer Blockgletscherablagerung und wurden dementsprechend ausgeschieden. Manche Bereiche sind eher in einem initialen Stadium der periglazialen Umlagerung und wurden daher als Geli-Solifluktionsmasse kartiert.

Zwischen den beiden Bockhartseen hat sich ein ca. 8 ha großer, bis zu ca. 30 m mächtiger Blockgletscher mit typischen Rampen und Wulst-Geometrien aus den Schutthängen unterhalb des Kolmkarspitzes entwickelt. Die Lithofazies ist als korngestützter Schutt mit bis zu mehreren Meter großen (lbSCc bis bSCc) angularen bis sub-angularen Komponenten (Siglitzgneis) zu klassifizieren.

## Massenbewegungen

Der Abfluss des oberen Bockhartsees ist durch einen davor gelagerten Sedimentkörper an die Nordseite des Tales gedrängt. Dieser Körper ist aufgrund mangelnder Aufschlüsse und Überlagerung durch Schutt- und Schwemmfächern von den Seiten nur sehr schwer untersuchbar. Die Oberfläche ist jedoch bemerkenswert unruhig und es kann vermutet werden, dass teilweise große zusammenhängende Festgesteinsbereiche (Schollen) sowie große Blöcke erkennbar sind. Die plausibelste, wenn auch nicht wirklich belegbare Interpretation ist daher eine Gleitmasse, die wahrscheinlich aus dem Süden kam und nunmehr stark überprägt ist.

## Sportgastein (Naßfeld)

Das Naßfeld ist ein Almgebiet mit umrahmenden Karen, das im Süden mit der Mündung des Weißenbaches in das Naßfeldgebiet und im Norden mit dem Anfang der tief eingeschnittenen Klamm (ca. beim Bärenfall) nach Böckstein begrenzt ist. Von Norden nach Süden beginnt der begrenzte Kambereich im Westen (im Westen Hüttwinkltal – im Osten Naßfeld) mit dem Kolmkarspitz (2.529 m) und führt über die Kolmkarscharte (2.298 m), dem Niedersachsenhaus (2.472 m), der Riffelhöhe (2.694 m) und dem Neunerkogel (2.827 m) zur Herzog-Ernst-Spitze (2.933 m). Hier ist der Tripelpunkt zwischen Sportgastein (Naßfeld im Osten), Hüttwinkltal (im Westen) und Mölltaler Gletscher im Süden (Kärnten). Der weitere Gratverlauf richtet sich nach Südosten und ist auch zugleich die Grenze zwischen Salzburg und Kärnten. Es folgen im Weiteren das Schareck (3.123 m), der Weinflaschenkogel (3.009 m), der Schlapperebenspitz (3.021 m), die Murauer Köpfe (2.913 m) und der Hinterer (2.886 m) und Vorderer Geißlkopf (2.974 m). Nun schwenkt der Grat nach Nordosten und man erreicht über den Westerfrölkogel (2.727 m) und die Hagener Hütte am Niederen Tauern (2.448 m) das Weißenbachtal. Die östliche Grenze vom Naßfeld ist die markante Bergflanke des Kreukogels (2.686 m). Im Westen bis Süden münden vier Bäche aus Karen in die Naßfelder Ache. Vom Norden beginnend sind diese das Schareckkar bzw. Bräuwinkl, das Schlapperebenkar, ein unbenanntes Kar nördlich der Murauer Köpfe (vulgo Silberkarl und Röckkarl) und das Hölkar.

## Festgestein

Neben den quartären Fragestellungen sind vor allem einige tektonische Unklarheiten in Sportgastein zu klären. Da auch darauf bei der Kartierung speziell in den schwer zugänglichen Karen Wert gelegt wurde, werden im Folgenden vermehrt die Feldbeobachtungen beschrieben. Den östlichen, zentralen und westlichen Hangfußbereich von Sportgastein nimmt der Siglitz-Gneis der Romate-Decke des Venediger-Deckensystems ein. Richtung Westen die Kare hinauf bis an den oben beschriebenen Grat folgt im Hangenden der Romate-Decke eine bunte Abfolge von Gesteinen der Fleiss-Zone des Modereck-Deckensystems und der Rauris-Decke des Glockner-Deckensystems. Eine sehr vergleichbare Abfolge findet sich auf der anderen Seite des Grates (Mölltaler Gletscher), allerdings mit dem Unterschied, dass im Liegenden Zentralgneis der Sonnblick-Decke des Venediger-Deckensystems ansteht. Die gesamte Abfolge fällt relativ konstant flach bis mittelsteil nach Südwesten ein. Zwei Profile werden genauer beschrieben.

- a) Profil 1 geht vom Talboden über den Neuwirth Steig bis zum Schlapperebenkar. Am Beginn des Profils ist Siglitz-Gneis anstehend, der zunehmend verschiefert und dann eigentlich schon als Glimmerschiefer angesprochen werden muss. Einige Meter weiter sind Einschaltungen von Grünschiefer-Myoniten erkennbar. Wieder einige Zehnermeter weiter tritt zum ersten Mal ein charakteristischer Granat und Chlorit führender Glimmerschiefer auf (Woigsenschiefer), der stark verzahnt und wechsellagernd und verfault als Mylonit ausgeprägt ansteht. Im Kar wechsellagert der Woigsenschiefer mit Kalkglimmerschiefern und ist wiederum mylonitisch überprägt. Im gesamten ist die Abfolge als bunte Melange verschiedener Lithologien aus verschiedenen tektonischen Einheiten zu klassifizieren mit starker struktureller Überprägung bis hin zur Mylonitisierung.
- b) Profil 2 startet ebenfalls im Talboden im Siglitz-Gneis und führt in den Karboden (Silberkarl) östlich unterhalb des Wasiger Kopfes (2.350 m). Ähnlich wie in Profil 1 ist eine stark strukturell überprägte Wechsellagerung von Siglitz-Gneis, Schwarzschiefern und Woigsenschiefer anzutreffen. Höchst interessant ist ein ca. 60 bis 80 m mächtiges Kalkmarmorband, das im Karboden ansteht und markant Richtung Osten ziehend (bis zur Hagener Hütte sichtbar), verfolgt ist. Dank Verkarstungsstrukturen kann der Kalkmarmor auch unter der teilweisen vorhandenen Grundmoränenbedeckung verfolgt werden. Obwohl der Kalkmarmor verkarstet, scheint er gegenüber seinen Rahmgesteinen (Schwarzschiefer und Woigsenschiefer) kompetenter zu sein und bildet markante überhangende Felswände aus (z.B. Wasserfall aus dem Hölkar). Ein strukturelles Rätsel gibt das abrupte Verschwinden des Marmorzuges an dieser Stelle (Ende des Profils) auf. Ohne klar ersichtliche Störung und Versatz von den Rahmgesteinen ist der Zug weiter westlich und nordwestlich (z.B. im Schlapperebenkees – Profil 1) nicht mehr auffindbar. Erst wieder ca. 5 km weiter nördlich, bei der Bockhartscharte (siehe Kapitel Bockhartseen), kommt ein sehr vergleichbarer Kalkmarmor (Angertalmarmor) wieder anstehend an die Oberfläche.

## Glaziale Ablagerungen

Aus quartärgeologischer Sicht ist in Sportgastein vor allem der Talboden interessant, da glaziale Wälle über die gesamte Länge des Talbodens vorkommen und in Wechselwirkung mit Erosionsformen stehen. Das Naßfeld wurde schon von vielen Paläogletscherforschern (insbesondere JAKSCH, 1956) herangezogen, um den spätglazialen Zeitraum zwischen Gschnitz (ca. 16 ka bis 17 ka) und Holozän (ab 11,7 ka) zu studieren. Mehrere glaziale Stände, definiert durch End- und Seitenmoränen, sind erkennbar, die von JAKSCH (1956) entsprechend der damaligen Nomenklatur dem Daun- bzw. dem Egesen-Stage zugeordnet wurden. Durch den Bedeutungswandel den diese Stadien seither erfahren haben (s. KERSCHNER, 2009) erscheint die damalige Gliederung aus heutiger Sicht verwirrend, da mit dem damaligen Daun-Begriff das heutige Egesen-Maximum im Sinne einer Maximalvergletscherung in der Jüngeren Dryas gemeint ist (vgl. REITNER et al., in Druck). Eine moderne geologische Untersuchung kombiniert mit Datierungen (BICHLER et al., 2016) im westlich benachbarten hinteren Hüttwinkital (Kolm-Saigurn) zeigt, dass die Egesen-zeitliche Ausdehnung mehrphasig und komplex war. Aus dem Vergleich der morphologischen und sedimentären Befunde des Naßfeldes mit jenen von Kolm-Saigurn sind viele Parallelen erkennbar. Daher liegt die Vermutung nahe, dass die rekonstruierbaren Paläogletscher-Geometrien ebenfalls als Stände des Egesen-Maximums und des mehrphasigen multiplen Rückzugs interpretierbar sind. Die Naßfelder Ache produzierte bemerkenswert komplexe Erosionsstrukturen und verlegte ihren Lauf offensichtlich mehrmals. Sie schnitt sowohl in ihre eigenen Bachablagerungen (als Braided River System) als auch in Grundmoränenablagerungen, Ablationsmoränenablagerungen und Eisrandablagerungen ein.

## Egesen

Wie schon oben erwähnt, sind mehrere Wallsysteme im Naßfeld erhalten und daher sehr plausibel auch mehrere glaziale Ausdehnungen rekonstruierbar. Ausgehend von den zu äußerst liegenden Wällen kann daher eine maximale Eisausdehnung rekonstruiert werden, die den gesamten Talboden bedeckte und aus Einzelströmen aus dem Weißenbachtal und aus den westlichen Karen bestand. Folgende wichtige Lokalitäten definieren das komplexe glaziale System im Naßfeld:

- a) Die nördlichsten (talauwärts) erkennbaren Wallsysteme befinden bei der Schareckalm und im Tal gegenüber (hier mit zwei Wällen ausgeprägt). Die Lithofazies der mindestens 20 m mächtigen Sedimentkörper bei der Schareckalm ist als Dmm bis Dms mit sandiger Matrix und sub-angularen bis sub-gerundeten Augengneis-, Schwarzschiefer- und Kalkglimmerschiefer-Komponenten zu klassifizieren. Diese Seitenmoränenablagerung ist teilweise unterbrochen in einer Gesamtlänge von ca. 700 m verfolgbar. Markante Erosionskanten von der Naßfelder Ache machen teilweise die Interpretation Wall vs. Nicht-Wall schwierig, jedoch ist die Lithofazies der Seitenmoräne sehr deutlich von der Lithofazies der umlagernden Bach- und Flussablagerung vom Siglitzbach (Westen) und Naßfelder Ache (Süden) unterscheidbar. Eine sehr plausible Rekonstruktion eines damit korrespondierenden Paläogletschers endet am heutigen Parkplatz bei der

Schöneggalm auf einer Seehöhe von ca. 1.570 m. Analog zur Situation bei Kolm-Saigurn würde dieser Stand dem Egesen-Maximum entsprechen. Um diese Einschätzung zu bestätigen wurde eine Moorprobe für <sup>14</sup>C-Datierungen unmittelbar westlich von den orografisch rechten Wällen vor dem nächsten erkennbaren Endmoränenwall genommen.

- b) Entlang des weiteren Talverlaufs finden sich sowohl orografisch rechts als auch links mehrere glaziale Wälle und Erosionsreste von Wällen. Morphologisch auffallend ist hierbei eine Abfolge von mehreren rechten Seitenmoränenwällen oberhalb der Moaralm und Brandtneralm. Die Lithofazies der Wälle ist durchwegs als Dmm bis Dms mit sandiger und/oder siltiger Matrix mit sub-angularen bis sub-gerundeten Komponenten zu klassifizieren. Die Komponenten-Lithologie ist bunt gemischt und enthält Siglitz-Gneis, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer. Auffallend ist, dass große Komponenten (bis zu 80 m<sup>3</sup>) in den Seitenmoränenablagerungen und große erratische Blöcke (bis zu 120 m<sup>3</sup>), die meist auf den Kämmen der Wälle, aber auch dazwischen vorhanden sind, fast ausschließlich aus Kalkglimmerschiefer bestehen. Dies spiegelt augenscheinlich die Dominanz der Gletscher aus den westlichen Karen (Höllkar und unbenanntes Kar nördlich der Murauer Köpfe) wider, da Kalkglimmerschiefer nur in den oberen Bereichen der Kare ansteht und nicht im Weißenbachtal. Da die Mehrgliedrigkeit typisch für das Egesen ist und keine sedimentologischen Unterschiede in den verschiedenen Wällen erkennbar ist, kann auch sehr wahrscheinlich dieses Wallsystem als Egesen-zeitlich eingestuft werden, wobei der höchste Wall (von 1.690 m bis 1.750 m) das Egesen-Maximum definiert. Hinter diesem obersten Wall hat sich ein langgestrecktes Moor entwickelt. Auch dieses wurde erbohrt um ein 2. Minimaldatum für den Maximalstand zu bekommen.
- c) Südlich der Naßfeldalm sind eindeutige bis zu 5 m hohe (mächtige) Seitenmoränenwälle erhalten, die an ihrem südlichen Ende Richtung Schlapperebenkar abbiegen. Der Sedimentinhalt dieser Wälle kann als Dms mit sandiger Matrix und sub-angularen bis sub-gerundeten Siglitz-Gneis-, Schwarzschiefer- und Granatglimmerschiefer-Komponenten beschrieben werden und charakterisiert so eindeutig einen glazialen Ursprung. Westlich der Naßfeldalm ist eine Anhäufung von Kalkglimmerschiefer-Blöcken vorhanden. Aufgrund der Geometrie der Wälle kann sehr plausibel eine glaziale Zunge rekonstruiert werden, die im Talboden vom Naßfeld endete und nur aus dem Schlapperebenkar genährt wurde. Die Kalkglimmerschiefer-Blöcke können in diesem Zusammenhang am ehesten als Ablationsmoränenablagerung dieser Ausdehnung interpretiert werden. Sehr wahrscheinlich widerspiegeln sie eine Massenbewegung (Felssturz) auf Eis, die mittransportiert wurde. Zwecks Erfassung des Mindestalters von diesem wahrscheinlichen Egesen-Rückzugsstand wurde ein Moor innerhalb der Seitenmoränen erbohrt.

Zusammenfassend sind im Naßfeld/Sportgastein sehr plausibel die sedimentologischen und morphologischen Zeugen einer komplexen glazialen Aktivität während des Egesen erkennbar. Ausgehend von einer Maximalausdehnung, die bis zum Talschluss im Norden reichte, zog

sich der Egesen-zeitliche Gletscher mit mehreren Stabilisierungen entlang des Tales zurück. Aufgrund der Gletscher-Geometrien der Rückzugsstände und der Dominanz von Kalkglimmerschiefer als Komponente in den Seiten- und Endmoränenablagerungen kann im Einklang mit den Ergebnissen von JAKSCH (1956) davon ausgegangen werden, dass die Gletscher aus den westlichen Kären die dominierenden Eismassen während einer Konfluenz mit dem Gletscher aus dem Weißenbachtal waren. Als das System der zusammenhängenden Kargletscher zerfiel, waren diese sehr wahrscheinlich noch als Zunge im Talboden vorhanden, während der Gletscher aus dem Weißenbachtal schon verschwunden oder nur mehr als Toteis vorhanden war. Welche Rolle der Egesen-zeitliche Gletscher aus dem Siglitzbach Tal spielte, lässt sich nicht erörtern, da keine Morphologien einer Ausdehnung (Seitenmoränenwälle) erhalten sind. Falls jedoch eine Konfluenz während eines Egesen-Maximums beim Valerihaus bestand, so war auf jeden Fall, aufgrund der Geometrie der Seitenmoränen, die „große“ Eiszunge aus dem Naßfeld dominierend.

### **Kleine Eiszeit und jünger**

Die hohen westlichen Käre weisen alle Vergletscherungsspuren aus dem Holozän auf. Markant sind die Seiten- und Endmoränenwälle des 1850er Standes, sofern die damaligen Gletscherzungen nicht über die steilen Karabhänge reichten und daher am Karboden Wälle ausbildeten. An den Situationen (z.B. Schlapperebenkar), an denen die holozänen Ausdehnungen wahrscheinlich über die Karabhänge reichten, finden sich weitere markante Ablagerungen am Rand der Kardepression und erstrecken sich fast über die gesamte Breite des Kares. Die Sedimente hier sind als blockgroßer korngestützter Schutt (lbSCc), deren Komponenten monomikt aus Kalkglimmerschiefer bestehen, anzusprechen. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die Ablationsmoränenablagerung einer glazialen Ausdehnung, die entweder in das Egesen oder sehr viel plausibler in das Holozän (Stände um die Jahre 1620 oder 1850) zu stellen ist, da in der unmittelbaren, darüber liegenden Abfolge nur ganz junge (um das Jahr 1920 oder jünger) End- und Seitenmoränenwälle zu erkennen sind.

### **Massenbewegungen**

Im Vergleich zu benachbarten Gebieten sind die Talflanken im Naßfeld relativ stabil und es treten nur vereinzelt Bereiche mit tiefgreifender Hangdeformation auf. Auffallend ist jedoch ein großer glatter Hang, der die Talflanke oberhalb der Moaralm und der Brandtneralm bildet. Diese Fläche erweckt den Anschein einer großen Gleitbahn und hat auch eine distinkt erkennbare Kante, an der die Topografie flacher wird und die als Abrisskante interpretiert werden kann. Die dazugehörige Gleitmasse müsste dem-

entsprechend im Tal anzufinden sein, allerdings erlaubt es die Egesen-zeitliche glaziale Überprägung mit mehreren Metern mächtigen Seitenmoränenablagerungen nicht, Aufschlüsse der möglichen Gleitmasse zu identifizieren. Da aber eine ausgeprägte hangparallele Geländestufe vorhanden ist und auch die Seitenmoränen bei der Moaralm eine Geländestufe Richtung talauswärts überschreiten, kann sehr plausibel von einem darunterliegenden Körper (ob Gleitmasse oder nicht) ausgegangen werden. Die Egesen-zeitliche Überprägung würde in diesem Falle auch gleich ein Minimalalter für die Gleitmasse liefern.

## **Literatur**

BICHLER, M. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Quartär in den Gebieten Leidalm, Schloßalm und Lafental auf Blatt 154 Rauris. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 302–307, Wien.

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**, 537–551, Oxford. <https://dx.doi.org/10.1111/bor.12173>.

EXNER, C. (1956): Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

EXNER, C. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000 (Ausgabe 1956). – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

JAKSCH, K. (1956): Die Eiszeitliche und Nacheiszeitliche Vergletscherung des Gasteiner Tales. – Dissertation, Universität Innsbruck, 110 S., Wien.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, 132: 5–12.

LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz*, Vienna, September 1936, INQUA, Geologische Landesanstalt.

LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 179 Lienz, Wien (Geologische Bundesanstalt).

REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (in Druck): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial stratigraphy: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*. <https://dx.doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

## **Blatt 155 Bad Hofgastein**

Siehe Bericht zu Blatt 154 Rauris von MATHIAS BICHLER

# Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen

## Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 178 Hopfgarten in Deferegggen und 179 Lienz

JÜRGEN M. REITNER

Im Nachgang zu der von MANFRED LINNER, JÜRGEN M. REITNER und WOLFGANG PAVLIK bearbeiteten und 2013 erschienenen „Geologischen Karte 1:50.00 Blatt 179 Lienz“ werden im Folgenden noch Ergebnisse der quartärgeologischen Kartierung der Jahre 2001 bis 2003 sowie ergänzende Einzelbeobachtungen und grundlegende Überlegungen zum Gesamtbild referiert. Die Resultate der hier vorgestellten Kartierung wurden auch schon für die Geländearbeiten von HEINISCH (2003a, b) bereitgestellt und sind im Zusammenhang mit der Arbeit von LINNER (2005) zu sehen.

Seit den ersten Kartierungen beginnend im Jahr 1998 und den daraus gewonnenen Erkenntnissen (REITNER, 2003a, b), hat sich einiges hinsichtlich der Gliederung der Gletscherstände im Spätglazial getan und so liegt mit dem gedruckten Blatt Lienz (LINNER et al., 2013) erstmals eine hinsichtlich Alpinem Spätglazial (Zeitraum zwischen Ende Würm-Hochglazial und Beginn Holozän; ~ 20–11,7 ka vor Heute) „durchgegliederte“ Karte vor:

Die unmittelbar **nach dem Würm-Hochglazial** abgelagerten Staukörper am Eisrand (= Eisrandsedimente) sind die Belege für die **Eiszerfallsphase**, so wie in den Kitzbüheler Alpen und am Südrand des Wilden Kaiser definiert (REITNER, 2007a). In Entsprechung der Befunde in der Typusregion zeigten auch im Lienzer Raum die im Zuge des Kollapses des Eistromnetzes selbständig gewordenen Lokalgletscher Vorstöße über Eisrandsedimente. Davon zeugen die sedimentären Abfolgen am Ausgang des Debanttales und des Dabertales bei Ainet am Rand der Schobergruppe (REITNER, 2003a), wie auch oberhalb der Galitzenklamm in den Lienzer Dolomiten (REITNER, 2003b). End- bis Seitenmoränenkörper des **Gschnitz-Stadials** als Belege eines länger andauernden Gletscherhaltes sind u.a. in der Schobergruppe im Leibnitztal mit dem imposanten Wall beim Unterfercher (REITNER, 2003a) sowie bei der Kunigalm (1.943 m), der Typuslokalität des Kunig-Stadiums nach BUCHENAUER (1990), zu finden. Auch in den Lienzer Dolomiten ist eine entsprechende Morphologie und Ablagerung beim Klammbrückl im Tal des Galitzenbaches (REITNER, 2003b) dokumentiert.

Auf Grundlage von  $^{10}\text{Be}$ -Expositionsalterdatierungen (in Kooperation mit S. IVY-OCHS, ETH Zürich) an der Typlokalität des von BUCHENAUER (1990) definierten Gaimberger-Alm-Stadiums im Debanttal, das er als regionale Entsprechung des Daun-Stadials (sensu GROSS et al., 1977; MAISCH, 1982, im Sinne des jüngsten Stadials in der Ältesten Dryas) sah, wurde diese Moränengruppe dem vielphasigen **Egesen-Stage** (Jüngere Dryas) zugeordnet (REITNER & LINNER, 2014). Somit wurden auch die zuvor als Daun-zeitlich eingestufteten End- und Seitenmoränen der Lienzer Dolomiten (REITNER, 2003b) dem Egesen-Stage

zugeschlagen, da das Daun-Stage in der zuvor erwähnten Definition sich in dem weiteren Untersuchungsgebiet, einschließlich der Hohen Tauern, als Chimäre erweist. Eine detaillierte Erläuterung der sedimentologischen, stratigraphischen, paläogeografischen und geochronologischen Erkenntnisse zum Spätglazial auf Blatt Lienz im Kontext mit den anderen Befunden der Ostalpen folgt in Bälde (REITNER et al., in Druck).

Auch für die Bergsturzablagerungen gibt es neue Befunde zur Alterseinstufung: So belegen  $^{36}\text{Cl}$ -Expositionsaltersdatierungen (in Kooperation mit S. IVY-OCHS, ETH Zürich), dass der **Buchwiese-Sturzstrom** im **frühen Holozän** (11,7–8,2 ka vor Heute) erfolgte. Demgegenüber belegen Radiokarbondatierungen, dass die **Felsgleitungen des Mordbichl und der Lienzer Klause** sich im **späten Holozän** (letzten 4,2 ka) ereigneten, was auch Einfluss auf die Einstufung der korrespondierenden Rückstausedimente hat. Zudem wurde, abweichend zu der Beschreibung der geologischen Situation in den Lienzer Dolomiten (REITNER, 2003b) im Vorfeld der Egesen-zeitlichen Moränenbasation südlich der Instein-Hütte (1.681 m), Ablagerungen des **Laserz-Sturzstromes** erkannt. Dieser ereignete sich während des Gletschervorstoßes in der **Jüngeren Dryas** und hatte einen entscheidenden Einfluss auf die Gletscherdynamik und letztlich auf die Gletscherausdehnung (REITNER et al., 2014). Auch im Fall der erwähnten Bergstürze sind detailliertere Publikationen in Vorbereitung.

Die folgenden Kartierungsergebnisse beziehen sich auf das Gebiet des Südabhanges der Deferegger Alpen vom Wilfernertal über den Unterlauf des Kristeiertales bis zur westlichen Blattgrenze bei Mittewald. Im Anschluss daran wird das talnahe Gebiet auf GK 178 bis zum Schwemmfächer von Strassen kursorisch behandelt.

### Sedimente und Formen des Würm-Hochglazials

#### Der Sedimentkörper von Mittewald an der Drau

Die älteste kartierte quartäre Ablagerung befindet sich nördlich der Drau im Ortsteil Mittewald (im Pustertal) auf dem Gemeindegebiet von Anras. Die zur chronostratigraphischen Einstufung entscheidende Sequenz befindet sich in den Gräben unterhalb der Ansiedlung Marwiesen und Wiesen und westlich des Weilers Planitzen. Die tiefstgelegenen Vorkommen liegen noch auf am Blattrand zu ÖK 178 in 900 m Höhe unmittelbar nördlich der Bahn und damit wenige Meter über dem Talboden der Drau. Es sind horizontal geschichtete, korngestützte polymikte Kiese mit Geröllen, bestehend aus gut gerundetem Karbonaten (z.T. Hornstein führend) und angerundetem bis gerundetem Glimmerschiefer. Gegen das Hangende nimmt bei gleichbleibender Lagerung die Korngröße generell zu und die Rundung und die Sortierung tendenziell ab. Die Imbrikationen weisen auf talparallele Schüttungen aus Südwesten bis Westen hin. Unterhalb von Planitzen liegen in 1.010 m Höhe sogar Lagen aus ausschließlich subangularen Karbonatgeröllen vor, wobei Blöcke aus Hauptdolomit mit bis zu einem Meter Durchmesser in dieser Höhenlage immer wieder vorkommen.

An einem Rücken etwa 350 m östlich Planitzen ist die Sequenz ebenfalls gut einsehbar, reicht hier aber stratigrafisch noch höher hinauf. In 1.000 m liegen dicht gelagerte, massige korngestützte Kiese mit Blöcken vor, die neben etwas angerundeten Karbonat- und roten Buntsandsteingeröllen, Glimmerschiefer führen. Sand- bzw. Siltlagen sind äußerst selten darin eingeschaltet. Eine zunehmende Kornvergrößerung gegen das Hangende zeigt sich in 1.020 m mit einem Sediment bestehend aus korngestützten kopfgroßen Blöcken mit Kies. Letztlich liegt in 1.050 m Höhe (Lokalität Koordinaten BMN31, R 392356, H 181623) erst ein korngestützter Diamikt vor, der von einer klassischen Grundmoräne, d.h. einem matrixgestützten und massigen Diamikt mit Scherflächen und gekritzten Geschieben (u.a. Marmor), überlagert wird. Das Spektrum der Grundmoräne weist Kristallin und Karbonate auf und belegt damit eine Ablagerung des Draugletschers. Darüber folgen mit sandreichen Kiesen, im Vergleich zu den Ablagerungen unter der Grundmoräne, deutlich feinkörnigere Sedimente, die dann bis zur Hochfläche bei Unterried reichen und im Unterkapitel „Sedimente und Formen des Würm-Spätglazials“ (s.u.) besprochen werden.

Die Grobsedimentfolge von Mittewald im Liegenden der Grundmoräne belegt eine Talfüllung bis zu 150 m über dem heutigen Talboden. Der einzige (relative) stratigrafische Marker ist die Draugletscher-Grundmoräne im Hangenden, die als Würm-Hochglazial eingestuft und wiederum von Sedimenten der Eiszerfallsphase überlagert wird. Diese Mittewald-Einheit ist aufgrund der Sedimentologie am besten als fluviatile Ablagerung zu erklären wobei Paläo-Drauaablagerungen zum Teil mit Schwemmfächersedimenten aus den Lienzer Dolomiten wechsellagern. Letzteres ist angesichts eines heute auch dominanten Schwemmfächers des Griesbaches, der die Drau gegen die nördliche Talflanke drängt, wenig verwunderlich. Die *coarsening-upward*-Sequenz wird als Resultat einer zunehmenden Klimaverschlechterung interpretiert und legt nahe, dass es sich hier um Sedimente der Vorstoßphase handelt, knapp bevor die im Aufbau begriffene hochglaziale Vergletscherung auch diesen Talabschnitt sukzessive erfüllte. Somit wäre die Mittewald-Einheit in Analogie zur Situation im Inntal als Würm-Hochglazial anzusprechen (VAN HUSEN & REITNER, 2011, cum lit.). Allerdings könnten hier noch ältere Anteile, eventuell aus dem Mittelwürm oder sogar aus dem Frühwürm, inkludiert sein.

Die Erhaltung dieser für das Kartenblatt Lienz einzigartigen Situation ist letztlich auf die „schützende“ Felsnische bei Planitzen zurückzuführen, welche die Wirkung der subglazialen Ausräumung im Würm-Hochglazial hintangehalten hat. Zudem lag in dem Abschnitt des Pustertales, zwischen dem im breiten Lienzer Talboden dominanten Iselgletscher im Osten und dem Abfluss von Draugletschereis via Lesachtal im Westen, sicherlich nicht ein schnell fließender Eisstrom vor. Das manifestiert sich in der letztlich kaum ersichtlichen glazialen Überprägung des hier tendenziell V-förmigen und damit maßgeblich fluviatil geprägten Talabschnittes.

Die Abgrenzung der Mittewald-Einheit von den jüngeren Eisrandsedimenten gegen Osten ist aufgrund des Fehlens eines durchgehend kartierbaren Grundmoränen-Horizontes im Hangenden schwierig. In Abwesenheit guter Aufschlüsse, die den Unterschied zwischen Eisrandsedimenten in Deltafazies und den horizontal gelagerten fluvi-

tilen Ablagerungen der Vorstoßphase zeigen, konnte die Abgrenzung nur kursorisch, aufgrund der oben skizzierten relativen Unterschiede, vorgenommen werden. Dieses Problem ist prinzipiell auch in anderen Situationen gegeben, so weiter westlich am Talausgang des Mühlbaches bei Margarethenbrücke (Blatt Hopfgarten in Deferegen), wo die Entscheidung zugunsten von spätglazialen Eisrandsedimenten getroffen wurde. Zudem könnten die Ablagerungen der Vorstoßphase auch in Form von Deltaablagerungen als Belege von ehemaligen und kurzlebigen Eisstauseen während dieser Phase vorliegen, so wie das mustergültig in der Wildschönau (auf UTM Kufstein; REITNER, 2008) oder bei Lainach im Mölltal (auf UTM Lienz-Ost; REITNER, unpublizierte Daten) ausgebildet ist. Gerade in den mächtigen spätglazialen Eisrandsequenzen zwischen Filigisbach und Markbach sowie daran angrenzend (REITNER, 2003b) könnten theoretisch hochglaziale Äquivalente beinhaltet sein. Auch hier fällt, wie in dem Aufschluss 800 m NNW Schrottendorf, eine vergleichsweise dichte Lagerung der sandigen Kiese auf. Diese und vereinzelt auftretende zerdrückte Gerölle, aus allerdings wenig festen Glimmerschiefern, in korngestützten, weitgehend matrixfreien Deltaschichten, könnten als Belege für einen isolierten Rest einer älteren, d.h. hochglazialen Ablagerung, gesehen werden. Demgegenüber ist zu bedenken, dass an dieser Stelle eine ursprüngliche Überlagerung durch Deltasedimente der Eiszerfallsphase in der Größenordnung von 100 bis 200 m Mächtigkeit durchaus plausibel ist und die zuvor beschriebenen Phänomene mit dieser heute erodierten Auflast leicht zu erklären sind. Somit ist ohne stratigrafische Abfolge, mit dazwischen eingeschalteter Grundmoräne als Scheidehorizont, eine Abgrenzung nicht begründbar und wurde auch nicht durchgeführt. Dies auch im Gegensatz zu KLEBELSBERG (1935: 534), der schon dieses Vorkommen bei Planitzen zusammen mit einigen Vorkommen der spätglazialen Eisrandsediment (s.u.) unter „jüngere Interglazialablagerung“ zusammenfasste.

## Sedimente und Formen des Würm-Spätglazials

### Wilfernertal

An den Talflanken des unteren Wilfernertales (Tal des Thaler Baches), wie beispielsweise bei Unterassling und zwischen Brücke (Punkt 1.028 m) und Gehöft Pedretsch, liegen immer wieder mächtige Körper aus **Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase** vor. Diese bestehen aus überwiegend schlecht sortierten, kiesigen bis steinigen Sedimenten, teilweise in diamiktischer Fazies und bezeugen Schüttungen aus eben diesem Tal gegen ± Süden. Aus der Gesamtgeometrie der durch Erosion nun zum Teil isoliert vorkommenden Ablagerungen sind ursprüngliche, minimale Gesamtmächtigkeiten von 250 m rekonstruierbar. Taleinwärts befindet sich der letzte und höchste Schüttungskörper, an der orografisch rechten Seite, südlich Gasserkaser in 1.550 m Höhe.

In den höhergelegenen Quelllästen des Wilfernertales sind dann erstmals **End- und Seitenmoränenkörper** von kleinen Lokalglazischern zu finden, die aus Analogie mit der Situation in der Schobergruppe, höchstwahrscheinlich dem **Gschnitz-Stadial** zuzuordnen sind. So im Einzugsgebiet des Warscherbaches, wo westlich Tschikerkaser (2.026 m) solifluidal abgerundete Seitenmoränen in einem ostorientierten Kar in 2.200 m Höhe ansetzen. Diese periglaziale

Überprägung ist besonders im Kar nördlich des Tullenkogels (2.552 m) ersichtlich, wo eine Vielzahl an Blockgletscherablagerungen in auffälligem Kontrast zum subglazial geprägten Talboden stehen. Das Fehlen von Seiten- und Endmoränen in diesem Kar ist sicherlich mit der Inkorporation derselben in die zuvor erwähnten Blockgletscher zu erklären.

Auch im nördlichen Quellast liegen im Bereich Maierhoferkaser–Jakoberkaser (2.001 m) jedenfalls zwei separate End- bzw. Seitenmoränenkörper mit deutlich abgeflachten Rücken vor, wobei der höhere sich noch intern gliedern lässt. Zu diesen Gschnitz-zeitlichen Ablagerungen dürften auch noch die zwei isolierten Seitenmoränenkörper in 2.250 bis 2.300 m Höhe östlich der Wilfernerlacke gehören, die auf der gedruckten Karte irrtümlich dem Egesen-Stadial zugeordnet wurden. Eine Präsenz eines Gletschers während der Jüngerer Dryas und damit im **Egesen-Stadial** ist auf der Südseite der Deferegger Alpen auf Blatt Lienz jedenfalls in dem Hochkar zwischen Rotstein (2.702 m) und Schlaitner Kogel (2.650 m) wahrscheinlich. Allerdings dominieren hier wiederum Blockgletscherablagerungen, sodass die Definition von Moränenkörpern de facto nicht möglich ist.

Weitere dem **Gschnitz-Stadial** zugeordnete sedimentreiche, aber periglazial überprägte Seiten- bis Endmoränenkörper sind noch südlich vom Lavantsee, im oberen Abschnitt des Monstreitbaches sowie NE Waldhuberkaser (2.002 m) zu finden.

Eine weitergehende Paläogletscherrekonstruktion ist durch die maßgebliche Umgestaltung des Talraumes durch Talzuschübe, insbesondere an der orografisch linken Talflanke (LINNER, 2005), wie auch durch **ehemalige Blockgletscher** beeinträchtigt. Letztere sind in diesem Abschnitt höchstwahrscheinlich **Bildungen der Jüngerer Dryas**, auch wenn sie, so wie jene Blockgletscherablagerung zwischen Wilfernerlacke und Jakoberkaser, mit Terminus in 2.015 m Höhe, für eine Südexposition sehr weit hinabreichen. In diesem Fall ist die tiefe Lage der Zunge, so wie auch für einen ähnlichen Fall im Reinitztal auf Blatt 182 Spittal an der Drau beschrieben (REITNER, 2007b), durch eine Kombination von klimatischer Erwärmung und starker Hangneigung zu erklären. Damit liegt ein Fall von erstaunlicher Blockgletscher-Fließdynamik vor und keineswegs eine außergewöhnlich tiefe Permafrostuntergrenze (auf einem südexponiertem Hang) während der Jüngerer Dryas.

#### **Kristeinertal und talnahe Abschnitte des Pustertales östlich des Thurnbaches**

Auch das Kristeinertal, das vom Talausgang auf Blatt Lienz bis zur Brücke (Punkt 1.400 m; Blatt Hopfgarten in Deferegg) kartiert wurde, ist im unteren Abschnitt bis hinauf zum Gehöft Platzer durch mächtige **Staukörper am Eisrand** aus der **Eiszerfallsphase** gekennzeichnet. Besonders eindrucksvoll ist die jedenfalls 140 m mächtige Ablagerung oberhalb Mittewald, welche die Sedimente der Würm-hochglazialen Vorstoßphase (s.o.) überlagert. Dieses Eisrandsediment liegt bei Unterried nahezu fächerförmig vor und weist auch ein schön ausgebildetes Trockental, als Beleg für die Akkumulation am Rand eines einsinkenden Eiskörpers, auf. Dazu passen auch Deltaablagerungen mit Foreset-Schüttungen Richtung Südosten bis Süden. Von Unterried aufwärts ist der Körper an

beiden Flanken des Kristeinertales, so auch bei Burg und Vergein, ersichtlich. Im Bereich Platzer und beim Kreuz (Punkt 1.385 m) sind die höchstgelegenen Vorkommen dieses Sedimentes zu finden. Talaufwärts schließt daran ein Bereich mit sandigen Diamikten und leicht gerundeten erratischen Blöcken in einer Größe von bis zu 4 m<sup>3</sup> an. Angesichts dieser Gegebenheiten kann nicht ausgeschlossen werden, dass hier während der Abschmelzphase, als die Ablagerung der Eisrandsedimente erfolgte, temporär eine Lokalgletscherzunge lag.

Auch bei Anras lässt sich ein vom Mühlbach geschütteter, fächerförmiger Eisrandkörper von den mit hochglazialer Grundmoräne bedeckten Arealen abgrenzen. Selbiges gilt für den Ausgang des Erlbaches bei Abfalern und den Bereich östlich des Thurnbaches, mit den Ortschaften Bichl und Einöd. Gerade bei den Schüttungen der vergleichsweise kurzen Gerinne, wie z.B. des Thurnbaches, sind die Gerölle aus phyllonitischem Glimmerschiefer in den höheren, hangnahen Abschnitten aufgrund des kurzen Transportes nur eckig bis maximal angerundet, sodass das Sediment schon nahezu das Erscheinungsbild von Hangschutt bekommt.

#### **Literatur**

BUCHENAUER, H.W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). – Marburger geographische Schriften, **117**, 1–276, Marburg.

GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **12**, 223–251, Innsbruck.

HEINISCH, H. (2003a): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Thurntaler-Quarzphyllit und im Altkristallin auf Blatt 179 Lienz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 442–444, Wien.

HEINISCH, H. (2003b): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Thurntaler-Quarzphyllit und im Ostalpinen Kristallin auf Blatt 179 Lienz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 491–493, Wien.

HUSEN VAN, D. & REITNER, J.M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – E & G – Quaternary Science Journal, **60**, 366–387, Greifswald.

KLEBELSBERG, R. V. (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Borntäger).

LINNER, M. (2005): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen, der Schobergruppe und in den Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 371–382, Wien.

LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 179 Lienz, Wien (Geologische Bundesanstalt).

MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geographica Helvetica, **37**, 93–104, Bern.

REITNER, J. (2003a): Bericht 1998/1999 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 516–524, Wien.

REITNER, J. (2003b): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 391–397, Wien.

REITNER, J.M. (2007a): 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. (2007b): Bericht 2005–2006 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**, 672–676, 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**, 248–254, Wien.

REITNER, J.M. & LINNER, M. (2014): Die Quartärgeologie im Raum Lienz und in den Hohen Tauern – ein Testfall für die gegenwärtige Spätglazial-Gliederung. – In: KOINIG, K.A., STARNBERGER, R. & SPÖTL, C. (Hrsg.): DEUQUA 2014: 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24.–29. September, Abstractband, 98–100, Innsbruck.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., HAJDAS, I. & LATTNER, D. (2014): Bergstürze in den Lienzer Dolomiten vom Würm-Spätglazial bis in das jüngste Holozän. – In: KOINIG, K.A., STARNBERGER, R. & SPÖTL, C. (Hrsg.): DEUQUA 2014: 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24.–29. September, Abstractband, 96, Innsbruck.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (in Druck): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial stratigraphy: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*. <https://dx.doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

## Blatt 179 Lienz

Siehe Bericht zu Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen von JÜRGEN M. REITNER

# 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 und Blattnummern angegeben.

## Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

### **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**

KATRIN BÜSEL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

#### **Einleitung**

Die Kartierung vom Sommer 2014 für das Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) umfasst mehrere Teilflächen im Karwendelgebirge. Das Hauptaugenmerk wurde auf quartäre Ablagerungen gelegt.

Im Hinterautal wurden der Jagdgraben bzw. die Gebiete um den Kasten-Hochleger (1.728 m) sowie um die Hinterödalm (1.598 m) kartiert, welche an der Nordseite von Jägerkar-, Östliche Praxmarerkar- und Kaskarspitze (2.470 m, 2.638 m, 2.580 m) in der Gleirsch-Halltal-Kette liegen. Weiters wurden das Praxmarerkar, Kaskar und Sonntagkar im Samertal an der Südseite der Kette sowie das Gebiet um die Pfeishütte (1.922 m) bis zum Stempeljoch (2.215 m) aufgenommen. Im Halltal wurde das gesamte Tal aufwärts des Bettelwurfecks begangen.

Im Vomperloch fanden Untersuchungen im Abschnitt zwischen Überschalljoch (1.912 m) und Bärenklamm statt.

#### **Samertal**

##### **Geologischer Überblick**

Das Gebiet um die Pfeishütte zwischen Gleirschtaler Brandjoch (2.372 m) und Stempeljoch ist aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut. Das Schichteinfallen zeigt eine großräumige WSW–ENE streichende Synklinalstruktur mit dem Faltenkern nahe dem Gleirschtaler Brandjoch und einem sehr steilen Südschenkel in der Rumer spitze (2.454 m). Eine steile Aufschiebungsfläche, die am Stempeljoch aufgeschlossen ist, erstreckt sich nach Westen in den Faltenkern hinein. In den südseitigen Karen der Gleirsch-Halltal-Kette zeigt sich ein Schichtfallen nach SE. Eine auffallende Flexur ist an der Südflanke der Bachofenspitze (2.668 m) innerhalb des Nordschenkels der Synklinalen entwickelt.

#### **Morphologie und quartäre Ablagerungen**

##### **Umgebung Pfeishütte**

Dieses Gebiet gliedert sich in das Kar nördlich der Arzler Scharte (2.158 m) und das Kar westlich des Stempeljochs bzw. nordwestlich des Kreuzjöchls (2.121 m). Nördlich der Rumer Spitze (2.454 m) vereinigen sich die Karflächen zu einer weiten Hochfläche, die bei der Pfeishütte auf rund 1.900 m steil in das Samertal abfällt.

Der kleine Kessel westlich vom Stempeljoch zwischen Stempeljochspitze (2.543 m) im Norden und Thaurer Jochspitze (2.306 m) im Süden ist mit reichlich Moränenmaterial verfüllt, welches von zahlreichen Vertiefungen (Permafrost- oder Suffosionserscheinungen?) übersät ist. Auf einer Höhe von rund 2.090 m zieht ein ausgeprägter Wall quer über den Talboden. Der dazugehörige linke Seitenmoränenwall zieht über dem Nordwest-Rücken der Thaurer Jochspitze bis auf 2.205 m hoch.

Der höher gelegene Teil des Kessels wird von eng gestaffelten Endmoränenwällen umschlossen, an welche auch hier, von vielen kleinen Senken (Permafrost- oder Suffosionserscheinungen?) durchsetztes Ausschmelzmoränenmaterial angrenzt.

Zwei schmale Seitenmoränenwälle ziehen vom Stempeljoch in den Kessel bis an die Masse der Ausschmelzmoräne hinab.

Zwischen dem Nordwestgrat der Thaurer Jochspitze und dem Anstieg zum Kreuzjöchl ist ein schöner Endmoränenwall erhalten. Westlich schließen der Rest eines rechtsseitigen Endmoränenwalles und verschwemmtes Moränenmaterial an.

Nördlich und westlich der Rumer Spitze liegt eine ausge dehnte Block- und Schuttmasse, die von tiefen Senken und Rinnen durchsetzt ist. Randlich sind teilweise ineinander übergehende Blockgletscherkörper abgrenzbar, sodass sich diese Blockmasse in Form einer steilen Stirn vom Karboden abhebt. Sie wird hangseitig von Hang- und Murschutt überlagert.

An den Hangfuß des Gleirschtaler Brandjoches (2.372 m) und der Mandlscharte im westlichen Teil des Kares sind drei fossile Blockgletscher und die Reste eines Seitenmoränenwalles angelagert.

Vom westlichen Teil der Arzler Scharte erstreckt sich ein schmaler Seitenmoränenwall Richtung Nordosten. Im Südwesten hängt er mit kleinen Körpern aus diamiktischem Material und im Nordosten mit einem Endmoränenwall zusammen.

Südlich der Arzler Scharte zieht ein mächtiger Moränenwall von 2.020 m bis auf rund 1.900 m in das Tal der „Arzler Reise“ hinab. Zwischen 1.900 m und 2.000 m ist dieser Wall gestaffelt. Diese Staffeln enden mit einem schwach ausgebildeten Endmoränenwall, der einem Felssporn aufliegt, welcher isoliert aus der Schuttwüste der Arzler Reise ragt.

### **Sonntagkar**

Das Praxmarer- und das Kaskar brechen mit hohen Felsstufen (Hängekare) in das Samertal, dem hinteren Abschnitt des Gleirschtals ab. Das Tal steigt kontinuierlich nach Osten an und verzweigt sich unterhalb der Pfeishütte in das Sonntagkar im Nordosten, das Kar unterhalb des Stempeljochs im Osten und in das Kar, das nach Südwesten zur Arzler Scharte führt.

Der Karboden des Sonntagkars erstreckt sich von einer Höhe von 2.020 m bis unterhalb der Gipfel von Stempeljochspitze, Rosskopf (2.670 m), Hintere Bachofenkar (2.668 m) und Sonntagkarspitze (2.575 m). An die steil aufragenden Wände dieser Gipfel sind Schuttschürzen angelagert, die das ganze Kar umrahmen. Die mächtigsten quartären Ablagerungen liegen im Westteil des Kares. Ein Endmoränenwall begrenzt eine von Blöcken bedeckte Ausschmelzmoräne, die zahlreiche Toteislöcher aufweist. Im höher gelegenen Teil des Kares, unter der Sonntagkarspitze, liegen drei Staffeln von Endmoränenwällen, an welche hangseitig Wälle aus Lawinenschutt angelagert sind.

Ein Felsrücken verläuft in der Mitte des Kares und trennt den stärker eingetieften östlichen Teil vom übrigen Kar. Von Westen zieht ein geringmächtiger Wall über diesen Rücken bis auf eine Höhe von 2.200 m herab. Im östlichen Teil des Kares ist der Felsrücken mit Diamikt bedeckt, der nach Westen von einem schmalen Seitenmoränenwall begrenzt ist. Im tiefsten Teil dieses Abschnitts liegen bucklige Massen aus Schutt und Blöcken. Sie werden im Süden von einem Endmoränenwall umschlossen, der mit einer steilen Böschung über die Karschwelle bis auf 2.000 m Höhe herabreicht.

### **Kaskar**

Im Kaskar sind nur wenige Reste der ehemaligen spätglazialen Vereisung erhalten. Das Kar ist mit Schuttschürzen ausgekleidet. Von der Kaskarspitze zieht ein Felsband quer durch das Kar. Auf diesem Felsband in 2.200 m Höhe liegt ein Endmoränenwall, der hangseitig von einem Schuttfächer bedeckt wird. An der Ostflanke im südlichen Teil des Kares zwischen 2.040 und 2.080 m befindet sich ein lang gezogener Buckel aus Diamikt mit polierten und gekritzten Geschieben. Die Fläche oberhalb der Karschwelle ist im Bereich des Bachbettes mit Blöcken bedeckt. Orografisch rechts vom Bach zieht ein geringmächtiger, aus grobem Blockwerk zusammengesetzter Wall bis zur felsigen Karschwelle vor.

### **Praxmarerkar**

Dieses große Kar liegt rund 350 m über dem Samertal über einer felsigen Steilstufe. Aufgrund der schweren Zugänglichkeit wurde es vom Gegenhang (Südseite Samertal) aufgenommen. Zusätzlich wurden Orthofotos und Laserscanaufnahmen herangezogen.

Es gliedert sich in einen kleineren, kesselförmigen, tiefer gelegenen Teil und einen ausgedehnteren, flachen Bereich zwischen den Praxmarerkarspitzen und der Kaskarspitze. Im tieferen Abschnitt liegt an der Ostseite des Südgrates der Westlichen Praxmarerkarspitze auf 1.960 m ein markant ausgebildeter, geringmächtiger Endmoränenwall. Gestaffelte Endmoränenwälle sind über 2.060 m, im höher gelegenen, westlichen Karbereich anzutreffen. Hangseitig ist Ausschmelzmoräne angelagert. Von diesen Ablagerungen sind sowohl in östlicher Richtung als auch in südlicher Richtung über den Felsrücken in den tiefer gelegenen Karbereich kleinere und geringmächtige Seiten- und Endmoränenwälle zu verfolgen.

Im Osten des Kares, auf rund 2.100 m Höhe, liegen drei wallförmige Körper. Die Fläche nördlich davon, unterhalb der Kaskarspitze, ist unregelmäßig mit Blöcken und Moränenstreu bedeckt. Südlich dieser drei Wälle, unterhalb eines schuttbedeckten Felsrückens, kleidet eine unregelmäßig gebogene diamiktische Masse die Ostseite des Karkessels aus. Im Mittelteil dieses Kessels, zwischen dem klar abgrenzbaren Endmoränenwall im Westen und der diamiktischen Masse im Osten ist verschwemmtes Moränenmaterial anzutreffen.

### **Interpretation**

Aufgrund der Höhenlage und Exposition sind die glazialen Ablagerungen in Praxmarer-, Kaskar- und Sonntagkar dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Gleich alt dürften die Ablagerungen in der Umgebung der Pfeishütte sein. Durch die Gipfel der Nordkette geschützt, und aufgrund der wesentlich größeren Karfläche konnte der Gletscher in der Pfeis bedeutend stärker anwachsen. Die fossilen Blockgletscherablagerungen, die sich teilweise aus Seitenmoränenwällen entwickelten, zeugen von Permafrosttätigkeit nach dem Gletscherrückzug.

## **Hinterautal**

### **Geologischer Überblick**

Der Jagdgraben und das Kar der Hinterödalm verlaufen senkrecht zum W–E verlaufenden Streichen der Hinterautal-Synklinale. Die steil aufragenden Nordwände der Gleirsch-Halltal-Kette bilden den nach S und SE einfallenden, überkippten Südschenkel. Am Fuß des Nordabfalls der Kette ist der Faltenkern aus Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen, der aus dem Lafatscher Tal nach Westen zieht. Die Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten bilden eine an den steilen Nordabfall der Wände angrenzende Hochfläche über dem Hinterautal.

Die Mündung des Jagdgrabens in das Hinterautal ist in Form einer Klamm im Wettersteinkalk ausgebildet. In Südwestlicher Richtung folgen Sandsteine, Tonsteine, Rauwacken und Karbonate der Nordalpinen Raibler Schichten. Zwischen 1.600 und 1.700 m ist eine aus dickbankigem und massigem Wettersteinkalk aufgebaute Rippe aufgeschlossen, die von Osten bis an die Westseite des Zeigerkopfes zieht. Das Kar nördlich unter den Praxmarerkarspitzen ist in Nordalpinen Raibler Schichten angelegt. Aus der verdoppelten Abfolge von Wettersteinkalk und Raibler Schichten lässt sich eine Überschiebung im Kern der Synklinale ableiten, die an einer NE–SW streichenden Störungsfläche erfolgte. Im Bereich des Zeigerkopfs läuft

die Überschiebung in die obere Flachbahn aus Nordalpinen Raibler Schichten hinein und wird sukzessive durch Faltung kompensiert, sichtbar am Rundumstreichen der Schichtung, sodass im westlich gelegenen Kar der Hinterödalm wieder eine ungestörte Abfolge der Synklinale aufgeschlossen ist. Genaue Profilbeschreibungen, mikrofazielle und geochemische Analysen der Nordalpinen Raibler Schichten des Lafatschertales lieferte KRÄINER (1985).

## Morphologie und quartäre Ablagerungen

### Jagdgraben

Westlich der Kastenalm gelangt man über den schmalen, tief eingeschnittenen Jagdgraben nach Süden in das sanduhrförmige Kar des Kasten-Hochlegers. Teils schluffreiches Moränenmaterial bedeckt als Erosionsrest orografisch rechts die flacheren Hangpartien über dem Graben. Ein schmaler Seitenmoränenwall zieht orografisch links zwischen 1.580 und 1.640 m im spitzen Winkel zum Bach. An diesen Wall ist westseitig ein Schwemmfächer angelagert. Dieser wird von zwei Rinnen gespeist, die sich in die mit diamiktischem Material ausgekleidete westliche Seite des Grabens einschneiden.

Eine Felsstufe aus Wettersteinkalk, die zwischen 1.600 und 1.700 m quer über den Graben zieht, trennt die Klamm vom Kar im engeren Sinn. Das Kar wird in einer Höhe von 1.780 m durch eine Engstelle in zwei Bereiche mit unterschiedlichem Charakter geteilt: Im nördlichen Teil, in welchem der Kasten-Hochleger errichtet wurde, setzt sich ein Lockergesteinskörper deutlich vom übrigen Karboden ab. Ein mächtiger Seitenmoränenwall begrenzt diese Masse im Westen. Die Stirn des Walles und der rechte Seitenmoränenwall sind nicht zusammenhängend erhalten. Weitere Reste von rechtsseitigen Seitenmoränenwällen ziehen von der Südwestseite des Gumpenkopfes (1.960 m) zur Kastenalm. Sowohl an der Engstelle auf 1.780 m über dem Bach als auch in einer Rinne westlich vom „Beim See“ ist überkonsolidierte, scherbzig brechende Grundmoräne aufgeschlossen.

Der höher gelegene Teil des Kares ist mit mächtigen Murschuttflächen ausgekleidet. Diese setzen an den halbkreisförmig das Kar umschließenden Felswänden aus Nordalpinen Raibler Schichten an. Zwischen diesen Wänden und den Nordwänden der Gleirsch-Halltal-Kette befindet sich eine Verflachung, die mit Bergsturzmaterial bedeckt ist.

### Hinterödalm

An die westliche Talflanke dieses weiträumigen Kares ist im Umkreis der Almgebäude eine zum Bach geneigte, mit Blöcken bedeckte und randlich mit Murschutt überlagerte Eisrandterrasse angelagert. Der größte Teil der Karwanne wird von einem großen Moränenkomplex ausgefüllt, dessen nördliche und östliche Böschungen durch Blockgletscherschertätigkeit zu steilen Stirnen überformt wurden. Rund um eine Eintiefung im zentralen Teil des Komplexes breitet sich eine mit großen Blöcken bedeckte, von zahlreichen Gräben und Senken charakterisierte Fläche aus, die im nördlichen Teil, noch rückseitig der Böschung, in eng gestaffelte Wälle übergeht. Nordöstlich unterhalb des Hinterödalkopfes (2.453 m) befinden sich zwei weitere, wesentlich kleinere Blockgletscherablagerungen.

Im Südosten des Kars, unterhalb der Praxmarerkarspitzen, und stirnseitig grenzt der Moränenkomplex an Blockmassen. Die Blockmasse an der Stirnseite ist an die Sedimente der oben genannten Eisrandterrasse angelagert; sie ist ostseitig teils von Murschutt zusedimentiert. Aufschlüsse weiter nördlich im Bachbett und in Anrissen auf rund 1.460 m zeigen, dass unter dem Murschutt noch eine rund 15 m mächtige Blockmasse aus Wettersteinkalk steckt, die wiederum überkonsolidiertem, polymiktem Diamikt mit vereinzelt gekritzten Geschieben auflagert.

### Interpretation

Der große Moränenkomplex im Kar der Hinterödalm und die gestaffelten Wälle im Jagdgraben dürften, analog zu den glazialen Ablagerungen im weiter östlich gelegenen Lafatscher Tal, spätglazialen Moränenständen des Egesen-Stadiums entsprechen.

Hingegen ist die im Kar der Hinterödalm an der westlichen Talflanke angelagerte Eisrandterrasse während des Vorstoßes einer wesentlich mächtigeren Eiszunge entstanden. So sind die Aufschlüsse aus überkonsolidierter Grundmoräne im Bachbett zwischen 1.380 und 1.420 m zumindest mit dem Gschnitz-Stadium oder einer älteren Eisstandsphase in Verbindung zu bringen.

Der mit reichlich Blockmaterial bedeckte Moränenkomplex südlich der Hinterödalm kann durch ein Bergsturzereignis erklärt werden, bei welchem die Sturzmasse auf eine nur mehr teilweise mit Gletschereis bedeckte Karfläche stürzte. Anschließend erfolgten Einebnung und Umlagerung der Sturzmasse, sodass sich zwischen dem Moränenkomplex und einem Rest der Sturzmasse an der Westflanke eine Schwemmebene anlagerte.

## Vomper Loch

### Geologischer Überblick

Die Anlage des Vomper Lochs, eines linksseitigen Nebentals des Inntals, folgt der W-E streichenden, nach Norden überkippten Hinterautal-Synklinale mit Nordalpinen Raibler Schichten im Kern, die vom Lafatscher Tal über das Überschalljoch in das Vomper Loch zieht. Das Vorkommen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der Brandrinne im Osten begrenzt, wo die Faltenstruktur zwischen 1.600 und 1.700 m nach Osten in die Luft ausstreicht. Der Südschenkel, in welchem die Nordalpinen Raibler Schichten mit bizarr verwitternder Rauwacke und Brekzie hervortreten, bildet östlich des Überschalljoches mitten im Tal einen Rücken, der nördlich vom Kleinen Bettelwurf (2.650 m) ein Kar abriegelt.

Südwestlich vom Lochhüttl (1.278 m), im Bett des Vomper Baches, ist das Faltenscharnier aus dickbankigem Wettersteinkalk aufgeschlossen. Östlich davon ist das Streichen der Faltenachse nach NE verbogen oder versetzt und verläuft ab der Einmündung des Grubenkars nach ESE.

### Morphologie und quartäre Ablagerungen

Das schmale, tief eingeschnittene, W-E verlaufende Vomper Loch wurde glazial zu einem Trogtal geformt. Im westlichen Abschnitt, am Fuß der senkrechten Wände von Signalkopf (2.504 m) und Großem und Kleinem Bettelwurf (2.726 m bzw. 2.650 m), dominieren ausgedehnte Fels-

sturz- und Schuttkegel die südliche Talflanke. An der Nordflanke sind an der Einmündung der Brandrinne und westlich vom Lochhüttl Reste eines linksseitigen Moränenwalls erhalten. Westlich der Brandrinne bauen zwei Eisrandterrassen in das Tal vor. Sie sind vorwiegend aus blockreichem, strukturlosem Diamikt aufgebaut.

Der Talabschnitt zwischen Lochhüttl und Bärenklamm ist durch mächtige, bis 100 m über dem Talboden aufragende, terrassierte Sedimentkörper, z.T. in Kegelform, aufgefüllt. Wie Aufschlüsse unter dem Grubenkar zeigen, setzen sich diese Körper im Kern aus schlecht sortiertem, undeutlich geschichtetem, blockreichem Diamikt zusammen. In den obersten Metern sind sie von Schutt- und Murschutt überlagert.

### **Interpretation**

Aufgrund der geschützten Lage und des extrem schmalen Talquerschnittes im Vomper Loch lässt sich vermuten, dass die Reste des linksseitigen Moränenwalles, die westlich des Lochhüttls enden, dem Egesen-Stadium zuzuordnen sind. Die beiden Eisrandterrassen westlich der Brandrinne wurden demnach auch in diesem Zeitraum abgelagert.

Die Auffüllung des Talabschnittes westlich der Bärenklamm mit mächtigem diamiktischem Material ist auf eine Stausituation im Bereich der Klamm zurückzuführen, die den Weitertransport von umgelagerten Sedimenten verhinderte. Vermutlich fungierte Eis (Eisrandsituation) als Stauer.

## **Halltal**

### **Strukturgeologischer Überblick**

Das Halltal wird aus Gesteinen der Lechtal- und Inntal-Decke aufgebaut. Die steil gestellte Deckengrenze zieht von der Südseite der Nordkette über das Törl in das Halltal bis an die Südseite der Hüttenspitze (1.858 m). So kommt der an W-E streichenden Faltenachsen großräumig verfaltete Wettersteinkalk der Inntal-Decke auf Juraschichten der Lechtal-Decke (z.B. östlich von St. Magdalena, 1.287 m) zu liegen. Die Anlage des Isstales und des Halltales bis zum Bettelwurfeck (das ist der große Talknick südlich unterhalb der Bettelwurfhütte (2.079 m)) orientiert sich an einer steilen Aufschiebungsfläche im Wettersteinkalk. Diese Störungsfläche zieht vom Stempeljoch (2.215 m) in die Scharte nördlich der Hüttenspitze. Bezüglich weitergehender stratigrafischer und strukturgeologischer Informationen sei auf das geologische Kapitel von BRANDNER (2008) im Dorfbuch von Absam verwiesen.

Die gesamte Südabdachung zwischen Speckkarspitze (2.621 m) und Großem Bettelwurf wird aus dem Südschenkel der Bettelwurf-Antiklinale aufgebaut. Das steile Einfallen der Wettersteinkalk-Schichtplatten bietet optimale Voraussetzungen für die Entstehung von Felsstürzen und Felsgleitungen (siehe unten).

An der Basis der Inntal-Decke liegt Haselgebirge, welches Salz, Gips und Anhydrit führt. Bis Mitte der 1960er Jahre wurde im mittleren Halltal, östlich unterhalb der Wildangerspitze (2.153 m), Salz abgebaut. Ergebnisse tektonischer Gefügeuntersuchungen über die Haller Salzlagerstätte sind bei SCHMIDEGG (1951) nachzulesen.

Das hochmobile Haselgebirge, welches im Untergrund der Südseite des Isstals ansteht, ist die Ursache für kriechende und fließende Massenbewegungen sowie für Einsturztrichter am nördlichen Hangfuß der Wildangerspitze.

Morphologisch zeigen die Kare an der Südseite der Gleirsch-Halltal-Kette eine glaziale Überprägung. Auch die abgeschliffene Form der Hohe Wand Nische ist darauf zurückzuführen.

Über das Törl mit einer Höhe von 1.773 m (nach Alpenvereinskarte Nr. 5/2 Karwendelgebirge Mitte) konnte der Würm-hochglaziale Inngletscher leicht in das Halltal fließen. Zahlreiche kristalline Findlinge auf der Törl-Brekzie (siehe unten) zeugen von der Transfluenz des Inntalgletschers. Haller Zunterkopf (1.966 m) und Hochmahdkopf (1.738 m) wurden auch vom Eis überflossen und abgerundet.

Hingegen ist die Transfluenzrichtung am Lafatscher Joch (2.081 m) nicht eindeutig geklärt. Es gibt in der Literatur Widersprüchlichkeiten: FELS (1929) erwähnt erstmals kristalline Blöcke auf 1.950 m nördlich unterhalb des Lafatscher Jochs; MUTSCHLECHNER (1948) beschreibt kristalline Gerölle im Hinterautal 5 km taleinwärts bis nahe der Jagdhütte Hubertus. Auch am Reps (2.159 m) und im „Buhldurchschlag“ (nach AV-Karte Nr. 5/2) auf der Nordseite des Lafatscher Jochs gibt es Funde hiervon.

### **Quartäre Ablagerungen, Massenbewegungen**

An den nach Süden einfallenden Schichtplatten an der Südflanke von Kleinem Bettelwurf und Speckkarspitze sind mehrere große Ausbruchnischen zu erkennen. Die Hohe Wand stellt die größte Ausbruchnische einer Felsgleitung dar, wobei die Gleitmasse bereits größtenteils ausgeräumt ist.

Ein weiterer Felssturz brach östlich der Hohen Wand zwischen 1.400 und 1.600 m aus. Die Trümmersmasse liegt im Mündungsbereich des Isstals und reicht bis an den Gehenghang. Sie wird vom Bach im Halltal randlich erodiert.

Von der Ostseite des Karteller Jochs (Erhebung nördlich der Herrenhäuser, siehe AV-Karte Nr. 5/2) brach 1697 ein kleiner Felssturz aus (SPÖTL & SPÖTL, 2006).

Die Salz- und Gipsvorkommen im Haselgebirge sorgen an der Südseite des Isstals für „Sackungen“ und Fließbewegungen. Zwischen 1.720 und 1.740 m zieht eine bogenförmige Abrisskante vom Issjöchl (1.668 m) bis an die Nordseite der Wildangerspitze. Durch Gräben voneinander getrennt, bewegen sich vier unterscheidbare, konvexe Schuttkörper in das Tal. Ein linksseitiger Moränenwall, der an diesen Hang angelagert ist, wird auch von den Bewegungen erfasst.

Eine Schuttstrommasse an der Nordseite des Haller Zunterkopfes entstand vermutlich aufgrund der tektonisch stark beanspruchten und zerscherten, steil nach Norden einfallenden Gesteine im Liegenden der Deckengrenze. Die Schuttstrommasse ist seitlich durch eine Brekzie begrenzt. Die Genese und das Alter dieser Brekzie, die westlich von St. Magdalena beim Bildstöckl aufgeschlossen ist, sind nicht geklärt. Im Aufschluss scheinen neben Blöcken und Schutt auch in sich zerbrochene Schichtbänke eingearbeitet zu sein. Die Porenräume sind teilweise mit ockerfarbenen Sintern ausgefüllt.

Die Erforschung der quartären Ablagerungen im Halltal war – neben der Suche nach Kristallinfindlingen und Schlifffgrenzen im Zusammenhang mit hochglazialen Eishöhen – seit jeher auf die dortigen Brekzienvorkommen und deren ungewöhnlicher topografischer Position hoch über dem Tal fokussiert. Es sind dies die Brekzien am Törl, die Brekzien der „Versteinerten Knappen“ (südwestlich der Bettelwurfhütte) und die Brekzien südwestlich des Lafatscherjochs, alle zusammen in rund 1.700–1.800 m Höhe auftretend. Abweichend davon ist das Brekzienvorkommen im sogenannten Eibental östlich von St. Magdalena in „nur“ 1.200 bis 1.300 m Höhe.

Über quartäre Ablagerungen im Halltal berichtete erstmals PICHLER (1859). In ihrer stratigrafisch-strukturellen Arbeit über das südliche Karwendelgebirge gehen AMPFERER & HAMMER (1898) genauer auf die Vorkommen der Gehängebrekzien und die Ablagerungen am Fuß der Hohen Wand ein. In einem Spezialaufsatz beschreibt AMPFERER (1907) die Höttinger Brekzie; hierbei geht er auch auf die Vorkommen im Halltal ein und präsentiert ein N–S-Profil durch die Brekzien bei den „Versteinerten Knappen“ und durch die Eibental-Brekzie. In diesem Zusammenhang betont AMPFERER, dass diese Brekzien Überreste einer ursprünglich zusammenhängenden Schuttfüllung des Tales sind.

In seiner Arbeit über Bergzerreißung im Inntal nimmt AMPFERER (1941) an, dass das Karteller Joch die aus der Hohen Wand Nische heraus gegleitene Felsmasse darstellt und diese sekundär in das darunterliegende Haselgebirge eingesenkt ist. Seiner Ansicht nach ist die Felsgleitung jünger als die Anlagerung der Gehängebrekzie, da der Nische die Auskleidung mit Brekzie fehlt.

In jüngster Zeit hat DELAGO (2005) in seiner Diplomarbeit eine sedimentpetrografische und sedimentologische Analyse der Brekzien vorgenommen.

Die Ausbruchnische der Hohen Wand ist großteils mit verschieden stark zementierten Talusablagerungen (Talusbrekzien) ausgekleidet, die bereits am Wandfuß der Nische ansetzen. Weiters finden sich kakiritartige Ablagerungen (sie bilden zwischen 1.360 und 1.380 m einen kegelförmigen Körper) und im unteren Abschnitt ein spätglazialer Seitenmoränenwall. Dieser Geländebefund lässt folgende Interpretation der zeitlichen Abläufe der Ablagerungsprozesse zu:

Die Talusablagerungen sind stellenweise geschichtet und zementiert und nur randlich und geringmächtig von Hang- und Sturzschutt bedeckt. Rinnen schneiden heute bis auf den darunter anstehenden Wettersteinkalk ein. Aus Analogieschlüssen scheinen die ähnlich zusammengesetzten Talusbrekzien südlich vom Lafatscher Joch in etwa zeitgleich mit den Talusablagerungen in der Hohen Wand gebildet worden zu sein.

Die Hangbedeckung im oberen Bereich wurde zu einem späteren Zeitpunkt abgetragen und in Form von Murenkegeln, die heute gut bewachsen sind, bis an einen Seitenmoränenwall angelagert, der vom Lafatscher Joch in das Isstal herabzieht.

Dieser Wall, der vermutlich dem Gschnitz-Stadium zuzuordnen ist, spricht für ein Felsgleitereignis, das zumindest älter als die Ältere Dryas ist. Die glazial gut abgeschliffene, viel höher liegende Ausbruchnische weist sogar auf ein Würm-hochglaziales bis prä-Würm-hochglaziales Alter der

Nische und der Felsgleitung hin. Im Bachbett unterhalb der Nische liegt zwar Blockmaterial, die Hauptmasse wurde jedoch aus dem Isstal ausgeräumt und im Halltal bis zum Bettelwurfteck umgelagert. AMPFERER & HAMMER (1898) beschreiben an der Einmündung des Isstales eine 40 m tiefe Bohrung, die groben Schutt und Felssturzmaterial, aber kein anstehendes Festgestein erbohrte.

Während des Eisvorstoßes zum Würm-Hochglazial kann folgende paläogeografische Situation angenommen werden: das Eis des Inngletschers reichte bereits annähernd bis auf die Höhe des Törls und verbaute auch den Talausgang des Halltales; gleichzeitig bestand im Hall- und Isstal durch den vorstoßenden Lokalgletscher eine zusätzliche Barriere nach Norden und talauswärts. Im eisfreien Raum zwischen diesen beiden Eiszungen wurde aus den Hängen der Wildangerspitze die Törl-Brekzie geschüttet. Die Schüttungsrichtung ändert sich von Ost und Südost im Bereich der Wildangerspitze auf West an der Nordseite des Haller Zunterkopfs.

Vom Lafatscher Joch und aus dem Großen und Kleinen Speckkar wurden ebenfalls glazifluviale Sedimente geschüttet. Das Ausstreichen der Schichten der „Versteinerten Knappen“ (Lokalität Plattenturm) in die Luft zeigt deutlich, dass die Anlagerung gegen ein Hindernis (Eis?) erfolgte.

Die Eibental-Brekzie ist talauswärts geschüttet worden. Diese Ablagerung stellt eine große Rinnen- bzw. Kanalfüllung hoch über dem Talboden dar, wobei es sich um Sturzablagerungen aus Wettersteinkalk handelt, die fluviatil umgelagert worden sind. Der Hinweis für die Herkunft des Materials durch Sturzereignisse ist in der Grobblocklage an der Basis der Eibental-Brekzie ersichtlich. Die Schichten des Hauptdolomits im Liegenden sind stark zerlegt und scheinen nach Osten „geschleppt“ zu sein. Dies könnte ein Hinweis für eine hochenergetische Ablagerungsdynamik sein.

## Literatur

- AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Eine Anregung zu weiteren Forschungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **57/4**, 727–752, Wien.
- AMPFERER, O. (1941): Bergzerreißungen im Inntalraum. – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **150/3–6**, 97–114, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.
- BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol 1:300.000. – Tirol Atlas, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.
- DELAGO, L. (2005): Geologie des Streifens Törl – Hinterhornalm, Nördliche Kalkalpen, Tirol. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 138 S., Innsbruck.
- FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. – Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft, **202**, 85 S., Gotha.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.

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.

PICHLER, A. (1859): Aus dem Inn- und Wipphale. – Zeitschrift des Ferdinandeums, 3. Folge, Heft 8, 137–232, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzberglagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 159–205, Wien.

SPÖTL, C. & SPÖTL, H. (2006): Die Ochsenquelle und die Frage der Entstehung des Salzbergbaues im Halltal (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **86**, 169–176, Innsbruck.

## **Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck**

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2014 wurde auf dem Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) im Hinterautal sowie im Gleirschtal im zentralen Karwendelgebirge ein gut 13 km<sup>2</sup> großes Gebiet kartiert.

Der bearbeitete Bereich reicht im Hinterautal etwas westlich von der Blattgrenze zum Kartenblatt NL 32-03-22 Telfs (östlich der Brücke – 1.045 m – der Hinterautalstraße über den Laimgraben) taleinwärts bis zur „Hinteren Hocharbeit“, wobei die nach Süden gerichteten, orografisch rechtsseitigen Hänge bis in eine Seehöhe von etwa 1.400 Meter mit einbezogen wurden. Nach Osten wurde bis zu einer Linie vom Vorderen Rossboden über das Hinterödjöchl und den Hinterödkopf (2.453 m) kartiert, nach Süden bis zum mächtigen Hauptkamm der Gleirsch-Halltal-Kette. Im Gleirschtal erstreckt sich das aufgenommene Gebiet von der Blattgrenze (etwas überlappend) im Westen bis zum Südwestgrat des Hohen Gleirsch (Oberer und Unterer Sagkopf, 2.154 m bzw. 1.652 m) im Osten, nach Süden bis zum Gleirschbach wenig östlich des Jagdhauses „Amtssäge“.

### **Schichtenfolge (Festgesteine)**

Die Schichtenfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes reicht vom Wettersteinkalk des Ladiniums bis zum Hauptdolomit des Noriums. Strukturell befindet man sich vollständig in der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems, genauer betrachtet im Kern einer großen, nordvergenten Synklinale (Hinterautal, Hinterautal-Synklinale) bzw. auf dem Südflügel der nach Süden anschließenden Antiklinale (Hoher Gleirsch, Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale; Bezeichnungen nach BRANDNER & POLESCHINSKI (1986). Dieser Südflügel ist gleichzeitig der Nordschenkel der nächsten großen Faltenstruktur, die nach Süden anschließt, der Gleirschtal-Synklinale. Der nordvergente Faltenbau ist typisch für die Inntal-Decke im Karwendel und bedingt auch dessen charakteristische Landschaftsprägung mit aufeinander folgenden, E-W streichenden Gipfelketten und Tälern.

Der im Arbeitsgebiet hauptsächlich in lagunärer Fazies vorliegende **Wettersteinkalk** liegt im Allgemeinen als sehr feinkörniger bis dichter Mudstone vor, dessen frischer Bruch sich in einem sehr hellen Grau oder hellen Braun bzw. Beige zeigt. Des Öfteren wurden diese Mudstones in Form der sogenannten „Messerstichkalke“ vorgefunden. Der Name rührt von den vielen kleinen, etwa 1 cm großen, diffus verteilten länglichen Löchern her, die herausgelöste, ehemalige Evaporitkristalle darstellen.

Gelegentlich beobachtet man Bindstones (hervorwitternde Algenlaminae), die immer in Wechsellagerung mit Bänken, die Intraklasten führen, auftreten (Gezeitenbereich).

Am Hinterödjöchl konnte an den dort ansetzenden Wettersteinkalken (Wandfuß des Hinterödkopfes) lokal Rifffazies nachgewiesen werden. Dieser Geländebefund wurde anhand der massigen, ungeschichteten Ausprägung und der zahlreichen Onkoide gestellt. Ein weiteres, kleines Riffvorkommen („Patch Reef“, Riffnospe) befindet sich am Oberen Sagkopf im Gleirschtal.

Die stratigrafisch anschließenden **Nordalpinen Raibler Schichten** erstrecken sich über weite Teile des Arbeitsgebietes. Meist durch Erosionsgräben oder Talfurchen der Seitenbäche freigelegt, findet man sie hauptsächlich an den Flanken des Hinterautales sowohl in aufrechter, als auch in inverser Lagerung. Ein kleineres Vorkommen wurde im Gleirschtal, am Fuß des Südhangs des Hohen Gleirsch kartiert. Für eine allgemeine Beschreibung der Nordalpinen Raibler Schichten soll auf den Kartierungsbericht 2012 von SCHUH (2013) auf Blatt NL 33-01-13 Kufstein verwiesen werden. Eine ausführliche Charakterisierung der Nordalpinen Raibler Schichten auf dem angrenzenden GK50 Blatt 117 Zirl findet sich in der Arbeit von BRANDNER & POLESCHINSKI (1986).

An einigen Lokalitäten des Arbeitsgebietes konnten mehr oder weniger vollständige stratigrafische Profile der Nordalpinen Raibler Schichten aufgenommen werden. Anhand mehrerer Musterprofile im Hinterautal in stratigrafisch aufrechter Lagerung (Kohlergraben, Reichengraben, Breitgrieskarbach, Wetzsteingraben), möchte der Verfasser die im Gelände vorkommende Schichtabfolge kurz erläutern:

Über den dickbankigen Lagunenkalke des Wettersteinkalkes setzt, sofern keine tektonische Reduktion stattgefunden hat, der erste **Raibler Schiefertone-Horizont** ein: farblich dunkelgrau bis schwarz, gelegentlich rostbraun, sehr dünnblättrig und scherbzig brechend, erreicht dieser unterste Horizont eine Mächtigkeit von bis zu mehreren Metern (Kohlergraben, Breitgrieskarbach).

In Folge treten deutlich hervorwitternde, dunkel graubraune, im Dezimeterbereich gebankte **Raibler Sandsteine** auf, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern (Profile orografisch links, z.B. Wetzsteingraben) und maximal 2–4 Meter (Profile orografisch rechts, z.B. Kohlergraben) schwankt. Beispielhaft zu studieren sind die Sandsteine im Profil Kohlergraben, wo zwei aufeinander folgende, Meter mächtige Sandsteinhorizonte zwischen den Schiefertönen lagern.

Anschließend dominieren Karbonate die Abfolge. In den meisten Fällen, jedoch nicht immer, lagert über den Sandsteinen und Schiefertönen eine deutlich hervorwitternde, gelblich braune Bank eines sehr fossilreichen Packstones (mit dem Leitfossil *Myophoria*). Die darauffolgende, lateral

mehr oder weniger konstante Sequenz setzt sich mannigfaltig zusammen und ist hervorragend im Profil „Wetzsteingraben“ zu studieren. Es fanden sich vor allem mittelbankige, bis zu einem Meter mächtige, calzitische Rauwacken, nebst dünnbankigen, laminierten Kalken, gelblichen, „mürben“ Dolomiten, Sphaerocodienkalken und Flaserkalken. Vereinzelt konnte auch ein zweiter Schiefer-ton-Horizont (z.B. Wetzsteingraben) im oberen Drittel dieser Abfolge aufgenommen werden. Allen Profilen gemeinsam ist der Abschluss dieser mehrheitlich karbonatischen Sequenz durch einen ca. 5–8 Meter mächtigen, zum Teil rauwackigen Kalkriegel, der im Gelände eine weithin sichtbare, markante Felsstufe bildet.

Bewegt man sich weiter in das stratigrafisch Hangende, so fällt ein steigender Anteil an mehr oder weniger dolomitischen Karbonaten auf. Siliziklastika sind ab diesem Niveau nicht mehr vertreten. Die im Zentimeterbereich gebankten, hell gelblichen **Raibler Dolomite** wittern aufgrund ihrer generellen Beschaffenheit – „sandig-mürbe“ (siehe auch SCHUH, 2013) – deutlich zurück. Gelegentlich beobachtet man auch kompakte, laminierte, dem unteren Hauptdolomit ähnliche Dolomite. Im Allgemeinen treten mehrere dieser Dolomit-Sequenzen auf (ca. 5 bis 10 Meter mächtig), sie werden von hervor witternden, 0,5 bis 1 Meter dicken, calzitischen Brekzienhorizonten (zentimetergroße, dolomitische Komponenten) unterbrochen. Auch hier schließt ein etwa 3 bis 5 Meter mächtiger Kalkriegel, ähnlich dem im vorangegangenen Absatz beschriebenen, die Abfolge ab. An Stellen, an denen der stratigrafische Übergang der Nordalpinen Raibler Schichten in den Hauptdolomit aufgeschlossen ist (z.B. vis à vis des Kohlergrabens am Fuß der Gleirschwände), wiederholt sich diese lithologische Sequenz noch einmal, ehe dünnbankige Dolomite kontinuierlich in den Hauptdolomit überleiten.

Demgegenüber stehen die invers gelagerten Profile der Raibler Schichten am Fuß der Wettersteinkalkwände vom Hinterödkopf bis zum Hohen Gleirsch (2.492 m). Als erstes fällt der tektonisch stark reduzierte, basale Schiefer-ton-Horizont auf, der im Schnitt eine maximale Mächtigkeit von wenigen Zentimetern erreicht. Ebenfalls leicht unterschiedlich zu den aufrechten Abfolgen, folgt dem Schiefer-ton ein knolliger, ca. 1 Meter mächtiger, im frischen Bruch hellroter Kalk oder ein dunkelbrauner, wellig geschichteter, fossilreicher Kalk. Eine dünnbankige Sequenz aus Dolomit-laminiten und Kalken, gefolgt von einer mächtigen Kalkrippe schließt sich an. Letztere ähnelt der lagunären Fazies des Wettersteinkalkes, weist jedoch eine etwas dunklere Färbung und zahlreiche rostrote Schlieren und Flecken auf.

Bewegt man sich im Profil weiter nach unten (im stratigrafischen Sinne Richtung Hangendes), so findet man, ähnlich wie bei den aufrecht gelagerten Profilen, recht variable Gesteinstypen: u.a. kommen Sequenzen von Rauwacken, „mürben“ Dolomiten und knolligen Kalken vor, die in mehr oder minder regelmäßigen Abständen von dickbankigen, teils rauwackigen, mittelgrauen bis mittelbraunen Kalkrippen unterbrochen werden.

Auf eine lithologische Beschreibung des Hauptdolomits soll hier verzichtet und ebenso auf den Kartierungsbericht 2012 (SCHUH, 2013) verwiesen werden. Das Verbreitungsgebiet dieses Schichtglieds beschränkt sich auf das Hinterautal. Die Gleirschwände mit ihrem für das Gestein charakteristischen, zerfurchten Erscheinungsbild sowie der Hirschkopf (1.828 m) sind aus Hauptdolomit aufgebaut.

## Tektonik – die wichtigsten strukturellen Beobachtungen

1. Große, nordvergente Synklinal- bzw. Antiklinalstruktur.
2. Abschiebungskontakte zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten.
3. Tektonische Reduktion der unteren Anteile der Nordalpinen Raibler Schichten in der inversen Abfolge Wettersteinkalk/Nordalpine Raibler Schichten.
4. Schrägaufschub innerhalb des Wettersteinkalkes.

1. Das gesamte Arbeitsgebiet ist strukturell als großräumiger, nordvergenter Faltenbau angelegt. Dessen Synklinal- (Karwendeltäler) und Antiklinalstrukturen (Karwendelketten) prägen das „Karwendel typische“ Landschaftsbild: mehr oder minder sanfte, nach Süden gerichtete Schichtthänge stehen steilen Nordwänden (Schichtköpfe) gegenüber. Die Achse der „Hinterautal-Synklinale“ streicht in etwa ESE–WNW und lässt sich durch den im Kern liegenden, zerfurchten Hauptdolomit verfolgen. Jenseits der Westgrenze des Arbeitsgebietes erweckt das Kartenbild den Eindruck, als werde die Faltenachse von SW–NE streichenden Blattverschiebungen gekappt.
2. An zwei Lokalitäten wurden Abschiebungskontakte zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten festgestellt:

Am oberen Ende des Reichengrabens beobachtet man orografisch links, auf ca. 1.300 Meter Seehöhe, einen auffälligen Geländeabsatz. Raibler Kalke fallen hier relativ flach (etwa 35°) nach Süden ein und kommen, getrennt durch eine steil (80°) nach Südwesten einfallende Harnischfläche im Wettersteinkalk neben demselben zu liegen. Der direkte Kontakt ist wegen Schuttbedeckung nicht einsehbar. Die flächenhafte Kartierung unmittelbar westlich dieser Abschiebung ergibt ein Kartenbild (weit herunter reichender Wettersteinkalk), welches mehrere, strukturelle Lösungsansätze nahelegt. Der Verfasser erlaubt sich, zwei Hypothesen in den Raum zu stellen: a) die Abschiebungsfläche könnte im Reichengraben bzw. orografisch rechts desselben in eine dextrale Seitenverschiebung übergehen, oder b) die Fläche ist nicht planar, sondern im Bereich Reichengraben konkav und westlich davon konvex gebogen (ähnlich einem Wellblechdach). Durch den Geländeverschnitt entstehe das vorliegende Kartenbild.

Auf eine ähnliche strukturelle Situation trifft man im Südteil des Arbeitsgebietes (Gleirschtal): im Blutsgraben, auf ca. 1.700 Meter Seehöhe lagern flach nach Süden einfallende Raibler Dolomite unmittelbar neben lagunärem Wettersteinkalk. Ein direkter Kontakt respektive eine Störungsfläche wurden hier nicht vorgefunden. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen abgeschobenen „Block aus Raibler Schichten“, dessen seitliche „Störungsschienen“ vom Blutsgraben und dem weiter südlich herabziehenden namenlosen Graben südlich des Sulzgrates nachgezeichnet werden.

3. Am Fuß der Wände zwischen Hinterödkopf und Hohem Gleirsch ist die Schichtenfolge invers gelagert. Aufgrund tektonischer Reduktion ist der untere Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten (Schiefer-ton, Sandsteine) hier stark reduziert bzw. fehlt völlig.

4. Nördlich der Senke des Blutsgrabens durchschlägt eine markante, ENE streichende Störung den Wettersteinkalk. Ihre nördliche Fortsetzung verläuft unter dem Hangschutt. Mit großer Wahrscheinlichkeit zieht sie im Hauptdolomit der Gleirschwände weiter, bevor sie sich im Schutt der Talfüllung verliert. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine Schrägaufschiebung.

### Morphologie

Die Morphologie des Arbeitsgebietes ist, wie bereits erwähnt, „Karwendel typisch“ geprägt und gegliedert. Ein Querschnitt von Nord nach Süd gibt folgendes topografisches Profil wieder:

Die mittelsteil nach Süden einfallenden Schichthänge der dritten Karwendelkette (von der Pleisenspitze (2.569 m) gegen Osten ziehend, auch Karwendel-Hauptkette oder Vomper Kette genannt) stoßen ab etwa 1.300 Meter Seehöhe auf eine leicht geneigte, zum Teil auch horizontale Terrasse. Diese ist in zwei Absätze (größtenteils Lockersediment und Raibler Schiefertone) mit einer dazwischenliegenden Steilstufe (Raibler Kalke respektive Dolomite) gegliedert. Die Seitenbäche, welche die wannenartig ausgeschürften Kare (Hinterkar und Breitgrieskar) entwässern, schneiden sich kerbförmig in diese Terrasse ein und bieten einen Einblick in deren Aufbau (Details dazu, siehe unten). Eine unterste Steilstufe im Lockersediment leitet in den mit alluvialen Sedimenten gefüllten Talboden über (Hauptlieferant des Materials ist der Wettersteinkalk).

Jenseitig steigt der Nordhang mit typischer „Schwemmkegelneigung“ (zum Teil auch Sturzkegel) relativ sanft an, überwindet die Steilstufe der Gleirschwände (Hauptdolomit) und geht in eine aus Nordalpinen Raibler Schichten und Sturz- respektive Verwitterungsschutt aufgebaute Terrasse über. Diese wird lediglich vom Erosionskessel des Wasserkarls durchbrochen und ist östlich des Wasserkarlkopfes nicht vorhanden. Stattdessen gliedert sich dieser Teil des Arbeitsgebietes in die sanfte Erhebung des Hirschkopfes, das schüsselförmige Wetzsteinkar und den geschwungenen Trog des Weiten Tales. Südlich schließen die steilen, aus Wettersteinkalk aufgebauten Nordwände des Hohen Gleirsch an. Ab dessen Südhängen wiederholt sich die im vorangegangenen Absatz beschriebene Morphologie bis hinunter zur Talfurche des Gleirschbaches.

### Quartäre Sedimente im Detail

Ein beispielhaftes Profil für eine Gletscher-Vorstoßphase mit anschließendem Rückzug findet man im Hinterautal nahe der Westgrenze des Arbeitsgebietes auf der orografisch rechten Talseite unmittelbar neben der Straße: **Proximale, grobe Schotter** (Wildbachsedimente, vermutlich Würm-Hochglazial) sind zu unterst sichtbar. Darüber folgen ca. ein Meter **feingeschichtete Seeschluffe** (regelmäßig eingelagerte **Dropstones** bis zu Faustgröße), die wiederum von mehreren Metern (**Würm-hochglazialer Moräne**) überlagert werden. Die in der Folge geschütteten, deutlich geschichteten **Flussschotter** zeigen den Eiszerfall bzw. Gletscherrückzug an. Die partiell auftretende Deltaschrägschichtung gibt einen Hinweis auf eine lokale Seebildung im Zuge des Eiszerfalls. Ein neuerlicher An-

stieg des Feinanteiles (Schluff) in den Schottern nach oben hin könnte ein Indiz für einen neuerlichen, lokalen (spätglazialen?) Gletschervorstoß sein. Außergewöhnlich in dieser Abfolge ist das Vorkommen von (**früh?**) **zementierten (Wildbach-)Konglomeraten** im unteren Niveau der oben erwähnten Flussschotter, die nur in diesem Aufschluss direkt beobachtet werden konnten. Diese Konglomerate müssen jedoch lateral wesentlich weiter verbreitet sein, da im Böschungsschutt oberhalb der Talstraße immer wieder Gerölle/Blöcke derselben gefunden wurden.

### Moränen des Egesen(?)-Stadiums

**Lokalmoränen** sowie die dazugehörigen Wallformen kommen an mehreren Orten des Kartierungsgebietes vor. Sehr augenscheinlich sind diese im Weiten Tal und im Wetzsteinkar (Bezeichnung auf der Alpenvereinskarte Nr. 5/1) zu beobachten. Diese spätglazialen Ablagerungen könnten, so die Meinung des Verfassers, dem Vorstoß der Gletscher in der Kaltphase der Jüngeren Dryas und damit dem Egesen-Stadium zuzuordnen sein. Die sehr gute Erhaltung der Wälle, die Vergesellschaftung der Moränen mit **Blockgletscherablagerungen** und Überlegungen zur damaligen Schneegrenze stützen diese Hypothese. Auch die Hintereinanderreihung mehrerer Wälle (zwei parallele, Zungenende nahe Ufermoränen im Weiten Tal) ist ein Indiz für jenen spätglazialen Zeitabschnitt.

### Moränenwälle am Ausgang des Breitgries- und Hinterkares

Vereinzelte, wesentlich tiefer liegende Wallformen sind an den Mündungen des Breitgries- sowie des Hinterkares in das Hinterautal erhalten. Vermutlich wurden diese **Moränen** im spätglazialen Abschnitt des **Gschnitz-Stadiums** aufgeschüttet.

Würm-hochglaziale Grundmoräne wurde vor allem an den terrassenartigen Hängen des Hinterau- und Gleirschtales sowie an geeigneten Stellen für deren Erhaltung, z.B. im Lee von Rücken kartiert.

Spätglaziale Hang-, Sturz- und Murschuttkörper säumen in erster Linie den Wandfuß der von zahlreichen Rinnen und Erosionsnischen zerschnittenen Gleirschwände.

Große, rezente Hangschuttkörper breiten sich am Fuß der Nordwände zwischen Hinteröd Kopf und Hohen Gleirsch aus.

Spät- und postglaziale Fels- und Bergsturzaflagerungen finden sich ganz im Osten des Arbeitsgebietes im Bereich „Hintere Hocharbeit“.

### Literatur

BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines: Neue Folge, **68**, 67–92, Stuttgart.

SCHUH, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 430–432, Wien.

# Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

MICHAEL SCHUH  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurde auf dem Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) im Gleirschtal (südwestliches Karwendelgebirge) ein ca. 14 km<sup>2</sup> großes Gebiet aufgenommen.

Der untersuchte Bereich umfasst zum einen die nördliche Talflanke der Amtssäge im Westen bis zum Meridian der Östlichen Praxmarerspitze (2.638 m) im Osten. Dazu zählen das Gleirscher Riegelkar, das Katzenkopf-Massiv, das Jägerkar, das Jägerkarl, das Ofenloch sowie das kleine namenlose Kar östlich davon. Höchste Erhebungen im Gebiet nördlich des Gleirschbaches sind der Hohe Gleirsch (2.492 m), der Große Katzenkopf (2.531 m), die Mittlere Jägerkarspitze (2.608 m), die Jägerkarlspitze (2.470 m) und der Doppelgipfel der Westlichen und Östlichen Praxmarerspitze (2.642 bzw. 2.638 m). Zum anderen wurde von der südlichen Talflanke von West nach Ost das Gebiet des Pürzlkopfes (1.681 m), der äußerste Teil des Kleinkristentals, der Angerwald, die nordöstliche Hälfte des Mandltals, (Grubach und Mühlkar bis zu den Gleirschzähnen) sowie der breite Rücken des Niederbrandjochs und sein Steilabbruch in das Samertal (Schattenbrand) kartiert. Markante Gipfel in der Südumrahmung sind das Gleirschtaler Brandjoch (2.372 m), die Mandlspitze (2.366 m), und die Gleirscher Spitze (2.317 m). Von der Kartierung ausgespart wurde ein ca. 2 km<sup>2</sup> großes Gebiet beidseits des Gleirschbaches (Möslalm, Bodenwald, Birchegg, Kreidenegg), das in etwa der Ausdehnung der großen Felsgleitung Birchegg entspricht, die von der Mühlwand an der Nordseite des Tales ausgebrochen ist. Im Südwesten schließt das Kartierungsgebiet von J. Gruber an (siehe GRUBER, 2016).

## Schichtenfolge (Festgesteine)

Die Schichtenfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes deckt sich mit jener des Jahres 2014 (SCHUH, 2016), reicht also vom Wettersteinkalk des Ladiniums bis zum Hauptdolomit des Noriums. Strukturell liegt das Kartierungsgebiet 2015 ebenso vollständig in der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems. Genauer betrachtet handelt es sich um den Kern einer großen E-W streichenden, hier symmetrischen bis leicht nordvergenten Synklinale bzw. um den Südflügel und Scheitel der nach Norden anschließenden Antiklinale (Kamm vom Hohen Gleirsch über die Mittlere Jägerkarspitze bis zur Westlichen Praxmarerspitze). Dieser großzügige Faltenbau ist typisch für die Inntal-Decke im Karwendel und bedingt auch dessen charakteristische Landschaftsprägung mit aufeinander folgenden, E-W streichenden Gipfelketten und Tälern.

Der gesamte im Arbeitsgebiet vorgefundene **Wettersteinkalk** liegt in lagunärer Fazies vor. Hauptsächlich wurden sehr feinkörnige bis dichte Mudstones vorgefunden, deren frischer Bruch sich in einem sehr hellen Grau oder hellen Braun bzw. Beige zeigt. Des Öfteren treten diese Mudstones in Form der sogenannten „Messerstichkalke“ auf.

Der Name rührt von den vielen kleinen, etwa 1 cm großen, diffus verteilten länglichen Löchern her, die herausgelöste, ehemalige Evaporitkristalle darstellen. Als charakteristisches Fossil tritt die Schnecke *Omphaloptycha sp.* in der Lagune des Wettersteinkalkes auf, deren Steinkern-Abdrücke vor allem im Bereich Jägerkar und „In den Flecken“ immer wieder gefunden wurden. Etwas weniger häufig beobachtet man Bindstones (hervorwitternde Algenlaminae), die immer in Wechsellagerung mit Bänken, die Intraklasten führen, auftreten. Faziell handelt es sich also um stetig sich wiederholende Gezeitenzyklen.

Weniger als 10 % der Fläche des diesjährigen Arbeitsgebietes werden von den **Nordalpinen Raibler Schichten** eingenommen. Für eine ausführliche Beschreibung soll auf den Kartierungsbericht 2014 (SCHUH, 2016) verwiesen werden.

Die Vorkommen von Nordalpinen Raibler Schichten finden sich, mit Ausnahme kleiner Erosionsreste am Niederbrandjoch, im Bereich „Angerwald“. Das ist eine Festgesteinsterrasse auf der orografisch linken Seite des Gleirschtalles zwischen „Kreidenegg“ und Möslalm (1.262 m). Der dazugehörige Sockel wird größtenteils aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut. Der Wettersteinkalk endet nach Westen in einem markanten N-S streichenden Graben in südlicher Verlängerung der „Katzenkopfkamm“. Westlich des Grabens stehen die Nordalpinen Raibler Schichten an. Im Graben ist das vollständigste Schichtprofil der Nordalpinen Raibler Schichten im Kartierungsgebiet aufgeschlossen. Infolge tektonischer Überprägung (Störungsnähe, mehr dazu im tektonischen Teil) ist der untere Profiltail sehr chaotisch gelagert und lässt somit keinen direkten Vergleich zu den an den Nord- und Westhängen des Hohen Gleirsch und im Hinterautal beschriebenen Abfolgen (SCHUH, 2016) zu. Die Basis der Schichtfolge bilden dickbankige, dunkelgraue bis rötlich braune Kalke. Daran anschließend treten stark verwitterte Schiefertone zutage, gefolgt von schmutzig weißen („mürben“) bis rötlich braunen, im Zentimeterbereich gebankten, stark bituminösen Kalken. Bewegt man sich in das stratigrafisch Hangende nach Süden, so findet man wiederum stark verstellte (saiger stehende) Schiefertone, die an einer etwa 20 mal 50 Meter großen Erosionsnische auf der orografisch linken Grabenseite freigelegt sind. Der Blockschutt an der Basis des Nischenausbruchs besteht hauptsächlich aus Raibler Kalken, untergeordnet auch aus Mergeln, welche am nördlichen Rand der Nische anstehen. Oberhalb und südlich (beides auf der orografisch linken Grabenseite) schließt ein ca. 3 Meter mächtiger Kalkriegel die Schiefertonauffolge ab.

Der obere Teil des Profils zeigt mehr oder minder wieder die übliche Raibler Abfolge. An der Basis trifft man auf eine relativ mächtige Schiefertonauffolge (ca. 5 bis 10 Meter mächtig), welche, von einer ein bis zwei Meter dicken Onkolithbank („Sphaerocodienbank“) abgeschlossen wird. Auf letztere folgt ein ca. 5 Meter mächtiger Kalkriegel, der eine Wandstufe mit einem kleinen Wasserfall bildet. Darüber folgen bis etwa auf Höhe des Angerwald Forstweges abwechselnd Dolomite (z.B. Zentimeter bis Dezimeter gebankte, braune Grainstones) und Kalke (Zentimeter bis Dezimeter gebankt und z.T. laminiert). In der Folge dominieren Dolomite, die teilweise hell und typisch sandig mürbe oder rauwackig ausgebildet sein können und zwischen die sich sehr dunkle, fast schwarze Feinstlaminiten einschalten.

Diese Abfolge leitet kontinuierlich in den stratigrafisch hängenden Hauptdolomit über.

Für eine lithologische Beschreibung des *Hauptdolomits* soll auf den Kartierungsbericht 2012 (SCHUH, 2013) verwiesen werden. Die Verbreitung desselben beschränkt sich auf den Bereich Pürzlkopf im äußersten Westen des Kartiergebietes.

### **Tektonik – die wichtigsten strukturellen Beobachtungen**

1. Großer, offener bis nordvergenter Synklinalbau (vergleiche SCHUH, 2016).
  2. Störungskontakt zwischen dem Wettersteinkalk und den Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich Angerwald.
  3. Rampenüberschiebung vom Wettersteinkalk auf die Nordalpinen Raibler Schichten am Niederbrandjoch.
1. Das diesjährige Arbeitsgebiet ist strukturell von einer großräumigen, offenen bis leicht nordvergenten Großsynklinale geprägt. Die Faltenachse dieser asymmetrischen, wannenförmigen Synklinale verläuft von Osten (Niederbrandjoch, Raibler Schiefertone als Erosionsrest vorliegend) nach Westen (Pürzlkopf, Hauptdolomit) und taucht nach Westen leicht ab. Die Schichtfolge im Synklinalkern wird dadurch nach Westen immer jünger. Der Nordschenkel fällt flach nach Süden, der Südschenkel steil nach Norden ein.
  2. Im Bereich Angerwald (Nordflügel der in Punkt 1 beschriebenen Synklinale) durchschlägt eine bedeutende Störung die Schichtenfolge. Diese Störung (siehe stratigrafischer Teil) wird durch einen tief eingeschnittenen Graben nachgezeichnet. Die Bewegungsfläche, auf der auch ein flach nach Süden einfallendes Linear (Bewegungssinn unklar) gemessen wurde, ist steil nach WNW geneigt. Östlich der Störung stehen Bänke des lagunären Wettersteinkalkes, westlich davon Nordalpine Raibler Schichten an. Diese Geländesituation täuscht dem Betrachter eine dextrale Seitenverschiebung vor. Vermutlich fand an dieser Störungsfläche aber eine schräge Abschiebung mit anschließender Nord-Süd-Einengung statt. Wenn man den Wettersteinkalk in seine ursprünglich horizontale Lage zurück rotiert (das oben erwähnte Linear würde dann mit etwa 45° nach Norden einfallen), müsste man die Nordalpinen Raibler Schichten in schrägem Winkel zum Wettersteinkalk abschieben, um die aktuelle strukturelle Situation (Wettersteinkalk auf gleichem Niveau mit den Nordalpinen Raibler Schichten) zu erhalten. Die Schiefertone müssten dabei – ihre mechanischen Eigenschaften würden dafür sprechen – eine synthetische Flexur bilden, da der Geländebefund und das Kartenbild den Eindruck erwecken, als wären diese in die Störung hineingeschleppt, um danach wieder auszuweichen. Diese Hypothese wird von den vorliegenden Messwerten und Geländebegehungen gestützt, soll aber nicht den Anspruch auf vollständige Klärung der lokalen strukturellen Gegebenheiten erheben.
3. Auf eine sehr eindrucksvolle tektonische Situation trifft man am Niederbrandjoch. Wie schon im stratigrafischen Teil und in Punkt 1 angesprochen, befinden sich an dieser Lokalität zwei voneinander getrennte Erosionsreste von Nordalpinen Raibler Schichten, welche auf unterschiedlichen Höhenniveaus lagern. Die Ursache dieses Niveauunterschiedes liegt in einer nach Nordwesten gerichteten Rampenüberschiebung, die im Gelände in mittel- bis dickbankigen Wetterstein-Lagunenkalken im Bereich des westlichen Raibler Erosionsrestes (Liegendscholle) einsehbar ist. Die Raumlage der Schichtung biegt von flachem Südost-Fallen über eine Rampenfalte (die B-Achse taucht flach nach Südwesten ab) in steiles Nordwest-Fallen um. Die logische, nicht mehr sichtbare Fortsetzung wäre ein Umbiegen in eine inverse Lagerung. Nordwestlich unterhalb der Falte stehen von Blockschutt verdeckte, verwitterte Raibler Schiefertone an. Wettersteinkalk ist somit in beispielhafter Weise über Nordalpine Raibler Schichten geschoben. Die Einengungsrichtung von SE nach NW deutet auf ein eoalpines Alter der Überschiebung hin.

### **Morphologie und quartäres Landschaftsbild**

Um die Morphologie des diesjährigen Arbeitsgebietes anschaulich darzustellen, ergibt es Sinn, diese anhand eines topografischen Nord-Süd-Profiles näher zu erläutern.

Meist tief eingeschnittene Kare untergliedern das Arbeitsgebiet nördlich des Gleirschbaches, das Teil der Gleirsch-Halltal-Kette (auch zweite Karwendelkette genannt) ist. Dazu zählen das lange, geschwungene und talförmige Gleirscher Riegelkar, das weit offene Kar „In den Flecken“, das große, kesselförmige Jägerkar, sowie die zwei kleineren „Hängekare“ Jägerkarl und das namenlose Kar östlich davon. Die beiden am tiefsten eingeschnittenen und am weitesten nach Norden ausgreifenden Kare (Gleirscher Riegel- und Jägerkar) weisen sehr steile bis senkrechte Karwände auf, die bei Betrachtung des Schichteinfallens in den Scheitel und in den Südschenkel der Bettelwurf-Antiklinale (BÜSEL, 2016) bzw. in den Nordschenkel der südlich anschließenden Gleirschtal-Synklinale eingetieft sind. Die Schichtung fällt in allen Kären großteils flach nach Süden bis Südosten (?) in Richtung Gleirsch-/Samertal ein. Die unteren Hangbereiche bis zur Talsohle wirken abgeschnitten und bilden Wände, die als glazial gebildete Trogwände (Abb. 10) interpretiert werden können. Der am Fuß der Wände angehäuften Schuttsaum (teils in Kegelform vorliegend), reicht zum Teil bis zu den Talalluvionen oder verzahnt sich mit den Eisrandsedimenten bzw. der Moräne des Haupttales in Fällern, wo der Talboden breit genug ist. In der Südflanke des Großen Katzenkopfes und der Mittleren Jägerkarspitze ist der Trogwandcharakter durch die große Ausbruchsnische (Mühlwand) der Felsgleitung des Birchegg zusätzlich überprägt und hangeinwärts zurückgesetzt. Der ursprüngliche Talboden des äußeren Samer- und des Gleirschtales ist mit den kuppigen Ablagerungen dieses Massenbewegungsereignisses z.T. verschüttet (Kreidenegg, Birchegg). Das Gleirscher Riegel- und das Jägerkar münden ohne Hängestufen in das Gleirsch- bzw. Samertal. Auch die markanten Moränenablagerungen dieser beiden Kare stehen mit jenen des ehemaligen Gleirschtal-Gletschers in direkter Verbindung.

Der zentrale Teil des Arbeitsgebietes wird vom plateauartigen, nach Norden und Süden scharf abbrechenden und glazial überformten Niederbrandjoch eingenommen. Die Steilabbrüche des Plateaus sind hierbei auch glazial (südliche Trogwand des Samertales) geformt worden. Zwischen dem Mandl- und dem Kleinkristental ist die terrassenförmige Verflachung des Angerwaldes ausgebildet, die durch die flachen Lagerungsverhältnisse (Nordschenkel der Groß-Synklinale) und das stärkere Zurückwittern der Nordalpinen Raibler Schichten auf dem unterlagernden, Wand bildenden Wettersteinkalk entstanden ist.

Im Mandltal vereinigen sich mehrere tief eingeschnittene Kare (Hafelekar, Mühlkar), die durch scharfe Felskämme (Gleirschätze) getrennt sind. Die Karböden werden teils von spätglazialen Moränen, hauptsächlich jedoch von ausgedehnten Blockgletscherablagerungen eingenommen. In den Mündungsbereichen des Mandl- und Kleinkristentales setzen Wallformen spätglazialer Moränen morphologische Akzente. Im gesamten Arbeitsgebiet sind NNW- bis NNE-streichende, subvertikale Störungen durch tiefe Rinnen, Scharten und Klammern gekennzeichnet. Beispiele sind die Katzenkopfkamm und der beschriebene Graben im Angerwald.

### Quartäre Sedimente

**Zementierte Bachschotter:** Etwa 500 m östlich der Brücke P. 1.447 (Samertal) wurde an der hangseitigen Böschung der Talstraße ein zementiertes Konglomerat nachgewiesen. Dieses lässt sich taleinwärts an mehreren Einzelaufschlüssen auf eine Erstreckung von etwa 300 m verfolgen. Dabei wechseln sich sehr grobe (Steine, Kiese), schlecht sortierte Konglomerate mit kiesigen bis grobsandigen, gut sortierten Konglomeraten ab. Oftmals beobachtet man eine Schrägschichtung, die ehemalige Rinnenfüllungen indiziert. Vermutlich sind diese fluviatilen Sedimente eine Folge des Wasserrückstaus, der durch die Ablagerungen der großen Felsgleitung an der Mühlwand ausgelöst wurde (mündliche Mitteilung ALFRED GRUBER, GBA).

Eine vermutlich Würm-hoch- bis Würm-spätglaziale Eisrandterrasse aus nicht näher differenzierten **Sturz-, Hang- und Murschuttsedimenten** (Blöcke, Kies und Sand, kein schluffiges Material) befindet sich auf der orografisch linken Seite des Samertales.

**Moränen des Egesen-Stadiums:** Wie bereits im Zuge der Kartierung des Jahres 2014 im Hinterautal beobachtet wurde (SCHUH, 2016), kommen Lokalmoränen sowie die dazugehörigen Wallformen an mehreren Orten des Arbeitsgebietes vor, beispielsweise im Gleirscher Riegelkar, im Jägerkar, im Jägerkarl, sowie im Mandltal (Mühlkar). Indizien wie die gute Erhaltung der Wälle, die Vergesellschaftung mit Blockgletscherablagerungen, die Staffelung mehrerer Wälle, sowie Überlegungen zur damaligen Schneegrenze (ein holozänes Alter kann ausgeschlossen werden) stützen die Annahme, dass es sich um spätglaziale Ablagerungen von Gletschervorstößen in der Jüngeren Dryas-Zeit (Egesen-Stadium) handelt.

**Ältere Moränen (Gschnitz-Stadium):** Im Zuge der spätglazialen Gletscherschwankungen – so die Meinung des Verfassers – sollte auch der bedeutende Gletschervorstoß im Zeitraum von rund 15.000 Jahren vor heute (Äl-

tere Dryaszeit, Gschnitz-Stadium) deutliche Spuren hinterlassen haben. Grundmoränen, die diesem neuerlichen Vorrücken der alpinen Gletscher zuzuordnen sein könnten, befinden sich an den Ausgängen des Gleirscher Riegel- sowie des Jägerkares. Wallformen, die höchstwahrscheinlich ebenfalls in diese stratigrafische Position fallen, wurden an der Einmündung des Kleinkristentales in das Gleirschtal, südlich von P. 1.323 (Gleirschtal) und östlich des Bildstocks P. 1.536 (Samertal) aufgenommen.

Als **supraglazialer Blockschutt (Obermoräne) des Würm-hochglazialen Eiszerfalls** wurden jene Ablagerungen ausgeschieden, die aufgrund ihrer Zusammensetzung (größere Ansammlungen von bis zu hausgroßen Blöcken auf Moräne) als Ablagerungen einer Massenbewegung auf einem ehemaligen Gletscher gedeutet wurden. Solche Ablagerungen findet man z.B. im Gleirschtal etwas westlich der Möslalm. Vergleichbare Bildungen aus dem Würm-Spätglazial kommen im Gleirscher Riegel- und im Jägerkar vor.

Im Mandltal wurden zwei im Grundriss tropfenförmige Sedimentkörper mit einer Mächtigkeit von ca. 15 bis 20 Metern und einer Länge von etwa 30 bis 50 Metern vorgefunden. Die Längsachsen beider Formen sind parallel zur Fließrichtung des ehemaligen Gletschers ausgerichtet. Zumindest einer der beiden Sedimentkörper weist auch einen Felskern auf. Es könnte sich daher um **Drumlins** handeln, denen in der Legende eine separate Signatur zugewiesen wurde.

**Blockgletscherablagerungen:** Ein Großteil der Fläche des Mandltales wird von diesen typischen Erscheinungen des Alpinen Permafrosts eingenommen. Diese gletscherzungenförmigen Schuttkörper und ihre Böschungen sind alle bewachsen und daher als **Ablagerungen fossiler Blockgletscher** aus dem Würm-Spätglazial gedeutet worden. Mehrere Blockgletscherkörper mit dazugehörigen Wallformen grenzen unmittelbar aneinander und wurden als Einheit zusammengefasst. Wie im Grubach ersichtlich ist, dürften die dortigen Blockgletscherablagerungen aus spätglazialen Endmoränen hervorgegangen sein. Kleinere Blockgletscherablagerungen befinden sich im Gleirscher Riegelkar, im Jägerkar und im Jägerkarl.

Immer in Verbindung mit Moränen oder Blockgletscherablagerungen treten kleine Flächen mit **konischen, kreisrunden**, eng nebeneinander gelegenen **Senken** (Durchmesser ca. 1 m) auf. Solche findet man „In den Flecken“, im Jäger- und im Mühlkar. Diesen Senken wurde in der Legende eine eigene Signatur zugewiesen, ihre Genese ist unklar (Suffosion? Toteis? Permafrost?).

Ein **Toteisloch** mit etwa 15 Meter Durchmesser und einer Tiefe von ca. 3 m wurde in Moränenablagerungen am östlichen Ende des Angerwaldes aufgenommen.

### Literatur

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.

BÜSEL, K. (2016): 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, **156**, 293–298, Wien.

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.

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.

SCHUH, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 430–432, Wien.

SCHUH, M. (2016): 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.

## **Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandltal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck**

JOHANN GRUBER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Geografische Lage**

Das in den Sommermonaten August und September kartierte Gebiet befindet sich im südlichen Karwendelgebirge, nördlich von Innsbruck (Nordkette).

Die Westgrenze des Arbeitsgebietes fällt großteils mit dem westlichen Blattrand der Österreichischen Karte 1:50.000 – Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) zusammen. Sie verläuft etwa zwischen der Hohen Warte (2.597 m) im Süden und dem Pürzelkopf (1.681 m) im Norden und umfasst somit die höchstgelegenen Bereiche des Osthangs des Kleinkristentales.

Die Nordbegrenzung verläuft südlich des Gleirschtals vom Pürzelkopf im Westen quer über das vordere Kleinkristental und entlang der Forststraße südlich des Angerwaldes bis zum Angerbach (Mandltal) im Osten. Die Ostbegrenzung des Arbeitsgebietes wird durch den Angerbach und die Gleirschzähne gebildet. Die Südgrenze verläuft entlang des Hauptkammereiches der Nordkette von der Gleirschspitze (2.317 m) im Osten bis zur Hohen Warte im Westen. Weitere markante Berggipfel in diesem Kamm sind die Hafelekar Spitze (2.334 m), die Seegrubenspitze (2.435 m), der Kemacher (2.480 m) und die Vordere und Hintere Brandjochspitze (2.559 m bzw. 2.599 m). Der Hauptkamm der Nordkette entsendet nach Norden mehrere scharfe Unterkämme, welche die tiefen Kare des Großkristen- (Hip-

penkar), des Kleinkristen- (Arzler Kar, Frau-Hitt Kar, Sattel- und Kumpfkar) und des Mandltales (Hafelekar, Mühlkar) trennen. Diese scharfen, langen Gratschneiden gipfeln in den Grubreisentürmen (2.266 m), in der Kumpfkarspitze (2.393 m) und in der Hippenspitze (2.388 m). Abgesehen von den Karen in der Solsteingruppe sind die „Südhänge der Nordkette“ morphologisch wenig untergliedert.

### **Geologischer Rahmen**

Das kartierte Gebiet befindet sich vollständig innerhalb der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems und zwar an dessen Südrand.

Die Inntal-Decke überlagert die Lechtal-Decke an den Südhängen der Nordkette im unteren Drittel. Die Inntal-Decke besteht hier aus einer Schichtfolge, die vom Alpenen Buntsandstein (Höttinger Graben, Vintler Alm) bis zum Hauptdolomit (Gleirschtal, Gebiet um Seefeld) reicht. Weiter östlich kommen im Halltal an der Basis der Inntal-Decke auch noch Salze und Tone des permischen Haselgebirges vor.

Das dominante stratigraphische Element sind die anisich-ladinischen Plattformsedimente, insbesondere die mächtigen Riff- und Lagunenkalke des Wettersteinkalkes.

Innerhalb der Inntal-Decke treten große, etwa E–W streichende Faltenstrukturen auf. Von Süden nach Norden sind dies die Großfaltenstrukturen der Zirler Mäher-Synklinale, der Solstein-Antiklinale und der Gleirschtal-Synklinale sowie der Bettelwurf-Antiklinale.

### **Stratigrafie**

Die stratigraphische Schichtfolge der Festgesteine reicht innerhalb des kartierten Gebietes von der Reichenhall-Formation des unteren Anisiums bis zum Hauptdolomit des Noriums, wenn man von einer vermutlich Würm-hochglazialen Gehängebrekzie nordwestlich unterhalb der Hippenspitze absieht.

#### **Reichenhall-Formation (unteres Anisium)**

Die Reichenhall-Formation tritt als ältestes Schichtglied an der Südgrenze des kartierten Gebietes westlich der Frau Hitt (2.270 m) an der Nordkette auf. Diese evaporitischen Ablagerungen bilden die tektonisch extrem zerlegten (deformierten) und ausgedünnten Abscherhorizonte der höheren Scherbahnen eines NW- bis N-gerichteten Überschiebungssystems (siehe Abschnitt „Tektonik“).

Es handelt sich um ockerfarben und zellig-löchrig anwitternde Rauwacken und Dolomite mit vereinzelt Einschaltungen von dünnen Eisenhydroxidlagen bzw. Eisenocker.

An der Südseite der Nordkette, im knapp außerhalb des Kartierungsgebietes gelegenen Abschnitt zwischen der Frau Hitt und der Schaferhütte (1.717 m) sowie westlich der Seegrube (Bergstation auf 1.900 m) ist die Reichenhall-Formation vollständiger und in größerer Mächtigkeit erhalten.

Der Übergangsbereich zwischen der Reichenhall-Formation und den typischen Gesteinen der Virgloria- bzw. Annaberg-Formation ist u.a. südlich des Langen Sattels (2.258 m), knapp außerhalb des Arbeitsgebietes aufge-

schlossen. Hier treten kompakte, dm-gebankte, hellgraue bis beige Dolomite mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m auf. In diesem Abschnitt fallen wiederholt dm- bis m-große Bereiche auf, in denen die Dolomite hellrot verfärbt sind und bereichsweise zellig-löchrig anwittern. Diese Ausbildung, die häufig an kleinere Störungen gebunden ist, könnte auf Lösung durch Verkarstung zurückgehen.

Diese Lithotypen sind kleinräumig auch am Fuß der nord-exponierten Wand westlich der Frau Hitt aufgeschlossen.

### **Virgloria-/Annaberg-Formation (Anisium)**

Eine Differenzierung zwischen der Virgloria-Formation und der Annaberg-Formation im Kartierungsmaßstab war im Gelände nicht möglich, da kennzeichnende Lithotypen der beiden Formationen eine Wechselfolge im Meterbereich bilden. Die beiden Formationen wurden deshalb bei der Kartierung zu einer stratigrafischen Einheit subsummiert.

Diese anisische Abfolge ist im kartierten Gebiet westlich der Frau Hitt sowohl in der Liegend- als auch in der Hangendscholle des bereits oben erwähnten Überschiebungssystems aufgeschlossen. Aufgrund der tektonischen Deformation gibt es jedoch kein durchgehend aufgeschlossenes Profil, obwohl die Aufschlussverhältnisse gut sind.

Südlich einer schuttbedeckten Rinne, die von der Frau Hitt in das Frau Hitt Kar hinunter führt, sind am Wandfuß über den oben beschriebenen hellen Dolomitbänken wellig geschichtete hellgraue-beige, mergelige Kalke sowie eben geschichtete, ebenfalls hellgraue bis beige Kalke aufgeschlossen. In diese dm-dicken Kalkbänke sind vereinzelt dünngebankte, rötliche Kalke und hellgraue Dolomitbänke eingeschaltet.

Nördlich der Rinne treten mittel- bis dunkelgraue, teilweise stark bioturbate, wellig geschichtete Kalke auf, die mit m-mächtigen, hellbraunen bis beigen, dünn gebankten knolligen Kalken wechsellagern. In der Abfolge kommen auch die für die Virgloria-Formation kennzeichnenden „Wurstelkalke“ vor, die durch gehäuft auftretende Wühlspuren und Bohrgänge gekennzeichnet sind. Vereinzelt sind cm-dicke Kalkarenitbänke und dünne Crinoidenkalkbänke eingeschaltet.

Die Kalkarenite und vereinzelt auftretenden dünnen Crinoidenkalkbänke sind typisch für die Annaberg-Formation, fleckige, stark bioturbate, knollige Kalke und die eigentlichen Wurstelkalke kennzeichnen die Virgloria-Formation.

An der Südseite der Nordkette, im Bereich Seegrube–Frau Hitt–Langer Sattel sind die anisischen Schichtglieder in einem durchgehenden Profil vollständig aufgeschlossen (NITTEL, 2006).

### **Steinalm-Formation (Anisium)**

Dieses Schichtglied ist über den dünngebankten Kalken der Virgloria-/Annaberg-Formation westlich unterhalb der Frau Hitt in Form mehrerer m-dicker, massiger, hellgrauer Kalkbänke aufgeschlossen, die in das stratigrafische Jüngere mächtiger werden. Diese Plattform-Fazies leitet nahtlos, ohne Einschaltung der Reifling-Formation zum darüber folgenden Wettersteinkalk-Riff über. Aufgrund dieser faziellen Entwicklung und der starken tektonischen Deformation in diesem Bereich ist die Hangendgrenze der Stein-

alm-Formation nicht klar erkennbar. Daher kann für die Steinalm-Formation lediglich eine Mindestmächtigkeit von etwa 30 m angegeben werden.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtglieder des Alpenen Muschelkalkes dürfte im Arbeitsgebiet 150 m betragen.

### **Wettersteinkalk (oberes Anisium bis unteres Karnium)**

Der sehr gut aufgeschlossene Wettersteinkalk nimmt nahezu den gesamten Südteil des Arbeitsgebietes ein und hat die größte flächenmäßige Verbreitung aller Schichtglieder.

Innerhalb dieser tektonisch steilgestellten, meist steil nordfallenden Abfolge lässt sich eine ältere, massig ausgebildete Riff-/Vorrifffazies von einer jüngeren, mehr oder weniger deutlich gebankten Lagunenfazies unterscheiden.

### **Rifffazies**

Im Arbeitsgebiet sind die (vergleichsweise verwitterungsbeständigen) Riffkalke entlang der Nordkette zwischen der Gleirschspitze (2.317 m) im Osten und dem Kemacher (2.480 m) im Westen durchgehend aufgeschlossen.

Diese lassen sich entlang des Goetheweges und entlang des Innsbrucker Klettersteiges exemplarisch studieren (BRANDNER & RESCH, 1981).

Für die meist hell- bis mittelgrauen Kalke sind die sogenannten „Großoolithe“ kennzeichnend, die u.a. bereits von AMPFERER & HAMMER (1898) erwähnt wurden. Dabei handelt es sich um cm- bis dm-große Hohlräume, die durch eine Reihe konzentrisch angeordneter Generationen von radiaxialen Kalzit-Zementen ausgefüllt sind. Vereinzelt ist noch ein zentraler Hohlraum erhalten geblieben.

Der Übergang von der massigen Rifffazies in die nördlich anschließende Lagunenfazies lässt sich an der Nordkette bereichsweise schwer eingrenzen, was u.a. auch in der teilweise starken tektonischen Überprägung des Wettersteinkalkes begründet ist. Nördlich des Kemachers (2.480 m) lassen sich die beiden Schichtglieder gut voneinander abgrenzen. Die stratigrafische Liegendgrenze zur Steinalm-Formation kann, wie bereits oben erwähnt, nicht eindeutig festgelegt werden, weshalb nur ungefähre Mächtigkeitsangaben möglich sind. Die Mächtigkeit der massigen bis dick gebankten Riff-Vorrifffazies nimmt entlang der Nordkette von einem zentralen Bereich nahe dem Hafelekar nach Osten und nach Westen deutlich ab. Sie beträgt im Bereich des Hafelekars ungefähr 300 m, weiter westlich im Bereich des Kemachers ca. 200 m und im Bereich der Vorderen Brandjochspitze noch maximal 100 m.

### **Lagunenfazies**

Der weitaus überwiegende Teil des Wettersteinkalkes entfällt im kartierten Gebiet auf die Lagunensedimente der Wettersteinkalk-Plattform.

Diese hellgrauen bis beigen Kalke sind im basalen Teil mit m-dicken Bänken generell dickbankig entwickelt. Eine Ausnahme bilden die dünngebankten, aus Algenlaminiten bestehenden Kalke im Bereich des Langen Sattels südwestlich des Kemachers (2.480 m).

Gegen das stratigrafisch Hangende wird die Abfolge generell dünnbankiger und die Bankung zunehmend deutlicher.

Die obersten 250 bis 300 m bestehen aus einer zyklischen Wechselfolge von dm- bis m-dicken Kalkbänken und dm- bis m-dicken Einschaltungen von dünnbankigen, meist feinlaminierten hell- bis mittelgrauen Dolomiten. Einzelne Dolomitbänke zeigen eine sedimentäre Brekzierung mit mm- bis cm-großen (Kantenlänge), mittelgrauen Komponenten in einer beige Matrix. Die Kalkbänke bestehen aus Algenlaminiten, die vor allem in der Anwitterung gut erkennbar sind. Daneben nehmen gegen das stratigrafisch Hangende die sogenannten „Messerstichkalke“ deutlich zu. Dabei handelt es sich um m-dicke, graue bis beige Kalke mit zahlreichen mm- bis cm-großen Hohlräumen mit länglich-ovalem Querschnitt, die auf hypersalinare Bedingungen innerhalb der Wettersteinkalk-Lagune hinweisen.

Die erosionsanfälligeren Dolomite wittern, auch aufgrund der Steilstellung der Abfolge, deutlich zurück, wodurch die Kalkbänke als Rippen reliefartig hervortreten.

Was die Bankungsdicke betrifft, zeigt sich bei Kalken und Dolomiten ein gegenläufiger Trend. Während die Einschaltungen von Dolomiten zum Top der Abfolge zunehmend dickbankiger werden, nimmt die Bankungsdicke der Kalke deutlich ab.

### **Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)**

Die Nordalpinen Raibler Schichten treten im Kartierungsgebiet im Bereich des Arzler Kars und innerhalb einer nordvergenten Synklinalstruktur im Bereich Widdersberg (2.015 m)-Angerwald auf, wo sie zum Teil sehr gut aufgeschlossen sind.

Über den Lagunensedimenten des Wettersteinkalkes folgt mit scharfem Kontakt der erste Schiefer-ton-Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten. Dieser bildet im Abschnitt zwischen dem Kleinkristental im Westen und dem Mandltal im Osten eine 40 bis 50 m breite, stark zurückwitternde, etwa in E-W-Richtung verlaufende Rinne, die bis auf einen kleinen Abschnitt im Bereich des Widdersberges zur Gänze von blockigem Kalkschutt bedeckt ist.

Unmittelbar südlich des Widdersberges treten innerhalb des ersten Schiefer-ton-Horizontes m-mächtige, Illit führende, schwarze bis grünlichbraune, dünnblättrig brechende Silt- und Tonsteine, quarzreiche Feinsandsteine, dm- bis m-dicke Bänke aus dunkelgrauen, hellbraun bis ockerfarben anwitternden Onkolith-Kalken sowie stark bioturbate Kalkmergel und Mergel in dm-dicken Bänken auf. Einzelne dünne Kalkbänke bestehen überwiegend aus Muschelschill u.a. der *Auster Lophamontiscaprilis* (KLIPSTEIN).

Über dem ersten Schiefer-ton-Horizont folgen bis zum zweiten, etwa 10 m mächtigen Schiefer-ton-Horizont überwiegend m-dicke, hellgrau-beige, verkarstete Kalkbänke, die mit dm-bis m-dicken, stark zurückwitternden Silt- bis Tonsteinen und Mergeln alternieren. Daneben treten in der Abfolge auch cm- bis dm-dicke hellgraue bis hellbraune, teilweise strukturelose, teilweise feinstlaminierte Dolomitbänke auf. Vereinzelt sind dm- bis m-dicke Bänke aus sedimentären Brekzien eingeschaltet. Östlich unterhalb des Widdersberges kommen zurückwitternde helle Einschaltungen mit Slumping-Strukturen und synsedimentär zerglittenen, dm-dicken Bänken vor.

Der untere Teil der Nordalpinen Raibler Schichten, in welchem Kalke, Mergel, Silt- und Tonsteine wechsellagern, erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von 150 bis 200 m.

Der obere Teil, in welchem vor allem Rauwacken und Dolomite auftreten, entspricht dem dritten Karbonat-Horizont sensu JERZ (1966). Er besteht aus einer sehr variablen, vermutlich über 250 m mächtigen Wechselfolge von kompakten mittel- bis dunkelgrauen, bräunlich anwitternden, bituminösen Dolomiten, Mürbdolomiten und zellig bis kavernös anwitternden mittelgrauen bis hellbraunen Rauwacken mit stark wechselnden Bankungsdicken.

Im oberen Teil dieser Abfolge sind wiederholt dm-dicke Bänke aus intraformationellen sedimentären Brekzien von graubeiger Farbe sowie dm-dicke Mergelbänke eingeschaltet. Innerhalb der mergeligen Einschaltungen sind vereinzelt synsedimentäre Slumpingstrukturen erkennbar.

Der Übergang zum Hauptdolomit, aufgeschlossen an der Nordseite (orografisch linken Seite) des Arzler Kars, ist durch bituminöse Dololaminite gekennzeichnet, wie sie auch im basalen, ca. 200 m mächtigen Teil des Hauptdolomits auftreten.

Die dolomitisch-evaporitische Abfolge des oberen Abschnitts der Nordalpinen Raibler Schichten erreicht im Arzler Kar eine Mächtigkeit von 200 bis 250 m.

Die Gesamtmächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten beträgt im Arbeitsgebiet 350 bis 400 m.

### **Hauptdolomit (Norium)**

Der Hauptdolomit ist als jüngstes triassisches Schichtglied im kartierten Gebiet östlich und westlich des Kleinkristentales aufgeschlossen.

Wie oben bereits erwähnt, besteht der basale, ca. 200 mächtige Teil des Hauptdolomits überwiegend aus stark bituminösen mittelgrauen, bräunlich anwitternden, dm-dicken feinstlaminierten Dolomitbänken. Bereichsweise sind dünnbankige, dunkelgraue Dolomite eingeschaltet.

Darüber nimmt der Anteil der bituminösen Dolomite deutlich ab und es folgt eine Wechselfolge von graubraun anwitternden, dm-gebankten strukturlosen Dolomikriten, mittelgrauen Dolospariten und dünngebankten mittel- bis dunkelgrauen Algenlaminitbänken. Vereinzelt sind in diese Abfolge helle, schmutzig-weiße bis beige dm-dicke Dolomitbänke eingeschaltet.

Die Hangendgrenze des Hauptdolomits zum Plattenkalk befindet sich nordwestlich außerhalb des Arbeitsgebietes. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 1.000 bis 1.200 m.

## **Quartäre Ablagerungen**

### **Gehängebrekzie im Bereich Arzler Kar - Hippenspitze**

Nordwestlich unterhalb der Hippenspitze (2.388 m), am Geländerücken, der das Arzler Kar (Kleinkristental) im Osten vom Großkristental im Westen trennt, ist eine hellgraue, nahezu matrixfreie monomikte Gehängebrekzie mit eckigen Komponenten aus Wettersteinkalk aufgeschlossen. Es ist eine deutliche Schichtung im dm-Maßstab erkennbar, die durch einen Wechsel der Korngrößen (Feinkies bis Steine) bedingt ist.

Die Schichtung fällt mittelsteil etwa nach Westen gegen den heutigen Hang ein.

Die heutige Position der Gehängebrekzie ist nur verständlich, wenn man eine völlig andere morphologische Ausgangssituation zur Zeit ihrer Bildung annimmt. Vermutlich handelt es sich um eine hochglaziale Eisrandbildung.

### **Spuren der Würm-hochglazialen Vereisung**

Die einzigen Zeugen der Würm-hochglazialen Vergletscherung sind Reste von Grundmoränenablagerungen südlich des Angerwaldes.

MUTSCHLECHNER (1948) beschreibt in seiner Arbeit u.a. auch die höchsten Fundorte von (v.a. kristallinen) erraticen Geschieben im Karwendelgebirge. Im Bereich der Gleirschspitze („Gleirschköpfeln“) fand er ein gerundetes Geschiebe aus Quarz, das vermutlich aus der würmzeitlichen Hochvereisung stammt.

Ansonsten gibt es zahlreiche morphologische Hinweise für die hochglaziale Vereisung, wie z.B. abgerundete Grate und Schliiffkehlen.

Die Kare selbst sind im Zuge mehrerer Eiszeiten geformt worden.

### **Moränenablagerungen der spätglazialen Stadien**

Im Kartierungsgebiet gibt es eine Reihe von tief ausgeschürften, nordexponierten Karen als augenscheinlichste Hinterlassenschaft der Vereisungen. Diese Kare verlaufen quer zum Streichen der Schichtung, oft in Verbindung mit Störungen. Von Westen nach Osten sind dies: das Hippenkar, das Frau-Hitt Kar, das Sattelkar, das Kumpfkar, das Steinkar (Stoankar), das Hafelekar sowie das Kar westlich der Gleirschspitze.

In den Karen finden sich zahlreiche Hinterlassenschaften der stadialen Vergletscherungen des Würm-Spätglazials. Dies sind Seiten- und Endmoränen sowie zum Teil auch Grundmoränen (fluted moraines), die gestaffelt von den hinteren Karen bis in das Gleirschtal auftreten. Die auf ca. 1.200 bis 1.300 m gelegenen Moränen am Ausgang des Groß- und Kleinkristentals im Bereich Möslalm könnten auf das Gschnitz-Stadium zurückgehen.

Die Moränenwälle, die auf Höhe 1.900 bis 2.000 m die Karausgänge abschließen, sind eher dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Frische Anschnitte, in denen das Moränenmaterial aufgeschlossen ist, sind selten. Im Arzler Kar, wo die Erosionsreste eines auf eine spätglaziale Vorstoßphase zurückgehenden Endmoränenwalls aufgeschlossen sind, treten rein karbonatische Diamikte mit wenig Feinanteil auf. Die eckigen bis kantengerundeten Komponenten, deren Größe von Feinkies bis m-großen Blöcken reicht, sind zum Teil gekritzelt. Das Komponentenspektrum besteht aus Wettersteinkalk, daneben treten auch Komponenten der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits auf. Die Komponenten der Moräne am Langen Sattel stammen vermutlich zur Gänze aus dem Wettersteinkalk.

### **Blockgletscherablagerungen**

Zwischen den Moränen des Gschnitz- und den höchstgelegenen Moränen des Egesen-Stadiums sind im Mandltal mehrere konvexe, gletscherartige Lockersedimentkörper ausgebildet. Diese sind mit ihren typischen morphologischen Merkmalen wie steilen frontalen Böschungen, Wül-

ten und Vertiefungen im Sedimentkörper als fossile Blockgletscher bzw. Blockgletscherablagerungen zu deuten. Zum Teil sind die Blockgletscher aus reinen Hang- und Blockschutthalden hervorgegangen, teilweise entwickelten sie sich aus End- und Seitenmoränen. Sie waren vermutlich im Spätglazial aktiv.

Von KERSCHNER (1993) gibt es eine Detailstudie über die Blockgletscher an der Nordseite der Nordkette.

### **Hang- und Murschuttablagerungen**

An den steilen Flanken der Kare innerhalb des Wettersteinkalkes treten, teilweise blockige, Sturz- und Hangschutt- ablagerungen, meist in Kegelform auf.

Die Hangschuttschürzen und -kegel aus dem Hauptdolomit an der Nordseite des Arzler Kars sind aufgrund ihrer kleinstückigen Verwitterung generell wesentlich feinkörniger.

Häufig sind diese Schutt- ablagerungen durch Murgänge umgelagert. Muren- und Schwemmkegel, die v.a. im Kleinkristental häufig auftreten, entwickelten sich am Ausgang von Erosionsrinnen.

Vor allem tektonisch zerlegte Gesteine an Störungszonen fungieren aufgrund ihrer hohen Verwitterungsanfälligkeit als Liefergebiet für Hang- und Murschutt- ablagerungen.

## **Tektonik**

Wie bereits erwähnt, wurden die Gesteine des Arbeitsgebietes durch eine weitspannige Faltung geprägt. Die Plattformsedimente des Wettersteinkalkes sind über weite Bereiche des Arbeitsgebietes am Nordschenkel der Solstein-Antiklinale steilgestellt. Im Abschnitt zwischen dem Großkristental im Westen und den Gleirschzähnen im Osten streichen die Lagunensedimente generell in ENE-Richtung und fallen in der Regel steil nach NNW ein. Bereichsweise sind sie überkippt und steil südfallend. Die geringe Streuung der Schichtlagerungswerte ist auf die mechanische Kompetenz der Wettersteinkalk-Plattform zurückzuführen. Die weitspannige Faltung dieser Abfolge erkennt man an den nordexponierten Wänden der Brandjochspitzen (Vordere Brandjochspitze, 2.559 m und Hintere Brandjochspitze, 2.599 m), wo der Wettersteinkalk (Lagune) im Kulminationsbereich der Solstein-Antiklinale eine flache Schichtlagerung aufweist. Das Abtauchen der Schichtung nach Norden ist weiter westlich an der Nordwand des Kleinen (2.541 m) und des Großen Solsteins (2.637 m) eindrucksvoll aufgeschlossen.

Abgesehen von den Großfaltenstrukturen reagieren die Plattformsedimente auf tektonische Beanspruchung bruchhaft, was an den zahlreichen Störungen erkennbar ist, welche die gesamte Wettersteinkalk-Plattform zerhacken.

Die mechanisch inkompetenteren Gesteine der anisichen Schichtglieder und die Nordalpinen Raibler Schichten wurden zwar ebenfalls in den großräumigen Faltenbau einbezogen, es herrscht hier jedoch ein anderer Deformationsstil vor, da sie bereichsweise auch an Sekundärfalten kleinräumig deformiert wurden.

In der Folge werden einige tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet kurz beschrieben.

## **Störungen und Faltenstrukturen im Bereich der Frau Hitt**

Die anisichen Schichtglieder im Nahbereich der Frau Hitt weisen ein komplexes Deformationsmuster auf. Am Fuß der Nordwand, die von der Frau Hitt nach Westen in das Frau Hitt Kar zieht, streicht eine mittelsteil SW-bis W-fallende Störungsfläche aus. Die wenigen gemessenen Schergefüge an der abschnittsweise als Spiegelharnisch vorliegenden Scherfläche zeigen eine Überschiebung nach Nordwesten an.

In der Hangendscholle dieser Störung ist eine etwa ENE-streichende, NNW-vergente Antiklinalstruktur entwickelt, die vermutlich dem Kernbereich der Solstein-Antiklinale entspricht. Im Bereich des Frau Hitt-Sattels, etwa 200 m westlich der Frau Hitt (2.270 m) befindet sich das Scharnier der Antiklinale. Hier sind an zwei weiteren, nahe übereinander folgenden Überschiebungen extrem zerscherte, ockerfarbene Rauwacken und Mergel der Reichenhall-Formation eingeschuppt. Diese beiden Störungen stellen vermutlich höhere Zweigüberschiebungen eines NW- bis N-gerichteten, duplexartigen Falten- und Überschiebungssystems dar, in welchem die oben beschriebene Störung am Fuß der Nordwand die tiefste Scherfläche bildet. Die mittlere dieser drei Teil-Überschiebungen ist deutlich erkennbar an der Antiklinale mitverfaltet.

Diese Strukturen scheinen im Zuge einer E-W-Kompression mit Überschiebungen überprägt worden zu sein, deren Hangendschollen nach Osten bewegt wurden.

In der Liegendscholle der basalen Überschiebung bilden die anisichen Kalke der Annaberg- /Virgloria-Formation eine weitere, etwa ENE-streichende, nordvergente Antiklinale, deren Achse mit ca. 20° nach WSW einfällt. Innerhalb des überkippten Nordschenkels kann man eine, vermutlich im Zuge der Faltung, steilgestellte kleine Abschiebung erkennen, an der die Kalke der Steinalm-Formation gegen dickbankige bis massive Riff-/Vorriffkalke des Wettersteinkalkes versetzt sind.

Die anisichen Schichtglieder sind westlich des Frau Hitt-Sattels an einer mit etwa 60° nach WSW einfallenden Störung gegen die massigen Riff-/Vorriffkalke des Wettersteinkalkes begrenzt. Diese Geometrie lässt sich am besten mit einer Abschiebung erklären.

## **Gleirschtal-Synklinale südlich des Angerwaldes**

Im Gebiet zwischen dem Widdersberg im Süden und dem Angerwald im Norden ist eine der großen Synklinalstrukturen in der Inntal-Decke des Karwendelgebirges entwickelt, die Gleirschtal-Synklinale. Diese streicht etwa E-W und zeigt eine flach nach Westen einfallende Faltenachse. Der Kern dieser Synklinale wird von den Nordalpinen Raibler Schichten eingenommen.

Im Südflügel, wo die Nordalpinen Raibler Schichten in einem nahezu durchgehenden Profil aufgeschlossen sind, ist die Schichtung subvertikal und entweder aufrecht (steil nordfallend) oder überkippt (steil südfallend).

Die Nordalpinen Raibler Schichten im Nordflügel dieser Synklinale (bewaldete Hänge südlich des Angerwaldes) fallen generell mittelsteil nach Süden ein, wobei es vereinzelt deutliche, durch Sekundärfaltung bedingte, Abweichungen vom generellen Einfallswinkel gibt. Gleiches gilt auch für den Kernbereich der Synklinale.

Im östlichsten Teil streicht das hier sehr enge, vermutlich nach Norden durchgescherte Scharnier dieser Struktur in die Luft aus. Im Westen ist die Synklinale durch eine etwa N-S streichende, subvertikale Störung begrenzt (siehe unten).

## **Seitenverschiebung an der Ostseite des Kleinkristentales**

In den Felshängen östlich über dem Kleinkristental ist die oben erwähnte, quer zum Schichtstreichen etwa N-S verlaufende, subvertikale Störung aufgeschlossen, an der die Nordalpinen Raibler Schichten im Osten gegen den Hauptdolomit im Westen versetzt sind.

Der sinistrale Bewegungssinn an der Störung erschließt sich aus dem Kartenbild, aus dem sich auch ein scheinbarer Versatzbetrag von mindestens 800 m ableiten lässt.

Die Spur der Seitenverschiebung im Gelände ist vom Gegenhang, bzw. von höher gelegenen Stellen im Bereich des Arzler Kars gut erkennbar. Daneben fallen auch aus größerer Entfernung die unterschiedlichen Verwitterungsformen der Gesteine östlich und westlich der Störung auf.

Im nördlichen Abschnitt der Störung, wo der Hauptdolomit gegen Müribdolomite und Rauwacken der Nordalpinen Raibler Schichten versetzt ist, liegt die Seitenverschiebung als bereichsweise über 10 m breite, diffuse Störungszone vor, in der die Gesteine kleinstückig zerlegt bis kataklastisch deformiert sind.

Im Südabschnitt, wo der Hauptdolomit gegen Kalke und Tonschiefer versetzt ist, verläuft die Störung innerhalb eines schmalen Bereiches oder ist als mehr oder weniger diskrete Scherfläche ausgebildet. An dieser lässt sich der sinistrale Bewegungssinn gut an Schersinnkriterien wie Riedelscherflächen, Kalzifaser-Kristalliten und Schlepplung der Schichtung ablesen.

## **Tektonische Strukturen im Bereich Arzler Kar-Hippen- spitze**

Südlich des Arzler Kars fällt eine NW-SE streichende, steil NW fallende, morphologisch sehr markante Störung auf, an der die Nordalpinen Raibler Schichten im Südwesten an Lagunensedimente des Wettersteinkalkes grenzen.

Die Störungsfläche ist meist glatt, jedoch stark gewellt, weshalb die gemessenen Gefüge stark streuen. An der Fläche konnten sowohl SW-fallende, als auch flach bis mittelsteil NW-fallende Lineare gemessen werden. Die Schersinnindikatoren, die leider nicht eindeutig sind, zeigen einerseits Abschiebungen der Hangendscholle nach Südwesten, andererseits eine sinistrale Seitenverschiebung an, was sich mit den Befunden aus dem Kartenbild deckt.

Die Nordalpinen Raibler Schichten der Hangendscholle, bei denen es sich um eine bunte Abfolge aus hell- bis dunkelgrauen, teilweise stark bioturbaten Kalken und Mergeln sowie grauen, bereichsweise ockerfarbenen Rauwacken und mittelgrauen Müribdolomiten handelt, sind stark deformiert und im Meter- bis Zehnermeter-Maßstab verfaltet. Die Lagunensedimente der Liegendscholle sind in diesem Bereich ebenfalls ungewöhnlich stark verfaltet und zerschert.

Diese Befunde weisen auf eine mehrphasige Deformation in diesem Areal hin, wobei die Kinematik und die zeitliche Abfolge nicht klar erkennbar sind.

Etwa 400 m nordöstlich dieser Störung ist der Kontakt zwischen dem geschichteten Wettersteinkalk und den Nordalpinen Raibler Schichten ebenfalls gestört. Der in seiner Mächtigkeit stark reduzierte erste Schiefer-ton-Horizont im Norden grenzt in einem spitzen Winkel an die Lagunensedimente im Süden. Die Störung ist vertikal und streicht etwa in WNW–ESE-Richtung.

Zwischen den Kalken und Tonen der basalen Nordalpinen Raibler Schichten und den Bänken des obersten Wettersteinkalkes ist ein deutlicher Unterschied im Streichen feststellbar. Während die Raibler Schichten generell in ENE-Richtung streichen, streichen die Lagunensedimente in SW- bis SSW-Richtung.

### Literatur

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – SEPM Special Publication, **30**, 203–231, Tulsa.

JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn [Nördliche Kalkalpen]. – *Geologica Bavarica*, **56**, 3–100, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

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.

MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **93**, 155–206, Wien.

NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria. – *Geo.Alp*, **3**, „Festschrift Rainer Brandner, 93–145, Innsbruck–Bozen.

## Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

### Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters

FRANZ MAYRINGER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

MAYRINGER, F. (2016): Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. – Unveröffentlichter Bericht, 76 S., Bibliotheksarchiv der GBA (A 18740-R).

### Bericht 2010–2015 über kristallineologische Aufnahmen im westlichen Tauernfenster auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

ANDREAS SCHINDLMAYR, FRANZ MAYRINGER & BRUNO HAUNSCHMID

(Auswärtige Mitarbeiter)

#### Vorbemerkungen

Im Zeitraum von 2010 bis 2015 wurden von Schindlmayr, Mayringer und Haunschmid auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes kristallineologische Geländeaufnahmen im Zentralgneisgebiet des westlichen Tauernfensters vorgenommen. Das Aufnahmegebiet befindet sich im Südosten des Blattes NL 32-03-29 Fulpmes und ist geologisch dem Tuxer Zentralgneiskern zuzuordnen. Es umfasst das Gebiet um den Olperer Hauptkamm und erstreckt sich zwischen Kra-xentragter und Spannaglhaus.

Die Zielsetzung der Bearbeitung war es, die in der GEOFAST-Karte 149 Lanersbach (KREUSS, 2005) ausgewiesenen unterschiedlichen Orthogneis- bzw. Granitoidareale (= „Zentralgneise“), falls möglich, typologisch zu gliedern und zu genetisch zusammengehörigen Zentralgneis- bzw. Granitoidtypen zusammenzufassen. Zu diesem Zweck wurden auf Basis der vorliegenden GEOFAST-Karte Blatt 149 (KREUSS, 2005) im Gelände die unterschiedlichen Zentralgneistypen erhoben und vom Geländebefund hinsichtlich ihrer petrografischen Zusammensetzung charakterisiert, wobei in Bezug auf die GEOFAST-Karte lokal Präzisierungen und Korrekturen in der Abgrenzung und Nomenklatur der Gesteinstypen vorgenommen wurden. Durch gezielte Begehungen der Granitoidareale und insbesondere der Kontaktzonen zu den angrenzenden Granitoiden oder Nebengesteinen galt es Hinweise zur relativen Altersfolge und zur Genese herauszufinden. Nachfolgend werden die Ergebnisse dieser kristallineologischen Aufnahmen zusammengefasst. Überdies gibt es dazu auch noch einen umfangreicheren Bericht mit Probenliste, Fotodokumentation und Lageplan (SCHINDLMAYR et al., 2015), auf den an dieser Stelle verwiesen wird.

Ergänzend zu den Geländeaufnahmen wurden an repräsentativen Zentralgneisproben von Herrn Dr. Mayringer (Büro InnGeo) mit Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Finger von der Universität Salzburg petrografische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen vorgenommen (MAYRINGER, 2016). Diese Untersuchungen von MAYRINGER (2016) dienten einerseits dazu, die Zentralgneistypen eingehend petrografisch und geochemisch zu charakterisieren, und andererseits auch um die vom Geländebefund nicht immer klar ableitbare granittypologische Ansprache und Zuordnung mit entsprechenden Daten untermauern zu können.

## Überblick über die Zentralgneistypen

Das Arbeitsgebiet befindet sich geologisch im westlichen Bereich des Tuxer Zentralgneiskerns und lässt sich großtektonisch dem Subpenninikum zuordnen (KREUSS, 2005). Auf Grundlage der gegenständlichen Geländeaufnahmen und unter Berücksichtigung der Ergebnisse der bisherigen Bearbeitungen im Aufnahmegebiet (BRANDNER et al., 2008; HÖCK, 1969; KREUSS, 2005; LANGTHALER, 2002; ÖHLKE, 2003) lassen sich innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns folgende vier Haupttypen von Zentralgneisen unterscheiden:

**Zentralgneistyp 1** = Haupttypus, Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes.

Granit- bis Granodioritgneis, Metagranit bis Metagranodiorit; mittel- bis grobkörnig; unterschiedlich stark geschiefert; in der älteren Literatur auch als „Augen- und Flasergneis“ bezeichnet (z.B. KARL, 1959; FINGER et al., 1993).

**Zentralgneistyp 2** = kleinformyrische Granitoide.

Granit- bis Granodioritgneis; fein- bis mittelkörnig; häufig porphyrisch wegen Kalifeldspat-Augen (oft < 1 cm); häufig stark geschiefert bzw. geschert; bei sehr starker Scherung auch als Glimmerschiefer vorliegend.

**Zentralgneistyp 3** = grobporphyrische Granitoide.

Granit- bis Granodioritgneis; mittel- bis grobkörnig; mit Kalifeldspat-Einsprenglingen (bis zu 5 cm groß); oft biotitreich; unterschiedlich stark geschiefert.

**Zentralgneistyp 4** = mafische/basische Körper und Gänge.

vorwiegend Tonalit- bis Dioritgneise; fein- bis mittelkörnig; biotitreich, Hornblende führend; unterschiedlich stark geschiefert.

Diese vier aus diversen Granitoiden bis Basiten bestehenden Zentralgneistypen lassen sich wie folgt charakterisieren:

### Zentralgneistyp 1 – Haupttypus des Olperer Hauptkammes

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, granitische bis granodioritische Zentralgneise, welche die höchsten Gipfelregionen des Aufnahmegebietes aufbauen (so zum Beispiel auch den Olperer). Je nach Deformation liegen sie als strukturell gut erhaltene Metagranite bis Metagranodiorite oder als stärker geschieferte Granit- bis Granodioritgneise vor. Vor allem in der älteren Literatur werden die Zentralgneise vom Typ 1 des Tuxer Kerns häufig auch als „Augen- und Flasergneise“ bezeichnet (KARL, 1959; FINGER et al., 1993).

#### Vorkommen und Beschreibung des Zentralgneistyps 1

Der im Aufnahmegebiet etwa Südwest–Nordost verlaufende Gipfelkamm, beginnend vom Kraxentrager im Südwesten über die Hohe Wand, den Schrammacher, den Fußstein, den Olperer, die Gefrorene-Wand-Spitzen bis zur Friesenbergscharte im Nordosten, wird großteils vom Zentralgneistyp 1 aufgebaut. Entsprechend der Orientierung des Hauptkammes streichen die Granitoide ebenfalls in etwa Südwest–Nordost bis Westsüdwest–Ostnordost. Der Zentralgneiskörper des Olperer Hauptkammes wird vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Graniten bis Granodioriten aufgebaut. Im Bereich des Olperer Gipfels zeigen die Granitoide bereichsweise ein homogenes, wenig ge-

schiefertes Gefüge, sodass man das Gestein hier auch als Metagranit bis Metagranodiorit ansprechen kann. Ähnlich strukturell geschonte Granitoide finden sich zum Beispiel auch im Bereich der Hohen Wand oder im Bereich der Schrammachkare.

Außerhalb der strukturell geschonten Zonen zeigen vor allem die glimmerreicheren Granite und Granodiorite oft eine deutliche Schieferung und liegen dann meist als mehr oder weniger gut ausgeprägte „Augen- und Flasergneise“ vor, wie zum Beispiel im Kammbereich ab dem Fußsteingipfel gegen Süden zu. Zwischen den strukturell geschonten Metagranitoiden und den stärker geschieferten Augen-/Flasergneisen konnten bislang im Gelände keine klaren Gesteinsgrenzen beobachtet werden. Häufig sind es graduelle, kontinuierliche Übergänge zwischen den wenig geschieferten und den stärker geschieferten Granitoiden. Im Bereich von cm- bis dm-mächtigen Scherzonen kann es auch zu einem engräumigen Wechsel von strukturell geschonten und stark geschieferten Granitoidzonen kommen.

Abgesehen von den erwähnten strukturellen Unterschieden zeigen die Granitoide lokal auch Variationen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Korngröße. Vorwiegend treten mittel- bis grobkörnige, granitische bis granodioritische Varianten auf, lokal können auch Übergänge in feinkörnige leukogranitische Varianten beobachtet werden (z.B. am Kontakt zum Nebengestein). Nebengesteinschollen treten jedoch nur selten auf. Es lassen sich auch keine schlierig-inhomogenen Gefüge beobachten, wie sie für Migmatit- oder Assimilationszonen typisch wären. Dadurch weist der Zentralgneistyp 1 des Olperer Hauptkammes über weite Bereiche ein sehr homogenes magmatogenes Gefüge auf.

#### Mafische Einschlüsse („komagmatische Einschlüsse“, „exogene Einschlüsse“)

Lokal zeigen sich im Zentralgneistyp 1 dunkle, schollenartige Einschlüsse in unterschiedlicher Größe (cm- bis dm-groß) und Häufigkeit, die in den strukturell geschonten Bereichen oval bis rundlich und in den stärker geschieferten Zonen oft stark gelängt, eingeregelt und ausgedünnt sind. Aufgrund des homogenen magmatischen Gefüges und der oft rundlichen bis ovalen Ausbildungsform der Einschlüsse sowie aufgrund der Kontakte zum umgebenden Granit bis Granodiorit sind diese Einschlüsse als komagmatische Einschlüsse zu deuten (FRASL & SCHINDLMAYR, 1995). Sie sind magmatogener Natur und repräsentieren in Bezug auf das umgebende, hellere granitoide Wirtsmagma etwa gleichaltrige mafische Magmen, die sich mit dem umgebenden Wirtsmagma nicht homogenisiert haben. Makroskopisch erkennbare Belege für die magmatogene, komagmatische Natur dieser dunklen Einschlüsse sind z.B. Kalifeldspäte, die im Rahmen von „Magma-Mingling“-Prozessen aus dem granitischen Wirtsmagma in das mafische Magma mechanisch eingemengt wurden.

Von diesen komagmatischen, endogenen Einschlüssen klar zu unterscheiden sind Einschlüsse, die vom älteren plutonischen Nebengestein abstammen („Xenolithe“, „exogene Einschlüsse“). Diese Nebengesteinseinschlüsse sind oft kantig und weisen mitunter ein deutliches Bändergefüge auf. Im Aufnahmegebiet sind diese Nebengesteinseinschlüsse selten und nur vereinzelt im Nahbereich zu den älteren Nebengesteinen zu beobachten.

### **Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Norden**

Gegen Norden zu wird der Zentralgneistyp 1 von den kleinporphyrischen Zentralgneisen des Typs 2 begrenzt, wobei im Grenzbereich lokal auch Lagen von Gesteinen des „Alten Daches“ eingeschaltet sein können (zum Zentralgneistyp 2 siehe weiter unten).

### **Kontakt des Zentralgneistyps 1 gegen Nordwesten zum „Alten Dach“**

Der vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Graniten bis Granodioriten zusammengesetzte Olperer Granitoidkörper (= Zentralgneistyp 1) wird im Nordwesten von einer SW-NE streichenden Gesteinsabfolge aus älteren Gneisen und Schiefen begrenzt (Legenden-Nr. **183**, **184** gemäß GEOFAST-Karte, KREUSS, 2005), die aufgrund des Geländebefundes dem „Alten Dach“ zuzuordnen sind.

Die Grenze zwischen den Granitoiden des Olperer Granitoidkörpers (= Zentralgneistyp 1) und den nordwestlich anschließenden gebänderten Gneisen und Schiefen des „Alten Daches“ ist etwa SW-NE orientiert und lässt sich vom Wildlahnerferner gegen Südwesten bis zur Geraer Hütte verfolgen.

Die offensichtlich in den letzten Jahren durch den Rückgang des Olperer Ferners frei gelegten Gletscherschliffe zeigen einen primären plutonischen Intrusionskontakt. Die Granitoide vom Zentralgneistyp 1 drängen hier gangartig in die älteren Nebengesteine ein, wobei die Bändergefüge der Gesteine des „Alten Daches“ oft diskordant und mit scharfen Grenzen abgeschnitten wurden.

Einzelne Schollen und Lagen des Nebengesteins wurden abgelöst und „schwimmen“ in den Granitoiden des Zentralgneistyps 1 (zu den „exogenen Gesteinseinschlüssen“ siehe auch weiter oben). Im Kontaktbereich zeigt der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes mitunter eine saure, leukogranitische Randfazies von einigen Metern Mächtigkeit.

### **Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Westen und Süden**

Gegen Westen und Südwesten zu wird der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes von grobporphyrischen Graniten des Zentralgneistyps 3 begrenzt bzw. zeigt er Übergänge in den grobporphyrischen Zentralgneistyp 3 (zum Typ 3 siehe weiter unten).

Gegen Süden zu erstreckt sich der Granitoidkörper des Olperer Hauptkammes bis über die Bearbeitungs Grenze des Aufnahmegebietes hinaus.

### **Abgrenzung des Zentralgneistyps 1 gegen Osten**

Der große Granitoidkörper des Olperer-Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, KREUSS, 2005) wird gemäß der GEOFAST-Karte gegen Osten zu im Bereich des Zamser Grundes von unterschiedlichen Granitoiden mit zum Teil recht ähnlicher petrografischer Zusammensetzung begrenzt. Es handelt sich dabei gemäß GEOFAST-Karte (KREUSS, 2005) einerseits um helle, mittelkörnige Granodioritgneise (Leg.-Nr. **190**, „Augen-Flasergneise“ in KREUSS, 2005) und andererseits um fein- bis mittelkörnige Zweiglimmer-Granitgneise (Leg.-Nr. **332** in KREUSS, 2005).

Im Zuge der bisherigen Geländebegehungen konnte zwischen den Granitoiden des Olperer Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, KREUSS, 2005) und den Granodioritgneisen (Leg.-Nr. **190**, KREUSS, 2005), die an den unteren Hängen beiderseits des Zamser Grundes großflächig anstehen, keine scharfe Abgrenzung vorgenommen werden. Es lässt sich jedoch beobachten, dass die an den unteren Hängen des Zamser Grundes anstehenden Granodioritgneise (Leg.-Nr. **190**, KREUSS, 2005) vergleichsweise grobkörniger, biotitreicher und deutlicher geschiefert sind.

Ebenso konnten auch zwischen den Granitoiden des Olperer Hauptkammes (Leg.-Nr. **180**, KREUSS, 2005) und den Zweiglimmer-Granitgneisen im Bereich der Kastenschneid (Leg.-Nr. **332**, KREUSS, 2005) keine scharfen Kontakte beobachtet werden. Auffallend für diesen Bereich ist allerdings das gehäufte Auftreten von Aplit- oder Leukogranitgängen.

Dementsprechend werden die beschriebenen Granitoidvarianten des Zamser Grundes mit den Legenden-Nummern **190** und **332** gemäß der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2005) ebenfalls noch dem Zentralgneistyp 1 zugeordnet.

### **Zentralgneistyp 2 – kleinporphyrische Granitoide**

Der Zentralgneistyp 2 tritt am nordwestlichen Rand des Tuxer Zentralgneiskerns auf und grenzt lokal an den auflagernden Hochstegenkalkmarmor. Wie der Zentralgneistyp 1 weisen die kleinporphyrischen Granitoide vom Typ 2 eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung auf. Sie sind aber generell feinkörniger (fein- bis mittelkörnig) und weisen als typisches Merkmal häufig kleine Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. Die Feldspat-Einsprenglinge sind üblicherweise nur maximal 1 bis 2 cm groß, häufig auch kleiner. Generell ist der Zentralgneistyp 2 vermutlich aufgrund seiner Lage im Bereich der „Tuxer Scherzone“ (siehe dazu weiter unten) häufig stark bis sehr stark geschiefert und im Bereich Geraer Hütte-Wildlahnergrat durch Lagen von „Altem Dach“ vom Zentralgneistyp 1 abgetrennt. Weiters weist der Zentralgneistyp 2 im Unterschied zum Typ 1 bereichsweise eine inhomogene Zusammensetzung auf. Zudem können Lagen oder Schollen von Nebengesteinen (z.B. Anteile vom „Alten Dach“) eingeschaltet oder auch mafische magmatogene Anteile enthalten sein.

Vor allem in den stark gescherten Zonen sind mitunter keine Feldspat-Einsprenglinge zu erkennen oder die Feldspat-Einsprenglinge treten nur lagenweise auf. Bei sehr starker Scherung kann dieser Zentralgneistyp auch als Glimmerschiefer vorliegen, wie z.B. im Bereich der Höllscharte an seinem Nordkontakt zum Hochstegenkalkmarmor.

Möglicherweise stellen auch die plattigen Gneise und Schiefer im Bereich der Schwarzen Platten im Kleinen Kurnerbachtal, östlich vom Spannaglhäus, ebenfalls eine sehr stark gescherte und extrem straff geschieferte Variante des Zentralgneistyps 2 dar, zumal in den strukturell geschonten Zonen dieser Abfolge kleine Feldspat-Augen erkennbar sind (siehe dazu weiter unten zur möglichen Neuinterpretation der Gneise der „Wustkogel Gruppe“).

### **Zentralgneistyp 3 – grobporphyrische Granitoide**

Der Zentralgneistyp 3 weist eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung auf und tritt im Südwesten des Arbeitsgebietes im Bereich des Kraxentrager auf (nicht jedoch direkt auf dessen Gipfel anstehend). Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, meist biotitreiche Granite bis Granodiorite mit auffallenden, bis zu 5 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Das Gestein ist häufig geschiefert, lokal sind aber auch strukturell geschonte Bereiche mit weitgehend idiomorphen Großkalifeldspäten erhalten.

Ein weiteres Vorkommen eines grobporphyrischen Granits bis Granodiorits wird in der GEOFAST-Karte beim Schrammerkopf westsüdwestlich von der Olperer Hütte ausgewiesen (KREUSS, 2005), das vermutlich ebenfalls dem Zentralgneistyp 3 zugeordnet werden kann.

In Verbindung mit dem grobporphyrischen Granitgneis treten auch feinkornreichere Granitoid-Varianten auf (z.T. mit und z.T. ohne Feldspat-Einsprenglinge). Diese dringen entweder gangförmig und mitunter unscharf abgrenzbar in den grobporphyrischen Zentralgneistyp 3 ein, oder sie bilden mit letzterem eine Wechsellagerung.

Beim Vorkommen des Zentralgneistyps 3 im Bereich des Kraxentrager lässt sich beobachten, dass der grobporphyrische Granit bis Granodiorit bevorzugt im Nah- oder Kontaktbereich zu den mafischen bis basischen Nebengesteinen auftritt.

Lokal lassen sich auch in den mafischen bis intermediären Schmelzen vom Zentralgneistyp 4 (siehe dazu nachfolgendes Kapitel) einzelne Großkalifeldspäte beobachten. Mitunter treten solche mafischen Schmelzen mit Kalifeldspat-Einsprenglingen auch gangförmig innerhalb des Zentralgneistyps 1 auf.

Eine scharfe Abgrenzung der grobporphyrischen Granitoide (= Zentralgneistyp 3) von den Graniten bis Granodioriten des Zentralgneistyps 1 konnte bislang nicht beobachtet werden. So zeigen sich zum Beispiel im Gipfelbereich des Kraxentrager kontinuierliche Übergänge vom Zentralgneistyp 3 in den Typ 1, wobei letzterer direkt am Gipfel ansteht.

### **Zentralgneistyp 4 – mafische/basische Körper + Gänge**

Beim Zentralgneistyp 4 handelt es sich um dunkle (= mafische), intermediäre bis basische Intrusiva, welche wie die Granitoide der Zentralgneistypen 1 bis 3 magmatogener Natur sind. Einerseits weisen diese dunklen Intrusiva eine biotit- und hornblendereiche, dioritische Zusammensetzung auf (basischer Typ), andererseits gibt es lokal aber auch Übergänge in hellere tonalitische Varianten (intermediärer Typ). Mittel- bis grobkörnige gabbroide Varianten wurden bislang nicht beobachtet. Im Vergleich zu den Granitoiden des Zentralgneistyps 1 treten die mafischen bis basischen Intrusiva des Zentralgneistyps 4 nur untergeordnet und in kleineren Körpern oder auch als Gänge auf.

#### **Vorkommen an den Gefrorene-Wand-Spitzen**

Zwei größere Körper dieses Zentralgneistyps 4, mit bis zu 150 m Durchmesser, treten an der Nordwand der Gefrorene-Wand-Spitzen auf. Diese Basitkörper sind von den

helleren Granitoiden des Zentralgneistyps 1 umgeben und weisen zu diesen zumindest bei der Betrachtung aus der Ferne einen eher scharfen Kontakt auf. Im Bereich dieser beiden Basitkörper lässt sich weiters beobachten, wie ausgehend von den basischen Körpern vereinzelt dunkle Gänge in die umgebenden hellen Granitoide eindringen. Die beiden Basitkörper sind an einer Stelle sogar durch einen dunklen Gang verbunden. An der Ostseite des größeren Basitkörpers lassen sich andererseits undeutlich helle granitoiden Anteile innerhalb der dunklen Masse erkennen, die vermutlich saure Schmelzen repräsentieren, die in den dunklen Basitkörper eingedrungen sind. Diese Kontaktbilder mit hellen und dunklen Magmen weisen auf etwa gleichaltrige helle und dunkle Schmelzen hin. Ähnliche Phänomene konnten auch in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns beobachtet werden (FRASL & SCHINDLMAYR, 1995).

#### **Vorkommen unterhalb des Friesenbergkees**

Weitere Hinweise auf koexistierende, etwa gleich alte saure und mafische Schmelzen finden sich auch an den Gletscherschliff-Aufschlüssen unterhalb des Friesenbergkees. Helle, saure Schmelzen dringen hier in ein offensichtlich noch nicht gänzlich verfestigtes mafisches, dunkles Magma ein, ohne dass es dabei zu einer Homogenisierung der beiden Magmen gekommen ist. Dieses Phänomen des „Magma-Mingling“ ist zum Beispiel auch in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns zu beobachten (FRASL & SCHINDLMAYR, 1995).

#### **Vorkommen nördlich der Europahütte**

Ein weiteres Vorkommen eines mehrere 10er Meter großen, mafischen Körpers mit vermutlich tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung befindet sich nördlich der Europahütte am unteren Südwestgrat des Kraxentrager. Hier lassen sich an Blockaufschlüssen ebenfalls „Magma-Mingling“-Phänomene beobachten, die auf eine Koexistenz der hellen und dunklen Magmen hinweisen. So kann man zum Beispiel an einem Blockaufschluss erkennen, wie eine helle, granitische bis granodioritische Schmelze (vermutlich Zentralgneistyp 1) sowohl als Einschluss, wie auch als Gang innerhalb der dunklen, tonalitischer-dioritischen Schmelze (= Zentralgneistyp 4) vorliegt.

Lokal lassen sich auch innerhalb der Basitkörper vom Zentralgneistyp 4 unterschiedliche intermediäre bis basische Schmelzanteile beobachten, deren lappenförmige Kontakte und saure Reaktionssäume ebenfalls auf das Zusammentreffen von etwa gleich alten und noch nicht vollständig verfestigten Schmelzen hinweisen. Diese unterschiedlichen Schmelzen waren jedoch schon teilweise auskristallisiert, sodass es zu keiner homogenen Vermischung mehr gekommen ist.

#### **Weitere Gesteinstypen im Aufnahmegebiet**

##### **Gänge**

Im Aufnahmegebiet treten vor allem innerhalb der Granitoide des Zentralgneistyps 1 lokal helle oder dunkle Gänge auf, die meist nur Dezimeter bis wenige Meter mächtig sind, und die sich meist deutlich durch mehr oder weniger scharfe Grenzen vom granitischen bis granodioritischen Hauptgestein abgrenzen. Die Zusammensetzung der Gän-

ge ist unterschiedlich und reicht von hellen leukogranitischen Varianten bis hin zu dunklen dioritischen Varianten. Die Gänge sind häufig feinkörnig bis maximal mittelkörnig.

### „Altes Dach“ mit Orthogneisen

Die Gesteine des „Alten Daches“ nordwestlich des Olperer Hauptkammes sind zwischen der Geraer Hütte und dem nördlichen Fuß des Wildlahnergrates in einer mehrere 100 m breiten, SW–NE streichenden Zone aufgeschlossen. Besonders gute Einblicke zur Gesteinszusammensetzung des „Alten Daches“ liefern zum Beispiel die Gletscherschliffe unterhalb des Olperer Ferner.

Die an den Zentralgneistyp 1 angrenzenden Nebengesteine bestehen aus einer inhomogenen, oft gebänderten Gesteinsabfolge aus Biotitgneisen, Glimmerschiefern, Orthogneisen, metatektischen Gneisen und Amphiboliten. Insbesondere die Bändergneise zeigen lokal Hinweise auf eine beginnende Aufschmelzung mit der Ausbildung von metatektischen Gefügen mit Neosomanteilen („Paragneismigmatit“?).

Die biotitreichen Gneise und Glimmerschiefer repräsentieren vermutlich Paragneise, die regelmäßig auch konkordante Granitoid- und Neosomeinschaltungen aufweisen. Diese mit den Biotitgneisen und Schiefern des „Alten Daches“ verbundenen Granitoide und Neosomschmelzen sind im Vergleich zum Zentralgneistyp 1 feinkörniger und zeigen lokal ein inhomogenes, oft schlierig-migmatisches Gefügebild. Lokal treten auch unscharf begrenzte porphyrische Granitoide auf. Aufgrund ihrer konkordanten Einlagerung in die Gneise und Schiefer des „Alten Daches“ sind diese Orthogneistypen im Vergleich zu den Zentralgneistypen 1 bis 4 als älter einzustufen (siehe dazu auch weiter oben zum Kontakt des Zentralgneistyps 1 gegen Nordwesten zum „Alten Dach“).

### Hochstegenkalkmarmor

Der Hochstegenkalkmarmor wurde im Zuge der Aufnahmen nördlich von der Höllscharte im Bereich des Kleinen Kaserers angetroffen. Es handelt sich um einen grauen, schwach bläulichen Kalkmarmor, der ein bankiges und untergeordnet auch plattiges Gefüge aufweist.

### „Tuxer Scherzone“

Die Zentralgneise am nordwestlichen Rand des Tuxer Zentralgneiskerns zeigen eine auffallend starke Schieferung, die vermutlich auf eine ausgeprägte Scherung im Nahbereich zu den überlagernden jüngeren Gesteinsserien (z.B. Gesteine der Hochstegen Entwicklung und der Kaserer Gruppe) zurückzuführen ist. Es wird vorgeschlagen, die kilometerlange und mehrere 100 m mächtige Scherzone aufgrund ihrer Dimension als „Tuxer Scherzone“ zu bezeichnen.

Die „Tuxer Scherzone“ steht genetisch möglicherweise im Zusammenhang mit der teilweisen Abscherung der den Zentralgneisen auflagernden jüngeren Gesteinsreihe (z.B. Gesteine der Hochstegen Entwicklung und der Kaserer Gruppe). Eine ähnlich mächtige Scherzone ist auch am Nordwestrand des Zillertal-Venediger-Zentralgneiskerns ausgebildet („Greiner Scherzone“).

Generell lässt sich beobachten, dass die Granitoide des Tuxer Zentralgneiskerns im Aufnahmegebiet auch gegen

ihren Westrand (Gebiet Kraxentrager) und gegen ihren Südrand (Gebiet Pfitscher Joch) eine zunehmende Scherung und straffe Einregelung aufweisen. Diese Scherzonen im Westen und Süden des Tuxer Zentralgneiskerns befinden sich aber außerhalb des gegenständlichen Aufnahmegebietes.

### Interpretation

#### Granitoide und Basite des Tuxer Zentralgneiskerns (Zentralgneistyp 1 bis 4)

Vom Geländebefund lassen sich die granitoiden bis basischen Zentralgneistypen 1 bis 4 dem Tuxer Zentralgneiskern zuordnen. Die Granitoide und Basite der Zentralgneistypen 1 bis 4 sind variszisch intrudiert und wurden im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung metamorph überprägt und zu den heute vorliegenden „Zentralgneisen“ deformiert (FINGER et al., 1993).

Die Kontaktbilder zwischen den Zentralgneistypen 1 bis 4 (z.B. kontinuierliche Übergänge, „Magma-Mingling“-Phänomene) sowie auch die geochemischen und zirkontypologischen Affinitäten der Zentralgneistypen 1 bis 4 (MAYRINGER, 2016) weisen auf eine genetisch und hinsichtlich ihrer Platznahme zeitlich zusammenhängende Magmensuite hin. Lokale und zum Teil kleinräumig wechselnde Unterschiede im Gefügebild lassen sich meist durch eine unterschiedliche strukturelle Deformation der Granitoide erklären.

Der lokal reliktsch erhaltene Intrusionskontakt der variszischen Granitoide des Tuxer Kerns mit den gebänderten Gneisen des „Alten Daches“ (z.B. diskordante Gänge vom Zentralgneistyp 1, leukogranitische Randfazies) weist auf eine hochplutonische Platznahme der Granitoide des Tuxer Zentralgneiskerns in ein vermutlich bereits eher abgekühltes Krustenstockwerk hin.

### Helle und dunkle Gänge

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind die jungen, hellen und dunklen Gänge innerhalb der Granitoide des Tuxer Kerns als eine der magmatischen Platznahme der granitoiden bis basischen Zentralgneistypen 1 bis 4 zugehörige Spätphase zu deuten.

#### Zur möglichen Neu-Interpretation einiger Gneise der „Wustkogel Gruppe“

Die zwischen dem Kleinen Kunerbachtal und dem Schwarzbrunnenbachtal im Bereich der Unteren und Oberen Schwarzen Platte anstehenden Gneise (Leg.-Nr. 166 bis 168 gemäß GEOFAST-Karte, KREUSS, 2005) wurden bisher der permischen bis untertriassischen „Wustkogel Gruppe“ zugeordnet (HÖCK, 1969).

Im Rahmen der bisherigen Geländebegehungen konnte sich allerdings kein entsprechender Kontakt weder zu den südlich anschließenden kleinporphyrischen Granitgneisen vom Zentralgneistyp 2, noch zu den Granitoiden vom Zentralgneistyp 1 erkennen lassen. Vielmehr zeigt sich im Aufnahmegebiet im Bereich der oberen schwarzen Platte zwischen dem kleinporphyrischen Granitgneis und den südlich anschließenden Gneisen der „Wustkogel Gruppe“ ein kontinuierlicher Übergang von Süd nach Nord, der mit einer zunehmenden Deformation bzw. Scherung der Ge-

steine nach Norden zu einhergeht. In strukturell etwas geschonteren Bereichen innerhalb der Gneise der „Wustkogel Gruppe“ zeigt sich lokal und meist nur undeutlich ein kleinporphyrisches Gefügebild ähnlich dem des kleinporphyrischen Zentralgneistyps 2. Diese Geländebeobachtungen sowie auch geochemische Affinitäten zu den Zentralgneisen des Untersuchungsraumes (MAYRINGER, 2016) untermauern den Verdacht, dass diese Gesteine innerhalb der „Tuxer Scherzone“ möglicherweise sehr stark gescherzte Granitoide des Tuxer Zentralgneiskörpers darstellen. Detaillierte Geländekartierungen insbesondere im Zusammenhang mit dem Verlauf des Hochstegenkalkmarmores und weitere Zirkonuntersuchungen können hier vermutlich zur Klärung beitragen.

## Literatur

- BRANDNER, R., POMELLA, H., REITER, F. & TÖCHTERLE, A. (2008): Ausbau Eisenbahnachse München–Verona, Brenner Basistunnel; Geologisch-Tektonische Übersichtskarte 1:50.000. – Geoteam (Brandner-John-Perello), Lageplan G1.2c-01, Plan Nr.: 101000-HT000000-GT-D0154-LP-00045-10; 29.02.2008.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., SCHINDLMAYR, A.O. & STEYRER, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 375–391, Berlin.
- FRASL G. & SCHINDLMAYR A. (1995): Strukturell gut erhaltene 2-Magmen-Gänge sowie mafische Enklaven und Großkörper in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns (Westliches Tauernfenster, Tirol, Zillertaler Alpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **20**, 121–151, Innsbruck.
- HÖCK V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **112**, 153–195, Wien.
- KARL F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 1–192, Wien.
- KREUSS, O. (2005): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 149 Lanersbach. Bearbeitungsstand: 08.06.2005. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LANGTHALER, K.J. (2002): Der geologische Rahmen und das Alter der Molybdänlagerstätte Alpeiner Scharte, Tirol. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 211 S., Leoben.
- MAYRINGER, F. (2016): Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. – Unveröffentlichter Bericht, 76 S., Bibliotheksarchiv der GBA (A 18740-R).
- ÖHLKE, M. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Zentralgneis des Tuxer Kerns auf Blatt 149 Lanersbach. – Unveröffentlichter Bericht, 2 S., 1 Kt., Bibliotheksarchiv der GBA (A 16705-RA/149/2002).
- SCHINDLMAYR, A., MAYRINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (2015): Schlussbericht 2015 über kristalline geologische Aufnahmen im westlichen Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach. – Unveröffentlichter Bericht, 32 S., Unterpilsbach–Hohenzell–Salzburg (Bibliotheksarchiv der Geologischen Bundesanstalt; A 18713-R).

## Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von ELIJAH DIPPENAAR

### Bericht 2015 über geologische Aufnahmen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Söll und Going (Kaisergebirge) auf Blatt NL 33-01-13 Kufstein

VOLKMAR STINGL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurde mit der Neuaufnahme an der Basis des Wilden Kaisers zwischen Söll und Going in Tirol begonnen. Schwerpunkt der Kartierung waren die permischen und untertriassischen Sedimentgesteine an der Südseite des Kaisergebirges. Auf Grund der oft ähnlichen Lithologien ist eine detaillierte Kenntnis der permischen und untertriassischen Formationen unerlässlich, um die Lagerungsverhältnisse verstehen zu können. Es konnte an die letzte Aufnahme des westlichen Teils des Kartiergebietes (zwischen Söll und Scheffau am Achleitberg) angeknüpft werden, die vom Verfasser im Zuge der geologischen Landesaufnahme auf Blatt BMN-90 Kufstein im Jahr 2005 durchgeführt wurde (STINGL, 2006).

### Stratigrafie

#### Gröden-Formation (Legendenummer 19)

Die von TOLLMANN (1976) noch als „Hochfilzener Schichten“ und von STINGL (1983) als „Prebichlschichten“ be-

zeichneten Sedimentgesteine werden heute auf Grund der starken lithologischen Ähnlichkeiten und derselben Altersstellung in den Südalpen einvernehmlich Gröden-Formation genannt. Sie ist v.a. in zwei Bereichen aufgeschlossen: im Westen vom Achleitberg bis zum Seebach und Rehbach, im Osten zwischen Aubach und Hausbach. Altersmäßig ist sie in das Oberperm einzustufen, da in den Sandsteinen Quarzporphyre aufgearbeitet wurden.

Im Arbeitsgebiet sind hauptsächlich weinrote Tonschiefer bis Siltsteine verbreitet, in die sich v.a. im höheren Teil mächtigere graubraune Grobsandsteine einschalten. Die Tonschiefer und Siltsteine zeichnen sich durch einen auffällenden Glimmergehalt aus, der auf den Schichtflächen gut zu erkennen ist und als Unterscheidungskriterium zu den Tonschiefern des Alpenen Buntsandsteins verwendet werden kann. Die Tonschiefer sind fallweise stark durchwühlt. Meistens besitzen sie aber eine ausgeprägte Schieferung und zerfallen blättrig. Dünne Feinsandsteinlagen und bei Stegen eine dünne Feinbrekzienlage sind vereinzelt vorhanden. Die weinrote Farbe mit einem leichten Stich ins Violette ist deutlich dunkler als im Alpenen Buntsandstein. Lagenweise gelbe Magnesitkonkretionen fallen in diesen Rotsedimenten deutlich auf.

Die Grobsandsteine sind unterschiedlich grau bis graubraun (durch einen leichten Karbonatgehalt, v.a. Magnesit und Mg-Dolomit). Die Sortierung und Reife sind durchwegs mäßig bis schlecht (i.w. lithische Grauwacken). An

Sedimentgefügen sind lediglich Horizontallamination und vereinzelt Schrägschichtung zu erkennen. Am Achleitberg ist in die Sandsteine eine ca. 10 cm mächtige Tonscherbenbrekzie eingeschaltet. Lokal schalten sich auch geringmächtige schwarze Tonschiefer ein.

Die Genese der Gröden-Formation ist von STINGL (1983) interpretiert worden. Die Sedimente wurden als Ablagerungen eines abflusslosen Beckens (Playa) mit ephemeralen, hochenergetischen Flutereignissen erkannt. Lithologie und Sedimentstrukturen stützen diese Deutung. Der Magnesit konnte als Caliche-ähnliche Bodenbildung erklärt werden.

### **Alpiner Buntsandstein**

Mit deutlich geänderter Lithologie setzt über der Gröden-Formation der Alpine Buntsandstein ein. Er wird von wesentlich reiferen Quarzsandsteinen dominiert. Die Untergliederung in Unteren und Oberen Alpenen Buntsandstein geht auf STINGL (1984, 1987, 1989) zurück. Diese Formation zeigt die weiteste Verbreitung im Arbeitsgebiet.

### **Unterer Alpiner Buntsandstein (18)**

Der Beginn des Unteren Alpenen Buntsandsteins mit flachmarinen Sandsteinen ist am schönsten im Aubach aufgeschlossen. Die Grenze ist scharf ausgebildet. An der Basis sind über den roten Tonschiefern des Oberperm dünnbankige Quarzsandsteine entwickelt, die reich an Sedimentstrukturen sind. Rippeln, Flaserschichtung, Lamination, Belastungsmarken und Tonscherben sind reichlich zu sehen. Dünne rote Tonschiefer ohne Glimmerbeläge sind zwischen den Sandsteinbänken eingeschaltet. Weitere Aufschlüsse der flachmarinen basalen Abfolge sind nahe Ellmau (804 m) im Ortsteil Wimm und an der Forststraße unterhalb des Gasthof Riesen (952 m) vorhanden.

Den Großteil des Unteren Alpenen 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 Tonschiefer bilden den Abschluss.

Eine flachmarine Rekurrenz im höheren Abschnitt des Unteren Alpenen Buntsandsteins ist nur lokal im Wegscheidbach bei Scheffau (745 m) aufgeschlossen.

### **Oberer Alpiner Buntsandstein (17)**

Die Untergrenze des Oberen Alpenen Buntsandsteins wird mit dem Einsetzen von grauen, weißen und fallweise braunen (selten roten) Quarzsandsteinen und Subarkosen gezogen. In Einzelfällen ist das von STINGL (1984) erstmals beschriebene Quarzfeinkonglomerat an der Basis erhalten (Wegscheidbach, Greidernberg). Den Areniten sind geringmächtige Tonschiefer verschiedener Farbe (grau, grün, rot) eingeschaltet. Es handelt sich im Wesentlichen um fluviatile Sandsteine. Die Sedimentpetrografie (Feldspat, Apatit) deutet auf feuchtere Bedingungen oder einen höheren Grundwasserstand als zur Zeit des Unteren Buntsandsteins hin.

Gegen den Top der Abfolge werden die Sandsteine immer dünnbankiger und karbonatreicher (Greidern, Schießling). Anklänge an die Werfen-Formation sind zu erkennen, aller-

dings erlauben die fazielle Entwicklung aus den fluviatilen Sedimenten und der geringe Karbonatgehalt noch die Zuordnung zum Oberen Alpenen Buntsandstein.

### **Reichenhall-Formation (16)**

Gesteine der Reichenhall-Formation sind nur untergeordnet kartierbar. Kleine Vorkommen, meist als tektonische Schürflinge oder stark gefaltet, konnten im Seebach, im Graben östlich Schießling, am Schönbichl oberhalb von Kaisern und bei der Wegscheid-Hochalm gefunden werden. Es handelt sich durchwegs um geringmächtige Rauwacken und tektonische Brekzien. Lediglich nahe der Wegscheid-Hochalm (1.212 m) sind auch noch stark gefaltete dünnbankige Dolomite vorhanden. Diese Gesteine wirken als bevorzugter tektonischer Abscherungshorizont und sind deshalb nur mehr in Resten vorhanden.

### **Alpine Muschelkalk-Gruppe (15)**

Das einzige kartierte Vorkommen von undifferenziertem Alpinem Muschelkalk liegt östlich von Schießling am Steig zum Gasthof Jägerwirt. Die dortige Wasserfassung soll laut Aussagen von Einheimischen ein ehemaliger Bergbaustollen sein.

### **Reifling-Formation (14)**

Ein kleines Vorkommen im oberen Rehbach an der Fahrstraße nach Schießling konnte als Reiflinger Knollenkalk (mikritische Kalke) kartiert werden. Es kann allerdings nicht mit Sicherheit als anstehend bezeichnet werden.

### **„Konglomerat von Grub“ (13)**

Im Zwickel zwischen Irsinggraben (Zweiggraben des Seebachs südlich Grub) und Seebach bei Scheffau steht ein gut zementiertes grobes Konglomerat auf ca. 800 m an. Es liegt diskordant unmittelbar auf Unterem Alpinem Buntsandstein. Es zeigt deutlich fluviatile Rinnenfüllungen mit Gradierung, Dachziegellagerung und Schrägschichtung. Die Komponenten erreichen bis 0,5 m Durchmesser und sind durchwegs gut gerundet. Das Spektrum wird von permotriassischen Rotsedimenten und kalkalpinen Karbonatgesteinen dominiert, es sind aber auch kristalline Gerölle vorhanden (Amphibolite, Gneise). Gute Sortierung mit fehlendem Sand- und Schluffanteil herrscht vor (freier Porenraum). Das Bindemittel ist ausschließlich Kalzitzement von einigen Millimetern Dicke (teilweise tropfsteinartig ausgebildet). ZERBES & OTT (2000) erwähnen auch geringe Anteile von Juliergranit und schließen deshalb auf ältere Innshotter. Die Restmächtigkeit beträgt ca. 5–8 m.

Ein zweites Vorkommen liegt am orografisch rechten Hangfuß des Hausbaches südlich der Wochenbrunner Alm auf ca. 900 m Seehöhe. Auch hier ist ein geringer Kristallinanteil bemerkbar. Es wird von Würm-Vorstoßschottern überlagert, sodass man auf ein prä-Würm-hochglaziales Alter schließen kann.

### **Sedimente der Vorstoßphase zum Würm-Hochglazial (12)**

Bei den Sedimenten des würmzeitlichen Eisvorstoßes handelt es sich um mäßig bis schlecht sortierte sandige Kiese mit hohem Anteil an Kristallinkomponenten. Sie sind schwer von Eisrandsedimenten zu unterscheiden, aber die lokale Überlagerung durch Grundmoränen des Innshotters (z.B. Achleitberg-Greidern, Schießling, Grünberg)

deutet auf Ablagerung im Vorfeld der Eisstirn hin. Unterhalb Greidern sind einige Meter mächtige Seesedimente in die Vorstoßsedimente eingelagert, die einzelne Dropstones führen.

#### **Grundmoräne des Würm-hochglazialen Inn- und Lokalgletschersystems (11)**

Oberhalb von 850 bis 900 m sind teilweise mächtige Grundmoränen des Inngletschers verbreitet. Das Spektrum der Geschiebearten beinhaltet einen hohen Anteil an kristallinen und Grauwackenzone-Gesteinen. Die Matrix ist durchwegs tonig-schluffig-sandig ausgebildet und zeigt je nach Untergrund verschiedene Farben von grau, gelblich bis rot. Die Komponentengröße liegt meist im Kiesbereich, aber auch größere Geschiebe kommen vor. Die größten Mächtigkeiten erreichen die Moränen in Senken auf der Leeseite des Gletscherstroms.

#### **Moränenstreu (10)**

Moränenstreu bezeichnet eine geringmächtige Bedeckung des Untergrundes durch nicht durchgehende Moränenreste.

#### **Verschwemmte Moräne (9)**

Das einzige kartierte Vorkommen umfasst aus dem Gipfelbereich des Grünberges zum Hausbach abgeschwemmte Moränenreste, die heute als matrixarme Kiese mit gekritzten Geschieben vorliegen.

#### **Terrassensedimente (8)**

Terrassensedimente sind vorwiegend sandige Kiese, teilweise mit Steinen und Blöcken, fallweise auch mit Schlufflagen, die in das Würm-Spätglazial bis in das ältere Holozän einzuordnen sind. Sie reichen bis ca. 700 m Höhe und sind meist nur in kleinen, mehrfach getreppten Resten vorhanden. Der größte Terrassenrest liegt im Ortsgebiet von Scheffau am Ausgang des Wegscheidbaches.

#### **Blockschutt, Felssturzablagerung (6)**

Grober Blockschutt aus kalkalpinem Material ist v.a. am Fuß des Treffauers (2.304 m) und Tuxecks (2.226 m) verbreitet. Große Blockschutthalde westlich der Buchauer Alm (1.171 m) reichen mit ihrer distalen Blockstreu weit in das Tal.

#### **Schwemmkegel (5)**

Der einzige kartierte Schwemmkegel liegt vor dem Ausgang des Hausbaches gegenüber Ellmau. Er wird von Lokalmaterial und umgelagertem Moränenschutt aufgebaut und ist heute weitgehend inaktiv.

#### **Vernässung, Anmoor, Niedermoor (4)**

Anmoorige Flächen sind an der Südseite des Wilden Kaisers weit verbreitet. Sie sind durch eine charakteristische Vegetation gekennzeichnet. Als Stauhazone für die zutretenden Niederschlags- und Sickerwässer fungieren dabei v.a. die Tonschiefer der Gröden-Formation sowie die verbreiteten Grundmoränen des Würm.

#### **Sinterkalk (3)**

Quelltuffe treten meist in sehr kleinen Vorkommen auf und sind im Wesentlichen an Quellaustritte und deren Umfeld

gebunden. Es handelt sich um weiße bis gelbliche Kalkabscheidungen mit porösem Charakter um Pflanzenreste, Wurzeln oder einzelne Steine. Die größten Vorkommen sind im Rehbach an der Straße nach Schießling sowie am Wegscheidbach erschlossen.

#### **Hangschutt, Hangschuttbrekzie (2)**

Hangschutt bzw. dessen zementierte Anteile bestehen ausschließlich aus Lokalmaterial und überlagern den Festgesteinsuntergrund genauso wie Moränen und andere Lockergesteine. Ein schöner Aufschluss von Hangschuttbrekzie findet sich nahe der Buchauer Alm am Fahrweg.

#### **Wildbachschutt (1)**

Wildbachschutt wurde nur im Wegscheidbach und im Hausbach von der Baumgartenalm abwärts kartiert. Grundsätzlich finden sich in allen Gräben derartige Ablagerungen, aber meist nicht in kartierbarem Ausmaß.

### **Geologischer Bau der kartierten Teilgebiete**

#### **Bereich Achleitberg–Seebach**

Dieser Bereich ist trotz der ausgedehnten Bedeckung durch Moränen und Vorstoßschotter des Inngletschers durch zahlreiche Forststraßen gut erschlossen. Der Südfuß der Hänge schließt weitgehend rote Tonschiefer der Gröden-Formation auf. Sie zeigen im südlichsten Bereich mittelsteiles bis steiles Einfallen nach Norden, biegen aber nach Norden allmählich in flachere Lagerung um. Überlagert wird die Gröden-Formation durch eine relativ mächtige, aufrechte Folge von Unterem Alpinem Buntsandstein. Gegen Westen zur Weißache hin biegt dieser in Nordwest- bis Westrichtung um und ist so bis an den Hangfuß aufgeschlossen. Oberer Alpiner Buntsandstein ist im Westen lediglich am Steig zur Tischleralm unterhalb der Fieggenwand vorhanden. Im obersten Seebachgraben zeigt der Obere Alpine Buntsandstein starke Internfaltung, bzw. durch eine kleine Schuppe von Reichenhaller Rauwacken eine steilstehende Störung in E–W-Richtung an. Kleinfaltenstrukturen zeigen hauptsächlich ungefähr N–S verlaufende Faltenachsen und deuten so auf eine E–W-Einengung hin.

Das kleine Vorkommen des „Konglomerates von Grub“ (östlich des Gehöftes Grub zum Seebach hin) zeigt eine völlig andere Ausbildung als die grobklastischen Vorstoßsedimente. Es lässt sich aufgrund der relativen Lage zu den Vorstoßsedimenten und wegen der unmittlerbaren Auflage auf Unterem Alpinem Buntsandstein höchstwahrscheinlich als prä-Würm-hochglazial einstufen. Die direkte Beziehung zu den Vorstoßschottern ist durch die Aufschlusssituation nicht zu erkennen.

Im Graben östlich unterhalb des Gehöftes Greidern ist sehr gut die Überlagerung der Vorstoßschotter durch Grundmoräne zu sehen. Hier sind im höchsten Teil der Vorstoßschotter feinkörnige Seesedimente mit einigen Metern Mächtigkeit eingeschaltet. Diese führen vereinzelte Dropstones und zeigen somit die Nähe der Eisstirn an.

#### **Bereich Rehbach–Wegscheidbach**

Während im untersten Rehbach noch mittelsteil westfallende Tonschiefer und Siltsteine der Gröden-Formation

vorhanden sind, wird der größte Teil des Grabens von Vorstoßschotten überdeckt. Erst ab ca. 850 m ist Unterer Alpiner Buntsandstein mit steilem Süd-Fallen aufgeschlossen, gefolgt von Oberem Alpinem Buntsandstein. Es scheint sich um den überkippten Schenkel einer größeren Faltenstruktur zu handeln. Leider lassen die Aufschlussverhältnisse keine nähere Zuordnung zu.

An der Straße von Stein in den Rehbach (Graben zwischen Stein und Schießling) ist in der Böschung ein kleiner Aufschluss in Reiflinger Knollenkalken zu sehen. Er ist allerdings nicht eindeutig als anstehend zu erkennen, aber die Dünnbankigkeit und Zerschierung des Gesteins hätten bei einem Transport wohl zum Zerfall geführt.

Oberhalb dieser Straßenböschung zieht subhorizontal eine auffallende Bank von porösen Sinterkalken durch, die das größte Vorkommen im Arbeitsgebiet darstellen.

Im orografisch rechten Seitengraben des Wegscheidbaches in Richtung Schießling ist eine normale nordfallende Abfolge von Unterem und Oberem Alpinem Buntsandstein erschlossen. Im höchsten Teil der Abfolge zeigen sich schon Anklänge an Sedimente der Werfen-Formation (flachmariner Charakter). Allerdings fehlen charakteristische Merkmale, wie höherer Karbonatgehalt oder erste Fossilien, weshalb diese Sedimente noch zum Oberen Alpinem Buntsandstein gestellt wurden. Den Abschluss der Abfolge im Graben bilden geringmächtige tektonisierte Rauwacken der Reichenhall-Formation sowie Kalke der Alpinen Muschelkalk-Gruppe.

### **Bereich Wegscheidbach–Grünberg**

Die Schichtfolge zwischen Schönbichl und Grünberg zeigt eine Verdoppelung. Die tiefere Einheit schließt an den westlichen Bereich am Achleitberg an und reicht von der Gröden-Formation bis zum Oberen Alpinem Buntsandstein. Die Gröden-Formation im Aubach ist sattelförmig aufgewölbt, weiter östlich bis zum Gasthof Riesen ist nur mehr der Nordschenkel aufgeschlossen. Der Untere Alpine Buntsandstein wird nur am Schönbichl (Wegscheidbach) von Oberem Alpinem Buntsandstein überlagert, weiter östlich fehlt dieser. Strukturell weist die Gesteinsfolge eine großräumige Faltenstruktur auf. Im Sandtal (westlich der Wochenbrunner Alm) ist eine Antiklinalstruktur entwickelt, der Nordschenkel fällt steil gegen Norden ein.

Vom Schönbichl gegen Osten kann man eine markante südvergente Aufschiebung beobachten, die unterhalb des Treffauers weit nach Süden bis zur Biedringer Alm vorspringt. Die flache Überschiebung von Oberem Alpinem Buntsandstein über die Antiklinalstruktur im Unteren Alpinem Buntsandstein ist am Ende des Sandtales deutlich zu sehen. Die westliche Fortsetzung der Aufschiebung ist ab dem Wegscheidbach nicht mehr zu verfolgen, vermutlich setzt sie sich über den Hintersteiner See (882 m) bis in das Weißachtal fort. Gegen Osten muss sie ihre Fortsetzung unterhalb des Baumgartnerköpfls (Pkt. 1.572 m östlich Baumgartenalm) haben, wo Unterer Alpiner Buntsandstein der Liegendeinheit bis auf ca. 1.150 m Höhe an-

steht. Die weit verbreitete und mächtige Schuttbedeckung sowie Moränen erschweren eine Kartierung des Störungsverlaufs. Bei der Wegscheid-Hochalm wird die Hangendscholle durch stark gestörte Reichenhall-Formation abgeschlossen, darüber folgt die normale kalkalpine Abfolge.

Das Vorkommen von Reichenhall-Formation, die ZERBES & OTT (2000) westlich der Biedringer Alm kartiert haben, konnte nicht verifiziert werden, allerdings liegen entlang des Almweges vereinzelt kleine Blöcke eines rauwackigen Dolomits. In den obersten Teilgräben des Aubaches bis zur Biedringer Alm wurde anstehend nur Alpiner Buntsandstein festgestellt.

Die große Halde unterhalb der Gruttenhütte (1.620 m, nahe Steinkreis) scheint während des Eiszerfalls entstanden zu sein, da sie abrupt am Abbruch in das Sandtal endet, und im Sandtal kein Blockwerk vorhanden ist. Nur ein Teil des Blockschuttes scheint auf das Eis gelangt zu sein, ist aber nicht mehr transportiert worden und nach dem Abschmelzen als Blockstreu auf der Grundmoräne zu liegen gekommen.

## **Literatur**

MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Mitteilung der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **20**, 155–162, Innsbruck.

STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichl-Schichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12/10**, 207–233, Innsbruck.

STINGL, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **14/1**, 1–19, Innsbruck.

STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Vorarlberg). – Geologische Rundschau, **76/2**, 647–664, Stuttgart.

STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein (Scythian) in the western part of the northern calcareous alps (Tyrol, Salzburg, Austria). – Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **72**, 249–262, Amsterdam.

STINGL, V. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen am Südabhang des Kaisergebirges auf Blatt 90 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1–2**, 82, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).

WANKER, W. (1990): Strukturgeologische Untersuchungen der Kaisergebirgsscholle und ihrer Unterlage mit einem Beitrag zur Sedimentologie und Fazies des Permoskyths südlich des Kaisers (Kufstein – St. Johann/Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 157 S., Innsbruck.

ZERBES, D. & OTT, E. (2000): Geologie des Kaisergebirges (Tirol), Kurzerläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000 und Exkursionsvorschläge. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142/1**, 95–143, Wien.

## **Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems**

THOMAS HORNING  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung auf dem Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ (nationale Blattnummer: 4201) des Jahres 2014 erfolgte in zwei Teilbereichen (Kartierung „Kienberg“ im Frühjahr 2014 und Kartierung „Klaus“ im Herbst 2014), die hier aufgrund direkter Nachbarschaft und weitgehend identer Lithologie zusammengefasst werden. Die Grenzen des Gesamtgebietes verlaufen von Steyrling nordwärts nach Tragl in die Kaltau, über den Jausenkogel bis nach Parnstall und in einem westwärts gerichteten Bogen bis in den Kremursprung und nachfolgend nach Eisbach in das Micheldorfer Tal. Von dort verfolgt die Nordgrenze die Krems und weiter bis in den Oberen Wienerweg. Die Ostgrenze bildet die Steyr bis Dorf, umfasst den Dorfer Berg und zieht hinab zum Pertlgraben bis zum Bahnhof Steyrling. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL 1910).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Micheldorf–Kremsmauer–Klaus an der Pyhrnbahn 1:10.000 (BAUMGART, 2003) – nur im nördlichsten Bereich.
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).

### **Naturräumlicher und geologischer Überblick**

Das insgesamt ca. 27 km<sup>2</sup> große Kartiergebiet umfasst je einen Ausschnitt der oberösterreichischen Voralpen im Westen und dem Sengengebirge im Osten. Die Grenze zwischen beiden Gebirgsstöcken bildet die Steyr. Das „Rückgrat“ des Areals und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen bildet das östliche Kremsmauer-Massiv (mit Jausenkogel, 1.346 m. ü. A. sowie Brennet, 1.249 m. ü. A.). Auf Seite des Sengengebirges ragt der 948 m hohe Dorfer Berg auf. Im Norden liegt der isolierte Kienberg (801 m) südlich des Oberen Wienerwegs. Der tiefste Punkt des Gebietes ist mit 415 m ü. A. der Austrittspunkt der Steyr bei Göritz.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt größtenteils in die Steyr, lediglich die nördlichsten Bereiche entlang des Tales zum Kremursprung, der Bergrücken „Himmelreich“

und Nordwestabfall des Kienberges (oberhalb des Unteren Wienerwegs) bis zum Oberen Wienerweg entwässern in die Krems.

Das Klima des Arels wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird im südlichen Abschnitt dem Tirolisch-Norischen Deckensystem (Staufen-Höllengebirge-Decke) zugerechnet, im Norden jedoch der Lechtal-Decke (Reichraming-Decke) des Bajuvarischen Deckensystems. Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an der nördlichen Wandbasis von Jausenkogel und Brennet und zieht im Norden des großen Steinbruchs Steyrling bis Preissegg. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolisch-norische Staufen-Höllengebirge-Decke die bajuvarische Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung werden sowohl im Tirolikum als auch im Bajuvarikum anhand der kartierten Einheiten deutlich: Auf der kalkdominierten und deswegen auf Kompression eher spröde reagierenden tirolischen Deckenstirn reicht W' des Brennet die „Kaltau-Synklinale“ von Westen noch auf den Untersuchungsbereich. Diese wird tektonisch jedoch begrenzt und findet keine Fortsetzung nach Südosten.

Auch auf „bajuvarischer“ Seite zeigt sich eine deutliche, durch mehrere lokale Lateralbrüche zerstückelte Synklinale, die als Fortsetzung der „Kremsmauer-Synklinale“ verstanden werden kann. Auch die unter der Kremsmauer bestehende „Kaibling-Antiklinale“ setzt sich – allerdings nur schwer erkennbar – in den monotonen Hauptdolomitfolgen im Bereich Schedlbauer und Hungerbichl fort (Näheres siehe Kapitel „Tektonik“).

### **Schichtenfolge**

#### **Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem)**

##### **Trias**

##### **Reifling-Formation**

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Graue bis braungraue Kalke der Reifling-Formation sind die ältesten im Untersuchungsraum erschlossenen Einheiten. Der Unterschied zum hangenden Wettersteinkalk besteht zum einen in der deutlich dunkleren Gesteinsfärbung, zum anderen aber auch in der ausgesprochenen Dünnbankigkeit (1–3 dm, selten bis 5 dm), dem knolligen Habitus mit welligen bis unruhigen Schichtoberflächen und nicht zuletzt in der bankweise sehr starken Hornsteinführung. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Risse erhalten) sowie ein oft wahrnehmbarer Bitumengehalt feststellen. Auch hier ist

aufgrund der starken Verfaltung eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – diese dürfte sich bei rund 100 m bewegen (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

Im Kartiergebiet bleibt die Reifling-Formation auf die Stauf-Höllengebirge-Decke und dort auf eine NNW–SSE streichende Kalkrippe beschränkt, die vom Ebenwieselstein östlich von Redtenbach über das Tal der Steyrling hinweg nach Süden in Richtung Kefer zieht.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wird durch *Gladigondolella tethydis* mit dem oberen Ladinium gesetzt (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

#### **Wettersteinkalk, nWK; Wettersteindolomit** Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk kommt im Kartiergebiet ausschließlich im Tirolikum vor und stellt dort den Hauptgipfelbildner dar: er baut einerseits die Kammverlängerung von der Kremsmauer über Jausenkogel und Brennet über das Kalkwerk Steyrling bis Preisegg an der Steyr auf, andererseits den kleineren, NNW–SSE streichenden Seitenast von Tragl über den Ebenwieselstein bis knapp östlich der Ortschaft Steyrling. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber hangenden Lithologien (Lunzer Schichten, Hauptdolomit) geht sein Auftreten mit morphologisch markanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen. Vor allem gegen das oberste Kremstal brechen Jausenkogel und Brennet mit bis zu 200 m hohen, sehr steilen bis senkrechten Felswänden und ungegliederten Steiflanken ab. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes dürfte im untersuchten Bereich zwischen ca. 200 bis 400 m liegen.

Die Ausbildung des **Wettersteinkalks** im Kartiergebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Einen idealen Überblick erlaubt der große Steinbruch Steyrling der voestalpine Stahl GmbH südlich von Klaus. Die mächtige, teilweise intensiv gestörte und weitläufig verfaltete Abfolge wird hier in drei Abbauebenen nahezu komplett erschlossen. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttkalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Der Unterschied zur liegenden Reifling-Formation ist im Gelände einerseits durch die deutlich hellere Gesteinsfarbe, den höheren Karbonatgehalt (Reaktion mit verdünnter Salzsäure), die deutlich größere Bankdicke (bis zur lokalen Massigkeit) und durch eine größere Gesteins Härte offensichtlich. Die Grenze zwischen beiden Lithologien ist im steilen Waldgelände unterhalb des Ebenwieselskopfes sehr schwer zugänglich und nur leidlich erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zu den Lunzer Schichten hingegen ist durch das Kalkwerk Steyrling sehr gut zugänglich und einsehbar, auch wenn diese hier durch Schertektonik nahe der Stirn der Stauf-Höllengebirge-Decke stark überprägt erscheint (siehe Abschnitt „Lunzer Schichten“). Gebunden an dieses stratigraphische Niveau ist die auch aus anderen Gebieten der nördlichen Kalkalpen bekannt gewordene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit), die je nach Abbausituation im Kalkwerk Steyrling lokal erschlossen ist.

Zwischen Preisegg, Seiteben und Steyrling liegt ein teilweise sedimentär, teilweise tektonisch begrenztes Vorkommen von hellen, teilweise stark tektonisierten Dolomitsteinen, die ursprünglich dem Hauptdolomit zugesprochen wurden, aufgrund ihrer auffallend hellen Gesteinsfärbung und dem Wettersteinkalken sehr ähnlichem Habitus entsprechend dem „**Wettersteindolomit**“ zugerechnet werden. Diese treten in einer Linie von Tragl über den Ebenwieselskopf bis SE' Kefer ostwärts auf und grenzen – durch mächtigere Schuttfelder verdeckt – westlich des Brennet an Hauptdolomitfolgen. Im Steinbruch Steyrling ist die vermutlich diagenetisch bedingte Grenze zu den Wettersteinkalken entlang von Fahrwegen immer wieder mehr oder minder gut erschlossen, teilweise jedoch etwas unscharf und schleichend ausgebildet.

Die Abfolge der Wettersteinkalke und -dolomite spiegelt – wenn auch stark tektonisiert und unter weitgehendem Verlust der primären faziellen Strukturen – die Sedimentationsfolge eines progradierenden Schwamm-Algenriffes in subtropischem Bildungsbereich wider.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigraphische 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.

#### **Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine;** **Kalke und Dolomite („Nordalpine Raibler Schichten“)** Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-marinen Sedimente des Karniums mit der klastischen, mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen marinen Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Steyrling vertreten.

Die Tone stellen die Basis der Lunzer Schichten dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarzgrau, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schieferen, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau auftreten. In diese ca. 5 m mächtige, monotone und gleichförmige Abfolge, die in scharfer sedimentärer Grenze über dem Wettersteinkalk einsetzt, können sich im oberen Abschnitt zentimeterdünne Feinsandstein- und Toneisenstein-Zwischenlagen einschalten. Die Sandsteinbänke keilen lateral rasch aus, so dass man von sehr flachen Linsen sprechen kann. Diese sind auffallend orange bis orangebraun gefärbt, was vom oxidierenden Eisen- und Pyritgehalt herrührt. Die oft in den Lunzer Schichten auftretenden charakteristischen Pflanzenhäcksel wurden nicht gefunden.

Die Kalke und Dolomite der Lunzer Schichten („Nordalpine Raibler Schichten“) sind als braungraue bis graubei-gefärbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen charakterisiert. Ge-

genüber den liegenden Wettersteinkalken sind diese durch die einerseits dunklere Gesteinsfärbung aufgrund erhöhten Mergel- und Pyrit-Anteils, andererseits durch die gut ausgebildete Bankung mit durchschnittlichen Horizont-Mächtigkeiten von 1–3 dm eindeutig zu unterscheiden. Außerdem entwickeln die Kalke im frischen Anschlag einen bituminösen Geruch, der sich jedoch schnell verflüchtigt. Die Kalksteine können als Fortsetzung der im Westteil der Nördlichen Kalkalpen bedeutend mächtiger werdenden „Nordalpinen Raibler Schichten“ verstanden werden.

Im Bereich des Kalksteinbruches Steyrling definieren die Lunzer Schichten die Stirn der Staufeu-Höllengebirge-Decke und sind tektonisch entsprechend stark beansprucht. Ein weitgehend normaler sedimentärer Übergang von Wettersteinkalk zur Lunz-Formation ist im Nordareal des Steinbruches entlang einer Fahrstraße zum Gröbnersattel teilweise hervorragend erschlossen. In der unteren Abbauwand liegt eine tektonisch begrenzte und scheinbar isolierte, mehrere hundert Meter große Schuppe aus Kalken der Lunz-Formation, deren linke Flanke von ausgequetschten schwarzgrauen Lunzer Tönen begrenzt ist. In der obersten Abbausohle letztendlich war zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme eine metergroße Scholle von Lunzer Tönen erschlossen. Nach mündlicher Mitteilung des leitenden Bergbauingenieurs des Steinbruches Steyrling, Herrn DI Wilfried Peyfuß, erscheinen je nach Abbau-Situation an verschiedenen Stellen des Abbaugebietes unterschiedlich mächtige, jedoch stets tektonisch zerwürgte und ausgequetschte Lunzer Tone. Sie akzentuieren quasi die stark zerscherte Abfolge der ansonsten monoton wirkenden Wettersteinkalkfolge. Aufgrund ihrer geringen bis mäßigen Kompetenz fungierten die Lunzer Schichten wie vielerorts in den nördlichen Kalkalpen als tektonisches „Schmiermittel“. Ziemlich sicher ist die Abfolge der Lunz-Formation im Kalksteinbruch nicht vollständig erschlossen, sondern durch die Überschiebung der Staufeu-Höllengebirge-Decke tektonisch amputiert – mehrere Schiefer- und Karbonat-Zyklen ließen sich nicht finden. Die Gesamtmächtigkeit der erschlossenen Abfolge beträgt somit nur wenige Meter bis maximal 20 m und dürfte in allen Aufschlüssen des Kartiergebietes tektonisch stark reduziert sein – von Blatt 67 Grünau im Almtal werden Maximalwerte von 50 m angegeben.

Der abrupte Sedimentationswechsel von monotonen (Riff) Kalkabfolgen zu terrigen geprägten Wechselfolgen aus dunklen Tönen und Mergeln mit bituminösen Kalken lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen in E–W-Richtung über mehrere hundert Kilometer verfolgen und korrelieren. Die tonig-mergelig-sandigen Intervalle kamen im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

## **Reichraming-Decke (Bajuvarisches Deckensystem)**

### **Trias**

#### **Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine;**

#### **Kalke und Dolomite**

Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-klastisch-marinen Sedimente des Karniums mit der mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen „Nordalpinen Raibler Schichten“ im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Micheldorf vertreten.

Die lithologischen Eigenschaften sowohl der Tone, Mergel und Kalke sind ganz ähnlich als zuvor beschrieben. Insgesamt kann den tonig-mergeligen Abschnitten ein makroskopisch erkennbarer erhöhter Detritusanteil in Form von Hellglimmer zugesprochen werden. Die zwischengeschalteten Kalksandsteinbänke sind etwas mächtiger als im Steinbruch Steyrling.

Der Steinbruch Micheldorf erschloss bei der Geländeaufnahme im Winter 2014 über alle Abbauebenen maximal drei Wechselfolgen von Ton- und Mergel sowie Kalkstein- und Kalkdolomit-Paketen. Diese konturieren eine zunächst E–W streichende Lokalsynklinale, deren Achse in weiterer Folge scharf nach Norden gegen den Sportplatz von Eisbach umbiegt.

#### **Opponitz-Formation**

Tuvalium (oberes Karnium)

Über der obersten Tonfolge der Lunzer Schichten folgt der bedeutend mächtigere Sedimentstapel aus dünn- bis mittelbankigen Kalkdolomiten und dolomitischen Rauwacken der Opponitz-Formation. Die Schichtfolgen werden zum einen im Areal um den Steinbruch Micheldorf gut erschlossen und lassen sich mit wenigen, stark überwucherten Aufschlüssen bzw. Lesesteinen bis in den Bereich „In der Krems“ nach Westen verfolgen. Zum anderen treten sie im Pertlgraben südlich des Dorfer Berges zutage.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten sind aufgrund des verfalteten Vorkommens im Steinbruch Micheldorf schwierig, dürften jedoch mit ca. 50 bis 70 m abgeschätzt werden.

Die Abfolge der Opponitz-Formation beginnt über den Tönen der Lunzer Schichten im Steinbruch Micheldorf mit einer leuchtend orangefarbenen, nur wenige Dezimeter mächtigen Rauwacken-Lage. Da deren Poren – oft mehrere Millimeter im Durchmesser – bisweilen kubische Hohlformen mit scharfen Kanten ausbilden, kann davon ausgegangen werden, dass es sich zumindest teilweise um Hohlräume von aufgelösten Steinsalzkristallen handelt.

Über der orangefarbenen „Grenz-Rauwacke“ setzen mit scharfer Grenze dünnbankige, im Steinbruch Micheldorf bröselige, da stark verwitterte und vermutlich teilweise tektonisierte Dolomitkalke von beigebrauner bis hellgraubrauner Verwitterungsfarbe ein, die nur schwach mit verdünnter Salzsäure reagieren. Zum Hangenden wird die Bankung allmählich dicker und nähert sich vom Habitus immer mehr dem hangenden Hauptdolomit an.

Im Pertlgraben tritt der obere, lithologisch dem Hauptdolomit nahestehende Abschnitt der Opponitz-Formation zutage – direkt an der Grenze des Kartiergebietes dürften geringmächtige dunkle Tone bereits den unterlagernden Lunzer Schichten zuzuordnen sein. Caliche-ähnliche dünnbankige Abfolgen, wie oben im Steinbruch Micheldorf beschrieben, wurden nicht beobachtet.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalkzyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit tualisches Alter. Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte jedoch in wesentlich ariderem Klima gelegen haben, da sich zumindest bankweise Anzeichen ausgeprägter Evaporation bis hin zur Steinsalzbildung (s.o.!) zeigen. Auch die ausgesprochen dünnbankige Abfolge von Kalkdolomiten des Steinbruches Micheldorf erinnert an die Bildung von Caliche-Krusten im Randbereich hypersaliner Lagunen.

### **Hauptdolomit**

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Staufen-Höllengebirge-Decke verlaufende, WSW–ENE streichende Verfaltung („Schönberg-Antiklinale“, siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) wird durch das Vorkommen jüngerer Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis jurassische Bunte Kalke) konturiert – im Gelände ist diese innerhalb des Hauptdolomits aufgrund undeutlicher Bankung oft kaum nachzuvollziehen. Aus diesem Grund sind auch hier Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die maximalen Werte bei ca. 1.000 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt innerhalb der Reichraming-Decke im Kartiergebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise gut gebankt wie am Fahrweg zum Schönberg („Klauser Graben“), teilweise aber auch undeutlich geschichtet bis massig in Erscheinung wie am Kienberg oberhalb Schön. Künstliche Aufschlüsse finden sich entlang der Forstwege, die Kienberg und Schönberg erschließen, natürliche Aufschlüsse schwerpunktmäßig im teilweise schwer zugänglichen Graben zwischen Gröbnersattel und Klaus an der Pyhrnbahn.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien beobachtet werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit innerhalb der Reichraming-Decke kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Kalke mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden zwar teilweise beobachtet, aber da diese nicht konsistent auszukartieren waren, wurde auf eine weiterreichende Untergliederung verzichtet. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits, wie Loferi-

te des Mittleren und Oberen Hauptdolomits, treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (spartisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für 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 spartisch 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 Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden. Das Top des Hauptdolomits liegt am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefeldler Schichten Tirols gestützt.

### **Plattenkalk und Dachsteinkalk**

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden von Hauptdolomit treten am Nord-schenkel der Klauser Synklinale (siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Da es sich beim Übergang vom Hauptdolomit zu den Kalken um keinen kontinuierlichen, sondern um einen diachronen, faziellen Lithologie-Wechsel handelt, sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte im Bereich der Klauser Synklinale bei ca. 50 m liegen.

Entlang eines größtenteils verwachsenen Jagdsteiges von Klaus zur Jagdhütte unterhalb des Fahrweges zum Gröbnersattel sind oberhalb des „Klauser Grabens“ typische dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Eher mittelbankige und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechnete Kal-

ke als Fortsetzung der Klauser Synklinale nach Osten sind am ehemaligen Forstweg oberhalb Schloss Klaus nach Norden hin erschlossen (teilweise stark verwachsen). Es handelt sich in beiden Fällen um hellgraue, muschelartig brechende und schieferig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu Letzterem sind einerseits der Kalkgehalt sowie die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, andererseits die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalk-Vorkommen spricht für ein relativ stark zergliedertes submarines Relief in diesem Bereich der Reichraming-Decke.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Ablagerungszeit von oberem Alaiunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

### **Kössen-Formation**

Rhätium

Wie die Platten- und Dachsteinkalke im Liegenden, konturieren auch Kalke der Kössen-Formation die Schenkel der Klauser Synklinale. Kössener Kalke stehen südlich der Schedlbaueralm in einem interessanten Aufschluss an, wo sie lateral und vertikal schnell mit „Oberrhätalken“ verzahnen und von schlecht erschlossenen jurassischen Rotkalken überlagert werden. Weitere Vorkommen bestehen an den die Klauser Synklinale durchschneidenden Forstwegen weiter östlich sowie an der Jagdhütte oberhalb des Klauser Grabens. Auch nahe Schloss Klaus sowie auf der anderen Seite des Klauser Sees – bereits im Sengsengebirge unterhalb des Dorfer Berges – konnten Kalke der Kössen-Formation kartiert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 50 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit „Oberrhätalken“ erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwiegend Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch), und c) cm-mächtigen blaugrauen, Karbonat führenden Mergelagen charakterisiert werden. Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulsti-

ge und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Die basale Kössen-Formation wurde wohl in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus den im Kartiergebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den „Oberrhätalken“ ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. Man fand in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch LEOPOLD KRYSSTYN (mündliche Mitteilung, 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte. Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

### **„Oberrhätalk“**

Rhätium

Während sich östlich des Klauser Sees der „Oberrhätalk“ als jüngste erschlossene triassische Einheit des Kartiergebietes faziell aus den Kalken der Kössen-Formation entwickelt, lagert er westlich des Stausees (nördlich des Gröbnersattels) als massiger, heller, oft wandbildender Kalkstein direkt auf Hauptdolomit. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der „Oberrhätalk“ entsprechend weniger erosionsanfällig und konturiert mit herauspräparierten Rippen die Klauser Synklinale in besonderer Weise. Sehr gut erschlossen steht er beispielsweise südlich der Schedlbaueralm und am Fahrweg zum Gröbnersattel an; auch unweit des Schlosses Klaus kann er relativ einfach auf Forstwegen erreicht werden. Östlich des Klauser Stausees bildet der „Oberrhätalk“ aufgrund seines flacheren Einfallswinkels auf beiden Muldenschenkeln keine Wandstufen mehr, kann allerdings aufgrund seiner leuchtend hellgrauen bis weißlichen Verwitterungsfarbe gegenüber dem Liegenden und Hangenden sehr gut auskartiert werden.

Die durchwegs massigen bis allenfalls sehr undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Dass synsedimentär angelegte Spalten mit tiefjurassischen Rotkalken gefüllt wurden, zeigen zahlreiche Lesesteine am Steig vom Pertlgraben zum Dorfer Berg, aber auch das Anstehende am Fahrweg von der Schedlbaueralm zum Gröbner Sattel.

In-situ-Riffbildner, wie Korallen und Kalkalgen, wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die „Oberrhätalk“ im Kartiergebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttkalke

lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhätium datieren.

## Jura

### **Bunte Jurakalke i. A.: Hornsteinkalk, Crinoidenspatkalk, roter Knollenkalk (teilweise als tektonische Melange)**

unterer und mittlerer Jura

Über Kalken der Kössen-Formation und/oder den „Oberrhätalken“ folgen in den Kernbereichen der Klauser Synklinale beidseits des Klauser Stausees bunte Jurakalke. Diese sind dort südlich der Schedlbauer Alm teilweise nochmals eingefaltet, unterhalb des Dorfer Berges durch einige SW-NE verlaufende lokale Seitenverschiebungen gegeneinander versetzt. Als wichtigste Lithologien wären rote Bankkalke und Mergelkalke sowie graue, rötliche bis rötlich-grüne Crinoidenspatkalke („Hierlatzkalk“) zu nennen. Diese lassen oft starke Mächtigkeitsschwankungen von wenigen Dezimetern in „Oberrhätalk“-Spalten bis hin zu etwa 30 m am Grat nördlich des Gröbnersattels erkennen. Insbesondere die mergelreichen Rotkalke als relativ inkompetente Lithologie fungierten bei der mit der Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke als Schwächezone in den Großfalten: so sind sowohl der Nordschenkel westlich und der Südschenkel der Klauser Synklinale östlich der Jagdhütte Klaus durchgeschert.

Die roten Bankkalke mit zwischengeschalteten Mergeln (= Adnet-Formation i.w.S.) zeigen ein nodulares, durch unterschiedlich orientierte Drucklösungssäume gebildetes Gefüge mit zahlreichen Pseudoklasten und sind am Beginn des Fahrweges zum Gröbner Sattel gut erschlossen. Sie gehen in weiterer Folge rasch in deutlich härtere, rote bis violettrote Crinoidenspatkalke mit einem hohen Rekristallisationsgrad über (anstehend etwa knapp westlich von Schloss Klaus).

Das Alter der Bunten Jurakalke kann mit dem unteren und mittleren Jura aufgrund fehlender biostratigrafischer Marker und der Lage zwischen „Oberrhätalk“ und Ammergau-Formation nur gemutmaßt werden. Die stratigrafisch eigentlich dem unteren Jura zugehörige Beckenfazies der Allgäu-Formation scheint in den oberösterreichischen Voralpen aus faziellen Gründen zur Gänze zu fehlen. Das Gebiet um Micheldorf und Steyrling sollte sich demnach auf einer Schwellenregion befunden haben, wofür auch die Anlage von unmittelbar zuvor abgelagerten, riffogenen „Oberrhätalken“ spricht.

### **Ammergau-Formation**

Oberer Jura bis ?Unterkreide

Die Ammergau-Formation bildet den Kern der Klauser Synklinale und die jüngsten im Kartiergebiet erschlossenen kalkalpinen Schichtfolgen. In den meistens stark verfalteten, intern verquetschten und zerwürgten Mergelkalken konnte in den Grenzen des Kartiergebietes keine lithologische Abfolge festgestellt werden – etwaig vorhandene Anteile der tiefkretazischen Schrambach-Formation sind nicht komplett auszuschließen, lassen sich aber aufgrund ihrer kleinräumigen Vorkommen im Kartenmaßstab nicht darstellen und wurden deswegen der Ammergau-Formation zugerechnet.

Großflächigere Vorkommen befinden sich unmittelbar westlich der Jagdhütte Klaus, erschlossen durch kurvenreiche Fahr- und Forstwege. Die Ammergau-Formation setzt sich dort vorwiegend aus dünn- bis maximal mittelbankigen, stark verfalteten grauen Kalken und Mergelkalken zusammen. Häufig durchziehen das Gestein bis 1 cm dicke, spärlichverheilte Klüfte ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, die die Klüfte ausfüllen. Gegen das Hangende – sofern sichtbar – ist eine Zunahme von Mergeln zu beobachten – teilweise können kleine Bioturbationsflecken beobachtet werden.

## Quartär

### **Pleistozän**

Nur wenige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind Lokalmoränenreste knapp östlich der Schedlbaueralm, die zu den im Nordkar des Kremsmauer-Massivs gelegenen kleinen Lokalgletschern gehören.

Ältere glazigene Ablagerungen, beispielsweise solche der Reißvereisung, konnten im Anstehenden nicht direkt gefunden werden. Die terrassenähnliche Hochfläche südöstlich von Steyrling am orografisch rechten Hang der Steyrling wurde als reißzeitlicher Hochterrassenrest interpretiert. Weitere reißzeitliche Hochterrassenreste bestehen im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes rund um den Kienberg (Oberer Wienerweg, Schön) sowie südwestlich des Kreuzbichlgutes auf der anderen Talseite.

### **Hochterrasse**

Riß

Undeutliche Reste der reißzeitlichen Hochterrasse bestehen vor allem rund um den Westhang des Kienberges vom Oberen Wienerweg bis nach Schön und weiter ostwärts bis zur Steyr. Die einstmals wohl wesentlich deutlicher ausgeprägten Terrassenkörper sind größtenteils verwittert und lassen sich lediglich morphologisch mit Hilfe des digitalen Geländemodells abgrenzen. Direkte Aufschlüsse wurden nicht gefunden.

Eine terrassenartige Ebene nahe einem aufgelassenen Gehöft südöstlich von Steyrling ca. 40 m über Vorfluter-Niveau wurde als Hochterrassenrest interpretiert – allerdings auch hier ohne das Vorhandensein des unmittelbar Anstehenden.

### **Lokalmoräne**

Würm

Kleinräumige Moränenreste konnten lediglich unmittelbar östlich der Schedlbaueralm kartiert werden (s.o.). Aufgrund morphologischer Hinweise auf Seitenmoränen an der Schedlbaueralm knapp westlich des Kartiergebietes (Gebiet Kremsmauer), kann davon ausgegangen werden, dass ein kleiner Kargletscher aus dem Bereich zwischen Kremsmauer und Jausenkogel nach Nordosten abfloss und seine nördliche Begrenzung wohl in der heutigen Position der Schedlbaueralm lag.

Die nur schlecht erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie

die Anlage lokaler Vernässungszonen. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen können gehäuft gerundete Komponenten als Streu im Wald gefunden werden, die eindeutig keinen Hangschutt darstellen und vermutlich von erodierten, ehemals großflächigeren Moränenvorkommen stammen dürften. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist gering und liegt östlich der Schedlbaueralm zwischen 1 und 3 m.

### **Niederterrasse**

Würm

Im Gegensatz zur fraglichen rißeiszeitlichen Hochterrasse südöstlich Steyrling und der rudimentär erhaltenen Hochterrasse am westlichen Kienberg ist der in den Tälern von Steyrling und Steyr bis ca. 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Terrassenkörper mit scharf erodierter Kante weitgehend zusammenhängend und gut erhalten. Die Niederterrassen-Sedimente sind durch natürliche Aufschlüsse entlang der Steyrling zwischen Steyrling und Bahnhof Steyrling sowie entlang des durch den Klausener Stausee gefluteten einstigen Cañon südlich von Klaus vielerorts direkt erschlossen und auch in einigen noch in Abbau stehenden Schottergruben südlich und nördlich von Klaus erkundbar. Es handelt sich durchwegs um verfestigte, schlecht sortierte Schotter und Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, kalkalpinen Geröllen. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutliche Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Bereich der Steyrling ca. 10 m (nahe des alten Kraftwerkes Steyrling kann noch der Kontakt zum unterlagernden Wettersteindolomit beobachtet werden), im Bereich des Klausener Stausees und nördlich von Klaus betragen die Maximalmächtigkeiten etwa 40 m.

Faziell handelt es sich bei den Niederterrassenschottern um glazigene Ablagerungen mehrerer im Vorfeld des würmzeitlichen Gletscherströme abgelagerten, die ganze Talbreite ausfüllenden „Braided-River“-Systeme mit rasch wechselnden Ablagerungsbedingungen und temporären Flussläufen. Die Niederterrasse in Steyrling wurde vom gleichnamigen Gletscher gespeist, jene des Klausener Tales vom Warscheneck- und Prielgletscher.

### **Holozän**

#### **Schuttkegel**

Holozän

Holozäne Schuttkegel sind ein immer wieder auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Beidseits des Kammes Jausenkogel–Brennet bestehen größere, aus den darüber aufragenden Wettersteinkalken gespeiste Schuttkegel, von denen die größten 500 m und mehr Länge erreichen können. Aufgrund dieser Dimension dürfte sich ihre maximale Mächtigkeit im Bereich von maximal 15 bis 20 m bewegen. Sie setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls leicht kantengerundetem Lokalmaterial zusammen (Südwestseite Brennet: Wettersteinkalk; Nordostseite Brennet: Wettersteinkalk und untergeordnet Hauptdolomit).

Die Südseite des Kienberges trägt in Talnähe mehrere mittelgroße Schuttkegel, die am Ende seicht eingeschnittener Querrinnen liegen. Ähnliche Situationen bestehen an der Nordseite des Dorfer Berges im westlichen Sengsengebirge.

#### **Hangschutt, Hangschutt blockreich**

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Nord- und Südflanken des Kremsmauer-Massivs (Kamm Jausenkogel bis Brennet) vor allem in Gebieten mit dem Hauptdolomit als Lieferant stark ausgeprägt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Karbasis zu beobachten – teilweise sehr mächtig und als neuzeitliche Talusbrekzie teilweise verfestigt.

Die Lithologie der beispielweise im Steinbruch Steyrling bis maximal 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch „Oberhätalk“ zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus.

#### **Felssturz**

Holozän

Lediglich östlich der Schedlbaueralm wird eine Felssturzmasse angeschnitten. Wie der Hangschutt und Schuttkegel wird die anzutreffende Lithologie im Wesentlichen durch das unmittelbare Einzugsgebiet bestimmt – die Komponenten sind nur ungleich größer – maximale Abmessungen einiger Blöcke gehen bis ca. 7 m Kantenlänge. Die geschätzten Mächtigkeiten liegen bei maximal 10 m.

#### **Rutschungen**

Holozän

Im Untersuchungsraum konnte nahe Seiteben an der Südflanke des Steyrlinger Kalkwerkes eine Rutschung auskartiert werden, deren Basis vermutlich mehrere Zehnermeter tief in den Untergrund reicht. Auslöser in diesem Fall ist die nahezu hangparallel einfallende Schichtung (205/45), die durch eine orthogonal zur  $s_0$ -Fläche stehenden dominanten Klüftung in regelmäßigen Abständen geschwächt wird. Im Gelände wird das Hangzergleiten durch ein abgetrepptes, unruhiges Relief deutlich – die Ausmaße der Rutschung lassen sich jedoch lediglich im DGM gut flächig fassen.

Eine weitere größere Rutschung ist – vermutlich als Mehrfacheignis – aus dem großen Graben südlich oberhalb Kefer (Ortsteil von Steyrling) abgegangen. Im dichten und bereichsweise unzugänglichen Wald lassen sich keine Aufschlüsse des Anstehenden finden, sodass man davon ausgehen darf, dass es sich um eine tiefreichende Schürfmasse handelt. Einzelne Stauchwälle bzw. wenigstens drei voneinander unterscheidbare Rutschloben lassen sich auf dem digitalen Geländemodell gut voneinander abgrenzen.

### **Schuttstrom, Murschutt**

Holozän

Von den Wetterstein- und „Oberhätalken“ als den härtesten Lithologien des Kartiergebietes gehen diverse Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters aus, die meistens aber nur mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Diese finden sich zu beiden Seiten des Massivs Jausenkogel-Brennet. Einige der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Gesteinsmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (Sand- bis Block-Fraktion).

### **Talfüllung, Bachschotter, Schwemmfächer**

Holozän

Vor allem der Talboden knapp östlich der Ortschaft Steyr-ling zeigt ausgeprägte neuzeitliche, polygenetische Talfüllungen in Form von Bachschottern, überwachsenen braided river-Ablagerungen und Abschwemm-Massen von den umliegenden Berghängen. Das Potenzial allgemein für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland. Kleinere Talfüllungen bestehen westlich von Schön sowie westlich Hiendreith und Kohlnhub. Die Mächtigkeit der Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte aber im Steyringer Talkessel und nahe Klaus bis zu 10 m betragen.

Typische Schwemmfächer durch perennierende Gewässer finden sich nur sporadisch, etwa unmittelbar südlich des Schlosses Klaus an der Flankenbasis des Brennet gegen den Klausner See. Seine Front grenzt auf würmzeitliche Niederterrassenschotter.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen zu allenfalls lokalen Feinsanden – vor allem aus Liefergebieten mit dem Hauptdolomit als wesentliche Lithologie.

### **Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt**

Holozän

An der Westflanke des Dorfer Berges existieren deutliche Verebnungszonen mit ca. 1 bis 2 m mächtigen orangebraunen bis dunkelockerfarbenen lehmigen Böden, die auf dem Anstehenden liegen und insbesondere durch Weganschnitte einsehbar werden. Vielfach erinnert die Anlage und Struktur – vor allem im digitalen Geländemodell – an typische Moränenvorkommen, jedoch mit dem Unterschied, dass die für Moränensedimente typischen gerundeten und angerundeten Gerölle (auch teilweise ortsfremder Lithologien) fehlen und gemäß den bisherigen Kenntnissen kleine Lokalglatscher in diesen Bereichen nicht vorkamen. Aus diesem Grund wurden die Vorkommen mit o.g. Begriff gewählt, da es sich vermutlich um ausgeschwemmte Residualsedimente etwas mergelreicheren Hauptdolomits sowie der Kössen-Formation handeln dürfte, die im flacheren

Gelände durch Bäche oder Muren nicht in das Tal transportiert wurden, sondern sich im Laufe der Zeit in Senken oberhalb angesammelt haben.

### **Erosionskanten**

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziierten Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa im Steyringer Tal) sowie am gefluteten Klausner Cañon.

### **Anschüttungen, anthropogen verändertes Material**

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften sowie schwerpunktmäßig entlang der Hauptverkehrsachse durch das Tal der Steyr (Bahn- und Straßendämme entlang der Bahnlinie und Bundesstraße). Größerflächige Anschüttungen bestehen auch in den Schottergruben sowie in den beiden großen Steinbrüchen des Untersuchungsraumes.

## **Tektonik**

### **Staufen-Höllengebirge-Decke**

Die durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandene compressive Struktur in Form einer lokalen Muldenstruktur („Kaltau-Synklinale“) lässt sich im westlichsten Teil des Untersuchungsraumes bis knapp westlich des Brennet verfolgen und wird – verborgen unter mächtigen Hangschuttfeldern – vermutlich von einer Großstörung mit (lediglich vermuteter) dextralen Versatzkomponente abgeschnitten. Der weiter südöstlich zutage tretende Dolomit wurde – entgegen älteren Kartenwerken – nicht als Hauptdolomit, sondern als Wettersteindolomit kartiert. Gründe hierfür sind die deutlich hellere Gesteinsfärbung, der gegenüber dem Hauptdolomit stets erhöhte Kalkgehalt (mäßige Reaktion mit verdünnter Salzsäure) und der Gesteinshabitus, der dem Wettersteinkalk ähnlicher scheint. Gegen Südosten nimmt die Ausbissbreite des Wettersteindolomits deutlich zu – seine Nordostgrenze verläuft und bedingt das südliche Ende des Kalksteinbruches Steyr-ling (und macht eine südwärtige Expansion nach Meinung der Werksleitung aufgrund hoher Magnesiumgehalte unrentabel).

### **Reichraming-Decke**

Die Überschiebung der Reichraming-Decke durch die Staufen-Höllengebirge-Decke resultierte in der Anlage eines komplexen, unter der Nordwand des Gebirgsmassivs Falkenmauer-Kremsmauer-Jausenkogel-Brennet ostwärts verfolgbarer Mulde-Sattel-Systems – die „Kremsmauer-Synklinale“ im Süden, die „Kaibling-Antiklinale“ im Norden. Während letztere durch eine südwestgerichtete Überschiebung im Bereich des Wassergrabens unter der Kremsmauer tektonisch amputiert wird, lässt

sich die Kremsmauer-Synklinale zwanglos südostwärts in der „Klauser Synklinale“ wiederfinden. Diese wird zwar im Bereich der Schedlbaueralm größtenteils von Hangschutt und Lokalmoränen-Lockergesteinen überdeckt, die Muldenstruktur erscheint jedoch von der Nordflanke des Jausenkogels ostwärts wieder deutlicher. Dort sind sowohl Süd- als auch Nordschenkel durch kompressive Überschiebungen teilweise durchschert: Zunächst wurde im mäßig steil südwärts einfallenden Nordschenkel oberjurassische Ammergau-Formation durch Kössen-Formation überschoben – nur in einem kleinen Bereich lässt sich die als „Schmiermittel“ fungierende tiefjurassische, mergelreiche Melange („Bunte Jurakalke“) noch relikthhaft kartieren. In diesem Bereich hat wohl eine flexurelle Absenkung der Muldenachse die oberjurassische Ammergau-Formation erhalten. Während am Nordschenkel in weiterer Folge ostwärts die sedimentäre Abfolge von Hauptdolomit über Plattenkalk zu Kössen-Formation und bunten Jurakalken wieder vollständig erscheint, ist nun der teilweise beinahe saiger stehende, bereichsweise auch überkippte Südschenkel tektonisch amputiert: hier wurde in einer offenbar nordwärts überschobenen Doppelmulde die mergelreiche Ammergau-Formation von „Oberrhätalk“ überschoben. Abermals geschieht die Durchscherung an den relativ inkompetenten, da lithologisch sehr vielfältigen und mergelreichen Bunten Jurakalken. Die südgerichtete Überschiebung des Südschenkels lässt sich bis zum Klauser See verfolgen. Dort wird sie vermutlich von einer größeren Störungszone mit dextraler Schrägaufschiebungskomponente begrenzt, die für die Anlage des Klauser Tales verantwortlich sein dürfte. Folglich wird im westlichen Sengsengebirge unter dem Dorfer Berg der Muldenkern etwas nach Süden versetzt und herausgehoben, so dass dort lediglich ein schmales Band subanstehender Bunter Jurakalke – offenbar ausschließlich tiefstjurassische Rotkalke und etwas ostwärts zumindest relikthhaft rote Spatkalke („Hierlatzkalke“) – zutage tritt. Dieses und der in beiden Synklinalschenkeln erosiv herausgearbeitete „Oberrhätalk“ werden von einer Reihe von SW–NE verlaufenden Staffelfröhen gegeneinander verschoben.

Die Fortsetzung der oben kurz angesprochenen Kaibling-Antiklinale ostwärts erscheint undeutlich, da sie ausschließlich in monotonem Hauptdolomit verläuft („Schönberg-Antiklinale“). Aus zahlreichen Gefügemessungen im Hauptdolomit zwischen Hungerbichl mit einem generellen nordgerichteten Einfallen und dem Schönberg mit hauptsächlichem Südeinfallen kann eine Antiklinalstruktur erahnt werden, deren Achse in einer Linie zwischen Schönberg und Schedlbauer verfolgt werden kann und damit zumindest grob in Verlängerung der Kaibling-Antiklinale liegt.

## Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER, DANIEL ELSTER,  
ALEXANDER LUKENEDER (Auswärtiger Mitarbeiter),  
DANIELA REHAKOVA (Auswärtige Mitarbeiterin) &  
STJEPAN ĆORIĆ

Anlass für die Neukartierung von Teilen der Nördlichen Kalkalpen auf dem Kartenblatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems war die Übertragung der durchaus detailreichen und übersichtlichen Karte von BAUER (1953) auf die moderne Topografie sowie die kartierungsmäßige Überarbeitung der Kartierung von BIRKENMAJER (1995).

### Zur Stratigrafie des Gebietes

Die spärlich erhaltene **Mitteltrias** im Gebiet Schauderzinken–Hausberg–Schmiedleithen–Innerort–Rabenstein kann anhand der Mikrofazies und Lithologie reichlich in drei Formationen aufgegliedert werden. Der **Reiflinger Kalk** („Muschelkalk in Reiflinger Fazies“, BAUER, 1953: 108) kann schon rein lithologisch in einen unteren (anisischen) und oberen (ladinischen) Abschnitt untergliedert werden. Der vom Reiflinger Becken zur Wetterstein-Karbonatplattform vermittelnde allopäpische Schuttkalk des **Raminger Kalkes** konnte ebenso in einzelnen, isolierten Schollen angetroffen werden und sollte sich unter der jungen Bedeckung in den Sattel zwischen Reiterhof und Hausberg bei Leontstein fortsetzen. Der über dem Reiflinger Kalk einsetzende **Wettersteinkalk**, für den cordevoles Alter vermutet werden kann (es wurden keinerlei Diploporenkalke angetroffen), lässt sich in eine wahrscheinlich ältere Rifffazies im Süden (Rabenstein und Hausberg) und eine wahrscheinlich jüngere, lagunäre Fazies im Norden (Schauderzinken) untergliedern. Diese beiden Faziestypen des Wettersteinkalkes sowie die anisoladinischen Reiflinger Kalke der Schmiedleithen lassen sich in erstaunlich ähnlicher Ausbildung und Anordnung auch östlich des Steyrtales im Bereich nördlich des „Dürren Eck“ (Kote 1.222 m) wiederfinden (BRAUNSTINGL, 1983). Dort ist ein vollständiges Profil vom unteranisischen Gutensteiner Kalk bis zum oberladinischen Reiflinger Kalk (mit relativ mächtigen Partnach Schichten) aufgeschlossen, das sich gut mit den Reiflinger Kalken der Schmiedleithen vergleichen ließe. Daher kann vermutet werden (was allerdings erst mit Conodonten belegt werden müsste), dass der über den Reiflinger Kalken einsetzende Wetterstein-Riffkalk inklusive der leider tektonisch isolierten Raminger Kalke relativ junges Alter (oberes Langobardium–Cordevolium) haben dürfte.

Die von BAUER (1953) als „Dachsteinkalk“ angesprochenen Gesteine können aufgrund ihrer durchschnittlich geringeren Bankmächtigkeiten im dm-Bereich eindeutig dem für das Bajuvarische Deckensystem typischen **Plattenkalk** zugeordnet werden. Das Vorkommen rhätischer Gesteine (**Kössen-Formation** und „**Oberrhätalk**“) bei BAUER (1953) kann zwar bestätigt werden, ist aber auf sehr kleine und schmale Linsen und Gesteinszüge (mit Rollstücken

von Lumachelle-Kalken und Korallen führenden Gesteinen) reduziert. Stets treten sie im Zusammenhang mit oder in der Nähe der Unterjura-Hornsteinkalke auf, die aufgrund ihrer dunkelgrauen Farbe und mergeligen Einschaltungen teilweise von BAUER (1953) für Kössener Schichten gehalten wurden. Zum Teil wurden die massigen Mikritoidkalken von BAUER (1953) als „Oberrhätalkalke“ angesprochen (z.B. bei den südlich des Rinnerberger Baches in den Hauptdolomit eingeschalteten Jura-Spänen), doch kann die Ansprache als Mikritoidkalk aufgrund der angrenzenden Rotkalke, Aptychenkalke und Unterjura-Hornsteinkalke als gesichert gelten. Lediglich bei dem langen Kalkzug, der am südlichen Bergfuß des Rinnerberges gegen den Sonnkogel zieht, dürfte es sich tatsächlich um Kössener Kalke (dunkelgraue Mergelkalke, gelblichgraue Lumachellenkalke mit Bivalvenschill und Crinoiden sowie graue Korallenkalke) und „Oberrhätalkalke“ (hellgraue Kalke in lagunärer Rückrifffazies) handeln.

Die Einordnung der mittel- bis dunkelgrauen, kieseligen und oft fleckigen **Hornsteinkalke** in den **Unterjura** kann als gesichert gelten, da sie in den Profilen stets an der Basis der Jura-Schichtfolge unmittelbar über der Obertrias einsetzen. Mikrofaziell entsprechen sie der Allgäu-Formation (Fleckenkalke), Liasspongienkalken (Schwammnadeln) oder Scheibelbergkalken (Hornsteinkalke).

Die Abtrennung von **Klauskalk** innerhalb der Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes wurde in erster Linie aufgrund seiner lithostratigrafischen Position her vorgenommen. In Dünnschliffen konnte zum Teil die für den mittleren Jura charakteristische Filamentfazies („*Bositra*-Lumachelle“ bzw. „*Posidonia*-Kalke“, FLÜGEL, 1967: 49) nachgewiesen werden (Westflanke Großer Landsberg, 680 m SH). Nicht auszuschließen ist, dass die Rotkalke des Mitteljura eventuell noch einen höheren Anteil des Unterjura (Tarcium) umfassen. Auffällig ist jedenfalls, dass am Kleinen und Großen Landsberg, am Rinnerberg und Sonnkogel die Vilser Kalke fast gänzlich fehlen, sodass die Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes in diesen Gebieten einen größeren stratigrafischen Umfang haben müssen als am Hirschwaldstein (MOSER, 2014).

Die von BAUER (1953) als „Doggerkalk“ und von BIRKENMAJER (1995) als „white massive limestone“ des Tithonium kartierten Gesteinszüge werden vorerst dem oberjurassischen **Mikritoidkalk** zugeordnet. Da der tiefere Jura unter dem Mikritoidkalk oft primär oder tektonisch bedingt fehlt, ist die Zuordnung der fleischrosa-rot und auch weiß gefärbten Massenkalken von BAUER (1953: 112–113) in den mittleren Jura verständlich, vor allem auch deswegen, weil der Vilser Kalk, der am Hirschwaldstein das normal Liegende des Mikritoidkalkes bildet, auf den Landsbergen, aber auch am Sonnkogel und Rinnerberg, zu fehlen scheint. Die Einstufung dieser Massenkalken in das Tithonium durch BIRKENMAJER ist insofern irreführend, da die von BIRKENMAJER (1995) im Liegenden des Mikritoidkalkes angenommenen Saccocomen führenden Steinmühlkalke des Kimmeridgium („red nodular limestone“) in Wirklichkeit dessen Hangendes bilden (MOSER, 2014). Erst die stratigrafische Einstufung der Rotkalke im Liegenden und Hangenden des Mikritoidkalkes wird Licht in dessen richtige stratigrafische Position bringen. Da jedoch zumindest am Hirschwaldstein und am Großen Landsberg der Mikritoidkalk von zwei Formationen des mittleren Jura (Klauskalk und Vilser Kalk) unterlagert und von Saccocomen-

kalken des Kimmeridgiums (Steinmühlkalk) überlagert wird und zudem nirgendwo der für das Oxfordium charakteristische Ruhpoldinger Radiolarit auftritt, ist eine Einstufung des Mikritoidkalkes in den basalen Oberjura (Oxfordium) naheliegend.

Die im Hangenden des Mikritoidkalkes auftretenden mikritischen Rotkalke des höheren Oberjura wurden zusammenfassend als **Steinmühlkalk** bezeichnet. Im Dünnschliff können zwei stratigrafische Einheiten unterschieden werden: *Saccocoma*-Kalke des Kimmeridgium (Tegernseer Kalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49) und *Calpionella*-Kalke des höheren Tithonium-Berriasium (Haselbergkalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49). Aufgrund der Calpionellenfauna, die freundlicherweise von ALEXANDER LUKENEDER (NHM Wien) bestimmt wurde, kann die stratigrafische Reichweite der roten Steinmühlkalke bis in das oberste Mittel-Berriasium ausgeweitet werden (*Elliptica*-Subzone der Standard *Calpionella*-Zone). Auch nach TOLLMANN (1976: 381) soll der Haselbergkalk bis in das Mittel-Berriasium reichen.

Das Vorkommen von **Aptychenschichten** („Aptychenkalke“, Ammergau-Formation) wird sowohl von BAUER (1953: 114), als auch von BIRKENMAJER (1995) nur kurz erwähnt, kann aber aufgrund unserer Neukartierung auch auf schmale Streifen, die oftmals im Zusammenhang mit dem Mikritoidkalk erhalten geblieben sind, ausgedehnt werden. Stets sind die Aptychenschichten als dünnbankige, mittel- bis hellgraue, mikritische Kalke mit etwas Hornstein ausgebildet. Aufgrund des Emporreichens der Oberjura-Rotkalke (Steinmühlkalke, Haselbergkalk) bis in das obere Mittel-Berriasium im Liegenden kann das Einsetzen der Aptychenschichten, ebenso mit Calpionellen vom Hirschwaldstein belegt, mit dem oberen Berriasium angenommen werden (det. A. LUKENEDER, *Oblonga*-Subzone der Standard *Calpionellopsis*-Zone). Dass die Aptychenschichten mindestens noch das tiefere Valanginium umfassen, konnte mit einer Nannoprobe aus der Westflanke des Rinnerberges (Details siehe unten) belegt werden. Nach LUKENEDER (2004a) dürfte dann die Schrambach-Formation erst im oberen Valanginium einsetzen.

Das Vorkommen von „Neokom-Sandsteinen“ (BAUER, 1953: 115; BIRKENMAJER, 1995) im Graben zwischen Kleinem und Großem Landsberg wird angezweifelt, da sich lithologisch keinerlei Parallelen zu den Kalkmergeln und Sandsteinen der Schrambach- und Rossfeld-Formation ergeben. Vielmehr werden die feinkörnigen, meist karbonatfreien Sandsteine, Tonmergel und Feinkonglomerate der mittelkretazischen **Losenstein-Formation** zugeordnet. Bestätigt wird diese stratigrafisch und tektonisch bedeutende Umdatierung einerseits dadurch, dass sich dieser Zug von Oberkreide-Sandsteinen östlich des Steyrtales im Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1983) fortsetzt bzw. andererseits dadurch, dass eine Nannoflora, die einem braungrauen Mergel aus der Losenstein-Formation entnommen werden konnte, ein höheres Albium bis Cenomanium-Alter ergab.

#### Quartär

**Hang- und Blockschutt** bilden die jüngsten quartären Sedimente. Natürlicherweise liefern die steileren Kalkrippen (Mikritoidkalk, Rotkalk, Plattenkalk, Wettersteinkalk) reichlich Hangschutt, der sich in größerer Mächtigkeit anzusammeln vermag und leichter verwitterbare Schichtglie-

der (Hauptdolomit, Kreidesandstein, Aptychenschichten u.ä.) überdeckt. Da die bis zu 50 m hohen Felswände des Mikritoidkalkes noch immer instabil sind (lockere Klüftkörper im Meterbereich), ist leicht verständlich, dass diese zur Ausbildung mehrerer Felsstürze mit bis zu hausgroßen Blöcken geführt haben. Aus der Nord- und Ostflanke des Kleinen Landsberges, als auch aus der Südflanke des Großen Landsberges und der Westschulter des Rabensteines haben sich größere Blockwerksmassen (Felsstürze) gelöst. Das massige bis grobklüftige Erscheinungsbild des Mikritoidkalkes mag die Ausbildung von größeren Felssturzböcken begünstigt haben. Die an der Südseite des Großen Landsberges etwa hangparallel einfallenden Kalkplatten aus massivem Mikritoidkalk zeigen deutlich **Bergzerreibungsstrukturen** wie offenstehende Klüfte und gelockerte Blockbildung, die in manchen Regionen einen tiefgreifend aufgelockerten Gesteinsverband vermuten lassen. Motor für diese tiefgreifende Auflockerung dürfte die Auflagerung der starren und grobklüftigen Jurakalke auf dem eher wasserabweisenden und stärker verwitterbaren Hauptdolomit darstellen. Abzusehen ist, dass sich aus diesen aufgelockerten Bergflanken in weiterer Zukunft wieder kleine Felsstürze lösen werden. Eine besondere Erwähnung verdient eine größere **Massenbewegung** am nördlichen Hangfuß des Kleinen Landsberges, die sich interessanterweise aus dem Hangschutt der darüber anstehenden Plattenkalke, Hauptdolomite und Jurakalke nährt. Die Abrisskanten dieser Massenbewegung sind in kleinen Felsnischen, die im Bereich einer N-S streichenden Störungszone sowohl im Plattenkalk, als auch in dünnbankigen Aptychenschichten in etwa 600–620 m SH angelegt worden sind, zu suchen. Im Gelände zeichnet sich diese Massenbewegung durch deutliche Ausbildung von Buckelhängen und durch das Auftreten von schiefstehenden oder krumm wachsenden Bäumen aus. Im Laserscan ist gut zu erkennen, wie die ganze, aus kalkalpinem Hangschutt aufgebaute Rutschmasse weit über den Hangfuß in etwa 500 m SH hinaus gewandert ist. Da im kalkalpinen Bereich an dieser Stelle keine größeren Wasser stauenden Schichten im Untergrund zu vermuten sind, dürfte der Motor für diese Massenbewegung einerseits in der starken tektonischen Zerrüttung der kalkalpinen Gesteine an der Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen zu suchen sein und andererseits natürlich in der Unterlagerung der hier nur geringmächtigen kalkalpinen Gesteine durch Wasser stauende Sandsteine und Mergel des Rhenodanubischen Deckensystems. Eine ähnliche Situation kann von den buckeligen Hängen südlich Gf. Grabmais beschrieben werden, wo eine mächtigere Hangschuttdecke aus kalkalpinem Hangschutt bereits den Wasser stauenden Sandsteinen und Mergeln des Rhenodanubischen Deckensystems auflagert (Quelle!). Auch die Wasser stauenden Kalkmergel der Schrambach-Formation und Aptychenschichten neigen, trotz geringer Hangneigung, zur Ausbildung flachgründiger Massenbewegungen. In Gebieten mit steilerer Topografie, in denen die kieseligen Unterjura-Hornsteinkalke zutage treten, konnten, vor allem im Bereich älterer Forststraßen, kleinere Murabgänge festgestellt werden. Wie der Name schon vermuten lässt, sind fast alle Gebiete, in denen die Flyschsandsteine und Flyschmergel des Rhenodanubischen Deckensystems auftreten, durch aktive Rutschhänge (Buckelhänge, Säbelwuchs) und eine stark oberflächennahe Entwässerung (Gräben zum Beispiel westlich des Güterweges „Grall“) charakterisiert.

Das Auffinden von Rollstücken aus gut verkitteter, kantiger **Gehängebrekzie** kann als Hinweis auf früher sehr mächtig ausgebildete pleistozäne Hangschuttmassen gewertet werden. Lediglich an der Schauderzinken-Forststraße konnten anstehende Gehängebrekzien, die sich aus kantigem Lokalschutt zusammensetzen, angetroffen werden. Größere Areale mit anstehender Gehängebrekzie konnten jedoch nirgendwo mehr angetroffen werden, da sie gänzlich der holozänen Erosion anheimgefallen sind.

Hinweise auf **pleistozäne Ablagerungen** sind im kartierten Gebiet nur sehr spärlich vorhanden. Die breiten Verebnungen im Gebiet der Schmiedleithen zeigen kaum Aufschlüsse und sind aufgrund der flachen Topografie kaum als Schutthänge zu bezeichnen. Sowohl ZEITLINGER (1954: 232) als auch VAN HUSEN (1975) nehmen eine riß- oder mindeleiszeitliche Vergletscherung der Schmiedleithen mit Ablagerung von Moränenmaterial an, wobei der Hausberg wie ein „Nunatak“ aus den bald im Steyrtal endenden Eismassen herausgeragt haben soll. ZEITLINGER (1954: 228) beschreibt dabei, dass „*der Reiflinger Kalk bei Mayr im Baumgarten zu Rundbuckeln abgehobelt*“ worden sei. Daher wurde vom Autor auch eine geringmächtige Moränenbedeckung vermutet. Aussagen von Ortsansässigen zufolge soll der Untergrund eher felsig sein, sodass nicht ganz ausgeschlossen werden kann, dass die flachen Wiesen auch von Reiflinger Kalk unterlagert werden. Relativ sichere Hinweise auf eiszeitliche Sedimente existieren jedoch im Graben zwischen Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) und Steinkogel (Kote 1.097 m). An der orografisch linken Talflanke dieses Grabens sind etwa zwischen 650 und 730 m SH matrixreiche Feinbrekzien mit völlig verwitterten oder herausgewitterten kantigen Komponenten sowie völlig veraschten Dolomitkomponenten anzutreffen. Diese wurden als verfestigte Moränenreste mittelpleistozänen Alters interpretiert. Etwas grabenaufwärts (710 m SH) konnten am Bachbett auch noch anerodierte Bänderschluße und gut gerundete Feinkiesgerölle angetroffen werden, die vielleicht Eisrandsedimente dargestellt haben könnten (Kames-Terrassen). Die flachen Wiesenareale um Furth dürften ebenso pleistozäner Entstehung sein. Ortsfremde, etwas zugerundete Gerölle in dem nur schlecht aufgeschlossenen Gebiet geben einen schwachen Hinweis darauf. Die im Haupttal der Steyr und dessen Nebentälern vorhandenen Niederterrassen wurden aus der Kartierung BIRKENMAJER (1995) übernommen. Zusammen mit den Talalluvionen wurden die fluviatilen Formenelemente mit Hilfe von Laserscans lagegenau eingetragen.

## Kreide

In der Einsattelung zwischen Kleinem und Großem Landsberg treten vor allem feinkörnige Sandsteine der **Losenstein-Formation (basale Oberkreide, Albium-Cenomanium)** zutage. Es handelt sich um zum Teil mergelige, zum Teil karbonatfreie-siliziklastische, braune Feinsandsteine und, untergeordnet, braungraue Mergel. Aus diesen wurde eine Probe auf Nannofossilien (kleiner Forststraßenanriss 350 m SE' Kleiner Landsberg, 666 m SH) genommen. Diese enthielt folgende Nannoflora (det. S. ĆORIĆ, GBA Wien):

*Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN

*Braarudosphaera hockwoldensis* BLACK, 1973

*Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973

*Braarudosphaera* sp.

*Grantarhabdus meddii* BLACK, 1971

*Loxolithus armilla* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) NOËL, 1965

*Micrantholithus obtusus* STRADNER (1963)

*Retecapsa surirella* (DEFLANDRE & FERT, 1954) GRÜN

*Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984

*Watznaueria barnesiae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968

*Watznaueria biporta* BUKRY (1969)

*Watznaueria fossacincta* (BLACK, 1971) BOWN

*Watznaueria manivittiae* BUKRY, 1973

*Zygodiscus* sp.

*Zeughrabdotos diplogrammus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) BURNETT

*Zeughrabdotos embergeri* (NOËL, 1959) PERCH-NIELSEN, 1984

Vor allem das Auftreten von

*Braarudosphaera hockwoldensis* BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberstes Cenomanium),

*Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberes Albium),

*Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 (oberstes Albium–Maastrichtium) sowie

*Watznaueria biporta* BUKRY (1969) (oberstes Aptium–oberes Maastrichtium)

ergibt eine Gesamtreichweite der Probe vom unteren Aptium bis oberes Cenomanium an, wobei das Einsetzen von *Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 und das Aussetzen von *Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973 das Alter der Probe auf **oberstes Albium** einschränkt, was gut mit dem Alter der Losenstein-Formation übereinstimmt.

BRAUNSTINGL (1986b: 140, 141) führt ebenso das Vorhandensein von Losenstein-Formation im Dorngraben (östlich der Landsberge) an und kann ebenso mit Hilfe einer Nanoflora das Oberkreide-Alter beweisen. Das Vorhandensein von Rossfeld-Formation bei GAITANAKIS (1974: 48f.) und BAUER (1953: 115) wird auch von BRAUNSTINGL (1986b: 141) angezweifelt: „... alle untersuchten Proben erwiesen sich als jünger“. Anzumerken bleibt lediglich, dass BRAUNSTINGL (1986b: 141) nicht nur kalkige Sandsteine, sondern auch geröllführende Mergel und exotikaführende Konglomerate aus der Losenstein-Formation östlich der Steyr anführt.

Die mittelgrauen bis grünlichgrauen, dünnbankigen Kalkmergel der **Schrambach-Formation (höhere Unterkreide)** unterscheiden sich deutlich durch ihren höheren Tongehalt (Kalkmergel) von den kalkigeren Aptychenschichten (Mergelkalke). Stets nehmen die Schichten der Schrambach-Formation nur sehr flaches, stark wasserstauendes und rutschungsanfälliges, nur schlecht aufgeschlossenes Gelände mit starkem Bewuchs, z.B. durch Schachtelhalmgewächse, ein. Nach LUKENEDER (2004a: 175, 2004b: 229) setzt die Schrambach-Formation der Ternberg-Decke (Losensteiner Mulde) im oberen Valanginium ein. Aus der Schrambach-Formation nordöstlich Rinnerberg (Forstweg) führt LUKENEDER (schriftliche Mitteilung) Ammoniten des Hauteriviums an.

Als ältestes Schichtglied der Kreide treten die **Aptychenschichten (tiefere Unterkreide)** auf. Es sind dies meist dünnbankige, ebenflächige, manchmal flaserige, mittelgrau, gelbgrau, grüngrau bis hellgrau gefärbte, meist mikritische, manchmal auch fleckige Kalke, die gelegentlich etwas Hornstein und auch Mergellagen führen können. An Fossilien können unbestimmbare Ammoniten und Aptychen angeführt werden. Der stratigrafische Umfang der Aptychenschichten dürfte das höhere Berriasium und tiefere Valanginium umfassen. Aus einer Nannoprobe, die dem Grenzbereich zwischen Aptychenschichten und Schrambach-Formation an der Westflanke des Rinnerberges (550 m W<sup>i</sup> Kote 878 m in 710 m SH) an einem Forstweg entnommen worden ist, konnte für die Unterkreide typisches Nannoplankton (det. S. ĆORIĆ, GBA) mit einem Mindestalter von tieferem Valanginium bestimmt werden:

*Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN

*Percivalia fenestrata* (WORSLEY, 1971) WISE, 1983

Damit reichen die Aptychenschichten noch in das tiefere Valanginium hinauf und werden im oberen Valanginium von der Schrambach-Formation abgelöst.

## Jura

Im Liegenden der Aptychenschichten treten stets mikritische und knollige, rote **Steinmühlkalke des Kimmeridgiums-Tithoniums/Berriasiums** auf (Tegernseer Kalk, Mühlbergkalk und Haselbergkalk). Charakteristischerweise treten in diesen die für die Rotkalke typischen, mit Eisenmangankrusten überzogenen Hartgrundklasten auf. Mikrofaziell konnten in Dünnschliffen Saccocomenkalke des Kimmeridgiums und Calpionellenkalke des oberen Tithoniums/unteren Berriasiums nachgewiesen werden. An Biogenen können, neben unbestimmbaren Ammonitenresten, Bivalven und häufig Crinoiden angeführt werden. Rote Crinoidenspatkalke können dem Mühlbergkalk zugewiesen werden.

Mit Hilfe von Calpionellen (det. A. LUKENEDER) können innerhalb der Haselbergkalke zwei Zonen unterschieden werden:

Zone A: Standard *Crassicollaria* Zone, *Intermedia-Colomi* Subzone des obersten Tithoniums mit:

*Crassicollaria parvula* (REMANE),

*Crassicollaria massutiniana* (COLOM),

*Crassicollaria brevis* (REMANE),

*Calpionella alpina* (LORENZ),

*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU).

Dinoflagellaten: *Colomisphaera lapidosa* (COLOM).

Zone B: Standard *Calpionella* Zone, *Elliptica* Subzone des obersten Mittel-Berriasiums mit:

*Calpionella elliptica* (CADISCH),

*Calpionella alpina* (LORENZ),

*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU),

*Remaniella ferasini* (CATALANO),

*Remaniella colomi* (POP),

*Remaniella duranddelgai* (POP).

Dinoflagellaten: *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Dem basalen Oberjura wird der **Mikritoidkalk (Oxfordium)** zugeordnet. Dieser ist ein meist massiger, fleischrosa bis rötlich gefärbter, seltener lichtgrau-weißer oder gelb-

grauer, meist mikritischer Kalk, der in enger Wechsella- gerung zu den angrenzenden Rotkalken steht. An der Ba- sis und im Hangenden geht der Massenkalk in deutlich gebankte Partien über. Stets bildet der massige Kalk zu- sammen mit den Rotkalken steile Felsrippen und durchge- hende Wandzüge. Der Fossilinhalt des Mikritoidkalkes ist leider sehr gering, meist kann man nur etwas feine Crinoi- denspreu beobachten. Im Dünnschliff kann der Mikritoid- kalk als Oobiomikrit bis Oobiosparit bezeichnet werden, wobei die Ooide unterschiedlich stark mikritisiert worden sind.

Eine interessante Frage ist, in welchem Faziesbereich die Mikritoidkalken abgelagert worden sind. Generell gelten Ooide als Merkmal sehr flachmariner Ablagerungsbedin- gungen im Bewegtwasserbereich. Die zum Teil recht feinkörnige Matrix und das Auftreten typisch pelagischer Fos- silien wie planktonische Protoglobigerinen, pelagische Bivalven und Ammoniten im Mikritoidkalk lassen jedoch nur tiefermarine, pelagische Ablagerungsbedingungen zu. Damit im Zusammenhang kann man diskutieren, ob die mikritisierten Ooide aus einem flachmarinen Ablagerungs- bereich in tiefermarine Bereiche umgelagert worden sind, oder ob, einer These von JENKYN (1972: 30) folgend, die mikritischen Ooide noch im Bereich der photischen Zone durch Algentätigkeit („algalcontrolled sediment trapping“) ähnlich Onkoiden gebildet worden sind. In diesem Fall nimmt JENKYN (1972: 30) eine mögliche Ablagerungstiefe der Ooide zwischen 125 und 200 m Wassertiefe an.

An der Südseite des aus Mikritoidkalk aufgebauten Wandzuges des Kleinen Landsberges treten auffällig bunt (rotgrau, grüngrau, gelbgrau) gefärbte **Hornsteinknollen- kalke** auf, die feinspätig sind und oft Crinoidengrus füh- ren. Diese können auch in rot gefärbte, Hornstein führen- de Crinoidenschuttkalke übergehen. Im Dünnschliff zeigen diese Crinoidenspatkalken eine durchgehende Verkieselung und lassen sich entweder mit der Chiemgau- oder Ruhpol- ding-Formation parallelisieren.

Wahrscheinlich den Mitteljura (**Klauskalk**) vertreten die Rotkalken im Liegenden des Mikritoidkalkes bzw. im Han- genden der Obertrias (Hauptdolomit, Rhätiumkalken) oder der Unterjura-Hornsteinkalke. Der Klauskalk ist rein ma- kroskopisch vom Steinmühlkalk des Oberjura kaum zu un- terscheiden. Allerdings kann an einigen wenigen Stellen im Dünnschliff die Filamentfazies (*Bositra*-Kalken) des Klaus- kalkes nachgewiesen werden. In geringem Ausmaß kön- nen auch meist **rote Crinoidenspatkalken** mit Crinoiden und Brachiopoden beobachtet werden (SE-Flanke des Kleinen Landsberges in 730 m SH bzw. Nordflanke des Großen Landsberges in 680 m SH). Beim Crinoidenspat- kalk-Vorkommen am Großen Landsberg ist deutlich zu beobachten, wie der rote Crinoidenspatkalk im Liegen- den des Mikritoidkalkes in rote, mikritische Knollenkalke (Typ Klauskalk) übergeht. Eine Zuordnung zu **Vilser Kalk** oder **Hierlatzkalk** bleibt vorerst noch offen, da im Liegen- den der Crinoidenspatkalken bereits tektonisch reduzierte Obertrias anschließt. Auffällig ist das Auftreten von kleinen (Haupt)Dolomitkomponenten im Crinoidenspatkalk, was auf eine sedimentäre Aufarbeitung des obertriadischen Untergrundes im tieferen Jura einerseits, sowie auf das primäre Fehlen der Unterjura-Hornsteinkalke in diesem Ab- schnitt andererseits hinweist.

An der Nord- und Westseite des Großen Landsberges so- wie an der West- und Nordflanke des Sonnkogels und Rin- nerberges treten in schmalen Streifen **Unterjura-Horn- steinknollenkalke** und **Unterjura-Kieselkalke** auf. Es sind dies dunkel- bis mittelgrau gefärbte, stets gut ge- bankte, meist ebenflächige, kieselige Fleckenkalke, die unterschiedlich stark Hornsteinknollen und manchmal ma- kroskopisch erkennbar Schwammnadeln (Spongien) füh- ren können. Gelegentlich sind die kieseligen Kalke feinspä- tig und führen reichlich Crinoidendetritus. Am Sonnkogel zeigen die kieseligen Unterjura-Kalke oft auch graue und dicke Mergellagen.

## Trias

An einigen wenigen Stellen können teilweise als Rollstü- cke, teilweise als schmale Kalkrippen Gesteine des Rhä- tiums vermutet werden. Bivalven- und crinoidenreiche Lumachellenkalke können der **Kössen-Formation** zuge- ordnet werden, sind aber meistens nicht wirklich ansteh- end angetroffen worden. Lediglich im Sattel zwischen Rabenstein und Sonnkogel sowie am Rinnerberger Bach zwischen Rinnerberg und Sonnkogel konnte auch ansteh- ende Kössen-Formation (dunkelgraue Mergelkalke und gelblichgraue bis mittelgraue Lumachellenkalke und Korallenkalke mit *Rhaetophyllia*) beobachtet werden. Einzelne Korallenfunde weisen auf das Vorhandensein von hellgrauem, massigem „**Oberrhätkalk**“ hin. Dieser bildet schmale Züge in der unmittelbaren Nachbarschaft der Unterjura-Horn- steinkalke und der Kössener Kalke. Teilweise scheinen die „Oberrhätkalke“ in lagunärer Ausbildung vorzuliegen (süd- licher Hangfuß des Rinnerberges in 620 m SH). Fossilien, die aus solchen rhätischen Lagunenkalken beschrieben werden können, sind *Triasina hantkeni* MAJZON (det. M. MO- SER), *Heteroporella* sp. und *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) OTT (det. O. PIROS).

Sowohl am Kleinen, als auch am Großen Landsberg sowie am Sonnkogel ist im Hangenden des Hauptdolomits **Plat- tenkalk** ausgebildet. Dieser ist meistens gut im dm-Ber- eich gebankt (eben „plattig“, nur selten dickbankiger ent- wickelt, stets eher ebenflächig, mittel-, hell-, und braungrau gefärbt) und zeigt die für den flachlagunären Faziesraum charakteristischen Algenlaminiten. Selten ist der Plattenkalk rein kalkig entwickelt. Häufig sind den z.T. dolomitischen Kalken auch dolomitische Partien oder Dolomitbänke zwischengeschaltet. Bei Vormacht der Kalkbänke wurde Plattenkalk ausgeschieden. Am östlichen Bergfuß des Sonn- kogels ist der Plattenkalk besonders fossilreich. Typisch ist ein mittelgrauer wackestone mit Bivalven und Crinoi- den. Allerdings können am östlichen Sonnkogel auch dun- kelgraue oder gelbgraue Kalkbänke und Mergelkalke, reich an Crinoiden und Bivalven, beobachtet werden, die einen schleichenden Übergang in die darüber folgenden Kössener Kalke erkennen lassen.

Der **Hauptdolomit** ist das mächtigste Schichtglied im kar- tierten Gebiet. Er fällt durch eine gegenüber den Trias- und Jurakalken nur eher mittelsteile Topografie auf und zeigt den für alle Dolomitgesteine typischen kleinstückig-körni- gen Zerfall. Der Hauptdolomit ist stets gut gebankt (dünn- bankig, dm-gebant oder dickbankig), ist lichtgrau oder mittelgrau gefärbt, zeigt ähnlich wie der Plattenkalk Algen- laminiten und ist lokal auch recht kompakt ausgebildet. In der Vegetation sind die Dolomithänge durch dichten Gras-

bewuchs und im Wald durch das Auftreten von Zykamen charakterisiert.

Über dem Wettersteinkalk des Schauderzinken tritt fast durchgehend ein teilweise mächtiges Band von **Opponitzer Rauwacke** auf. Es handelt sich dabei um eine hellgraue, kalkig-dolomitisch zusammengesetzte Rauwacke, die nur schwächling von Lunzer Sandsteinen unterlagert wird.

An einer Bergkante etwa 200 m östlich Furth in 480–540 m SH konnte ein schmaler Zug von **Opponitzer Kalk** angetroffen werden. Es handelt sich dabei um einen mittelgrauen, massigen, luckig verwitternden Kalkzug.

Ein weiteres Vorkommen von Opponitzer Kalk befindet sich an der Südseite des Hausberges bei Leonstein als schmale, hellgraue Kalkrippe zwischen Lunzer Schichten im Liegenden und Hauptdolomit im Hangenden.

Im Hangenden des Wettersteinkalkes des Schauderzinken sowie des Hausberges können an einigen wenigen Stellen zwischen dem Wettersteinkalk unterhalb und der höheren Obertrias oberhalb Lesesteine von feinkörnigen braunen Sandsteinen der **Lunzer Schichten** angetroffen werden. Da diese nur geringmächtig entwickelt sind und entweder rasch von Hangschutt oberhalb überdeckt werden oder tektonisch bedingt auskeilen, können sie nur als schmales Band in der Karte eingetragen werden.

Der **lagunäre Wettersteinkalk** des Schauderzinken ist hellgrau gefärbt und zeigt typisch lagunäre Fazieselemente. Meistens handelt es sich dabei um feinschichtige, crinoidenreiche Onkoidkalke, die nur gelegentlich auch Grünalgen führen können.

Der **Wetterstein-Riffkalk** des Rabensteines und Hausberges bei Leonstein ist vor allem reich an Schwammbruchstücken (Inozoen und Sphinctozoen), Solenoporaceen und Hydrozoen, führt aber auch Crinoiden, Einzelkorallen und riffbewohnende Gastropoden wie auch einzelne Bivalven. Typisch für den Riffkalk sind mit grobem Kalkspat erfüllte Hohlräume („Großoolithe“). Untergeordnet kommen sowohl am Rabenstein, als auch am Hausberg lagunäre Fazieselemente vor (Feinschichtung, Mollusken, Onkoidkalke). Diese dürften wahrscheinlich lediglich die hangendsten Partien unter den Lunzer Schichten einnehmen. Die Gesteinsfarbe des Wetterstein-Riffkalkes ist auffällig hellgrau bis weiß.

An zwei Stellen (200 m SW' Gft. Außerort und am Hügel 150 m E' Gft. Innerort) stehen typische **Ramingerkalke** des oberen Ladiniums an. Diese sind als lichtgraue bis hellgraue, z.T. Hornstein führende, gebankte Kalke und alodapische Schuttkalke mit zum Teil gradierter Schichtung ausgebildet.

Im Gebiet zwischen dem Hausberg und dem Gft. Außerort sind an Geländekanten, Waldstreifen und kleinen Hügeln **Reiflinger Kalke** aufgeschlossen. Es können zwei Member im Reiflinger Kalk unterschieden werden:

a) **Reiflinger Kalke des Anisiums:** stehen entlang einer bewaldeten Geländekante unterhalb Gft. Außerort und Gft. Baumgartner (Reiterhof) in 420 bis 440 m SH an. Es handelt sich um stets bituminöse, dunkelbraungraue, dünnbankige, meist wellig-schichtige, feinkörnig-mikritische Kalke mit kleinen Hornsteinen, Filamenten und Radiolarien. Diese umfassen wahrscheinlich das Pelsonium und Illyrium.

b) **Reiflinger Kalke des Ladiniums:** Stehen an einem zum Teil bewaldeten Hügelzug zwischen der Schmiedleithen und dem Gft. Außerort in 440 bis 460 m SH an. Hier handelt es sich um stets mittelgraue, dünnbankige, mikritische Knollenkalke ohne Hornstein und Filamente. Diese umfassen zumindest das untere Ladinium (Fassanium) und stellen das normal Liegende zum Wetterstein-Riffkalk des Hausberges (bei Leonstein) dar.

An Störungen in den Hauptdolomit des Plachwitz eingeschuppt, finden sich dunkelgrüne Tonschiefer und grüne Tone der **Werfener Schichten**. Sie treten auch im Zusammenhang mit tektonischen Rauwacken auf.

### Zur Tektonik des Gebietes

Von großer Bedeutung für das kartierte Gebiet, das zur Gänze im Bajuvarischen Deckensystem gelegen ist, ist dessen tektonische Gliederung in die tektonisch tiefere Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) und tektonisch höhere Reichraming-Decke (Hochbajuvarikum), wie sie von TRAUTH (1936) für die östlichen Ostalpen vorgeschlagen worden ist. Aufgrund des komplizierten Falten- und Schuppenbaues, der noch zusätzlich von Querstörungen verkompliziert worden ist, hat BAUER (1953: 129) von einer deckentektonischen Gliederung des kalkalpinen Gebietes zwischen Krems- und Steyrtal zunächst Abstand genommen, da „keine, beide Einheiten trennende, größere Überschiebung existiert“. Zusätzlich muss festgestellt werden, dass auch keine größeren faziellen Unterschiede zwischen beiden Decken sowie auch keine größeren Unterschiede in der Schichtfolge der beiden Deckeneinheiten festgestellt werden können. Lediglich das verstärkte Auftreten triadischer Schichtglieder in der Reichraming-Decke (Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Hauptdolomit) kann nach BAUER (1953: 127) angeführt werden. Weiters möchte die Autorenschaft die Arbeitshypothese aufstellen, dass in der Ternberg-Decke östlich des Hirschwaldsteines kein Klauskalk oder anderer Rotkalk des Unter- oder Mitteljura entwickelt ist. Dies müsste jedoch noch mit Fossilmaterial belegt werden.

Von der Autorenschaft wird nun vorläufig folgende deckentektonische Gliederung innerhalb des kartierten Gebietes angenommen: vom Westen ausgehend (Hirschwaldstein), kann die Deckengrenze der Reichraming-Decke, welche die mächtige Obertriasabfolge des Steinkogelzuges bildet, in den Graben zwischen Hirschwaldstein und Steinkogel gelegt werden. Tektonisch äußerst stark zerriebene Hauptdolomite (Kataklasite) und begleitende Rauwackenzüge in diesem Graben untermauern den Verlauf dieser Deckengrenze. Somit wollen wir den Hirschwaldstein mit seiner NE–SW streichenden Kreidemulde der Ternberg-Decke zuordnen, den Zug Steinkogel–Ochsenkogel der Reichraming-Decke. Etwa im unteren Bereich des Schwarzgrabens (650 m SH) beendet eine markante, NW–SE streichende Bruchlinie den verschuppten Muldenbau des Hirschwaldsteinzuges und lässt den mächtigen Hauptdolomit des Steinkogelzuges um etwa 500 Meter nach Nordwesten vorspringen. Die Deckengrenze der Reichraming-Decke muss nun entlang jenes tektonischen Lineamentes weiter verlaufen, an dem der lange Zug von Kössen-Formation und Rhätiumkalken am südlichen Bergfuß des Rinnerkogels tektonisch an den Hauptdolomit

nördlich davon grenzt. Das Auftreten von Plattenkalk im Bachbett des Rinnerberger Baches (610 m SH) und das der darüber folgenden Kössen-Formation lassen eine klare tektonische Abtrennung des Hauptdolomits des Steinkogelzuges (Reichraming-Decke) von jenem des Rinnerberges (Ternberg-Decke) erkennen. An diese Trennlinie kann, nach Meinung der Autorenschaft, eine Deckengrenze gelegt werden. Dieser Zug Kössen-Formation, der diese Deckengrenze also deutlich markiert, kann nun nach Osten bis in die Westflanke des Sonnkogels (Kote 882 m) weiterverfolgt werden. Hier muss nun die Deckengrenze für ein kurzes Stück innerhalb des Hauptdolomits weiterlaufen, da die Kössen-Formation innerhalb des Hauptdolomits des Sonnkogels auskeilt. Dass zwischen dem Hauptdolomit des Rinnerberges und dem des Plachwitz eine größere Störung verlaufen muss, wird auch dadurch ersichtlich, dass die Streichrichtung des Hauptdolomits am Rinnerberg (W-E bis ENE-WSW) nahezu senkrecht zu jener des Hauptdolomits am Plachwitz (NW-SE) verläuft. Die nächste bedeutende Struktur ist ein markanter, in der Ostflanke des Sonnkogels verlaufender, N-S streichender Bruch („Sonnkogelstörung“), der die gesamte enggepresste Juramulde des Sonnkogels (= Ternberg-Decke) abschneidet und gegen einen mächtigen Obertriasblock versetzt (= Reichraming-Decke mit der „Schobersteinschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986a). Der N-S streichende Bruch der „Sonnkogelstörung“ wird jedoch wiederum von der W-E streichenden Störung südlich des Rabensteines (= Reichraming-Decke) abgeschnitten. Von großer Bedeutung ist nun eine große, NNE-SSW streichende Querstörung mit sinistralen Bewegungssinn, die „Landsbergstörung“ (BAUER, 1953: 125), an der die Stirn der Nördlichen Kalkalpen um etwa 1,5 Kilometer nach Norden vorspringt. Diese markante Störung schneidet auch den Mitteltrias-Aufbruch Schmiedleithen-Rabenstein-Schauerzinken (der gemeinsam mit dem Gaisbergzug im Osten) zur Reichraming-Decke gestellt wird, im Westen ab und versetzt die Reichraming-Decke (= Großer Landsberg) um den selben Bewegungsbetrag nach Norden. Hier sehen wir nun erst wieder in dem schmalen Zug von Oberkreide-Sandsteinen (Losenstein-Formation), der in der Einsattelung zwischen Kleinem Landsberg (= Ternberg-Decke) und Großen Landsberg (= Reichraming-Decke) auftritt, eine Deckengrenze. Diese setzt sich in gleicher Weise über das Steyrtal hinweg nach Osten in den Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1986a: 117) fort und lässt sich auch auf Blatt 69 Großraming (EGGER & FAUPL, 1999) in völlig identischer Position wiederfinden. Hier stellt auch BRAUNSTINGL (1986b: 81) fest, dass „die eigentliche Ternberger Entwicklung auf die Gebiete nördlich des Losensteiner Kreidevorkommens“ beschränkt sind.

Zusammenfassend kann man also in etwa folgende tektonische Zuordnung treffen:

a) **Ternberg-Decke**

Hirschwaldstein-Rinnerberg-Sonnkogel-Krautige Eben-Jungwirtsberg-Kleiner Landsberg.

b) **Reichraming-Decke**

Ochsenkogel-Steinkogel-Plachwitz-Rabenstein-Hausberg-Schauerzinken-Schmiedleithen-Großer Landsberg.

Betrachtet man den **Deformationsplan** des kartierten Gebietes, so können zumindest zwei tektonische Beanspruchungspläne unterschieden werden: zunächst eine ältere,

NW- bis NNW vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **ENE-WSW** und **NE-SW** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man allgemein der **vorgosauischen Phase des Cenomani-ums-Turoniums** zuordnen kann. Dazu zählen die NE-SW streichenden Falten- und Schuppenstrukturen des Hirschwaldsteinzuges, die Jura- und Kreidemulden an der Nordflanke des Rinnerberges und des Gebietes Klamm-Rabenstein und die Überschiebungsbahn des Großen Landsberges. Und eine jüngere, NNE-vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **WNW-ESE** und **NW-SE** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man wiederum einer **nachgosauischen Deformationsphase des Miozäns** zuordnen kann. Dazu zählen die enggepresste Juramulde zwischen Rabenstein und Sonnkogel, die genetisch mit der sinistralen „Landsbergstörung“ verbunden ist, die nordvergente Überschiebung des Jungwirtsberges, die WNW-ESE streichenden Falten- und Schuppenstrukturen am südlichen Großen Landsberg sowie am Kleinen Landsberg.

## Regionale Geologie

### Der Kleine Landsberg (850 m)

Markantestes Element ist der schmale, lange, etwa NW-SE streichende Zug von felsbildendem Mikritoidkalk, der den auffälligen Wandzug und Gipfelkamm dieses Berges aufbaut. Begleitet wird der oberjurassische Mikritoidkalk von mikritischen roten Knollenkalken (Steinmühlkalken). Die Grenze zu diesen ist nicht scharf ausgebildet, sodass in dem als Mikritoidkalk ausgeschiedenen Felskamm immer wieder auch stärker rötlich gefärbte, mikritische Partien auftreten können. Im Allgemeinen ist jedoch der Mikritoidkalk etwas heller, rosagrau oder fleischfarben und massiger ausgebildet. Am Südfuß des markanten Felskammes des Kleinen Landsberges tritt ein fast durchgehendes Band bunter (rötlichgrauer, grünlich-, gelblichgrauer), welliger Hornsteinkalke an, die lagenweise reich an Crinoidengrus sein können (Crinoidenschuttalke des Mittel- oder Oberjura). Nördlich und südlich des Felskammes treten weitere, parallel dazu streichende, schmale Schuppen aus Mikritoidkalk auf, an die teilweise mikritische Rotkalke mit *Saccocomen* (Steinmühlkalke des Kimmeridgiums oder Tegernseer Kalk) oder dünnbankige Aptychenkalke grenzen können. An der östlichen Flanke des Kleinen Landsberges tritt ein markanter, N-S streichender Bruch auf, an dem mächtiger, nach Westen einfallender Plattenkalk und Hauptdolomit an die Jura-Schuppen grenzt. Da das Auftreten von Plattenkalk auch in der Ternberg-Decke möglich ist (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 134), wird auch dieser Block zu dieser Decke gerechnet.

### Der Große Landsberg (899 m)

Die Nordflanke des Großen Landsberges kann man als NNW-vergente Hauptdolomit-Antiklinale auffassen (Fortsetzung der Antiklinalform der „Klausrieglerschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 120). Das belegen die tektonisch zwar stark reduzierten, doch primär dem Hauptdolomit auflagernden Trias- und Jura-Sedimente am Nordfuß des Berges (Kössen-Formation, Unterjura-Hornsteinkalk, Klauskalk) und am Gipfelkamm des Berges (Klauskalk, Mikritoidkalk). Am Gipfelkamm des Großen Landsberges lagert eine mittelsteil nach Süden einfallende, etwa 20–30 m

mächtige Platte aus Mikritoidkalk, mit oder ohne zwischengelagertem Mitteljura (Klauskalk), mehr oder weniger direkt dem gleichsinnig einfallenden Hauptdolomit auf. In der Westflanke des Berges wird der hier geringmächtige Jura in eine W–E streichende, enggepresste Falte mit Aptychenschichten im Kern gelegt. Südlich dieser Falte treten wieder mehrere WNW–ESE streichende Schuppen aus Obertrias (Plattenkalk und Hauptdolomit, eng verfaltet) und Jura (Mikritoidkalk, Klauskalk, Unterjura-Hornsteinkalk) auf. Am westlichsten Bergfuß sind gerade noch die Auswirkungen der großen, NNE–SSW streichenden, sinistralen „Landsbergstörung“ zu erkennen (NNE–SSW streichende Schuppen aus Opponitzer Kalk, Hauptdolomit und Aptychenschichten). Die zwischen den Gehöften Außerort und Innerort auftretenden Juraschichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenkalk) können als das normal Hangende des Hauptdolomits am Großen Landsberg betrachtet werden.

Der zwischen Kleinem und Großem Landsberg auftretende, durchgehend zu verfolgende Streifen aus feinkörnigen Kreidesandsteinen (Losensteiner Schichten) kann als Deckenscheider gelten (siehe auch BRAUNSTINGL, 1986b: 81).

#### **Der Schauderzinken (620 m)**

Der Schauderzinken bildet eine felsige Kalkklippe am südlichen Bergfuß des Großen Landsberges und besteht aus lagunärem Wettersteinkalk. Die lagunäre Fazies wird durch das Auftreten von feinschichtigen Onkoidkalken mit reichlich Crinoiden und, leider nur sehr spärlich und vereinzelt, kleinen Dasycladaceen angedeutet. Bemerkenswerterweise dürfte ein sedimentärer Verband des Wettersteinkalkes mit der Hauptdolomit-/Plattenkalk-Schuppe nördlich davon bestehen. Dieser ist bei BAUER (1953) bereits auch schon angedeutet. Die über dem lagunären Wettersteinkalk folgenden Lunzer Sandsteine konnten sowohl in einzelnen, leider von Hangschutt stark überdeckten Lesesteinen an der nordöstlichen Grenze des Wettersteinkalkzuges, als auch im kleinen Sattel unmittelbar nördlich des Gipfels des Schauderzinken (mit dem Klettersteig) angetroffen werden. Die darüber folgende, sehr mächtige, helle, kalkig-dolomitische Rauwacke konnte als durchgehendes Band zwischen Wettersteinkalk im Süden und Hauptdolomit im Norden durchverfolgt werden. Aufgrund des Zusammenauftretens der Rauwacke mit Lunzer Sandstein kann die Rauwacke den Opponitzer Schichten zugeordnet werden. Der darüber folgende Hauptdolomit ist tektonisch bedingt sehr geringmächtig und wird bald von Plattenkalk abgelöst.

#### **Schmiedleithen–Außerort–Innerort**

Die Schmiedleithen liegt inmitten des Mitteltrias-Aufbruchs der Reichraming-Decke. Es kann eine zusammengehörende, halbwegs aufrechte, generell in südliche Richtung einfallende Schichtfolge von anisichem Reiflinger Kalk (dunkelgrau, Hornstein, Filamente), ladinischem Reiflinger Kalk (mittelgrau, knollig, ohne Hornstein und Filamente, wahrscheinlich schon höheres Ladinium), Raminger Kalk (hellgrau, Hornstein, allodapischer Schuttkalk, oberes Ladinium) und Wetterstein-Riffkalk wiedererkannt werden. Wenn man so will, kann man den Mitteltrias-Aufbruch der Schmiedleithen als Kern einer nordvergenten Antiklinale sehen („Gaisbergantiklinale“ oder „Wettersteinantiklinale“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84, 94), wobei der lagunäre

Wettersteinkalk des Schauderzinken mit der geringmächtig auflagernden Obertrias den steilstehenden Nordschenkel oder „Liegendschenkel“, und der Wetterstein-Riffkalk des Rabensteines mit der mächtigen Mitteltriasschichtfolge den flach liegenden Südschenkel dieser Faltenstruktur repräsentieren würden (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 95).

#### **Rabenstein (780 m) und Hausberg (490 m)**

Beide Berge bestehen zum überwiegenden Anteil aus Wetterstein-Riffkalk, der als Fortsetzung der Riffkalke des Dürren Eck (Kote 1.222 m) und Gaisberg (Kote 1.267 m) gelten kann („Gaisbergschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84f.). Damit darf man annehmen, dass im N–S verlaufenden Steyrtal keine größere Bruchlinie vorhanden sein dürfte, da die geologischen Strukturen von Westen nach Osten ohne Unterbrechung durchstreichen (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986: 95, 96). Der Rabenstein bildet eine steile Felswand, aus der einzelne Felskörper langsam talwärts hinausrotieren. Nachdem der eher schmale Wettersteinkalkspan an einer steilen Bruchlinie im Süden an eher nachgiebigen Hauptdolomit grenzt, sind kleinere Massenbewegungen nicht ganz auszuschließen und ein Abbrechen von Steinschlag oder Felssturz in der Zukunft nicht ganz auszuschließen. Am Wandfuß wurde jedoch noch kein Blockwerk angetroffen, was auf halbwegs stabile Lagerungsverhältnisse zurückzuführen sein dürfte. Geologisch etwas anders stellen sich die Verhältnisse am Hausberg dar. Hier wird der wahrscheinlich steil nach Süden einfallende Wettersteinkalk im Süden von Lunzer Schichten (vorwiegend Sandstein), Opponitzer Kalk (hellgrauer Kalkspan) und Hauptdolomit überlagert. Damit ergibt sich, ausgehend von der Schmiedleithen, eine vom Pelsonium bis in das Norium reichende, zusammengehörige Schichtfolge der Reichraming-Decke. Dies geht weder aus der Karte von BAUER (1953), noch aus BIRKENMAJER (1995) hervor. Weiters soll angemerkt werden, dass die von BAUER (1953) übernommenen und von BIRKENMAJER (1995) an einer Erosionskante der Niederterrasse SW' vom Hausberg eingetragenen Reiflinger Kalke nicht aufgefunden werden konnten (normale Terrassenschotter).

#### **Jungwirtsberg (585 m)**

Der Jungwirtsberg besteht hauptsächlich aus steilgestelltem Hauptdolomit, der an einer steilstehenden, etwa W–E streichenden Überschiebungsbahn (Deckengrenze) den unterlagernden Flyschgesteinen aufgeschoben worden ist. Es handelt sich um die primäre Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen (Ternberg-Decke), unter welche die Flyschzone steil abtaucht. Daraus ergibt sich hier – wie auch in anderen Gebieten – die Situation, dass die Nördlichen Kalkalpen eher die Flyschzone vor sich hergeschoben haben, als sie überschoben zu haben. In der gleich südlich davon angelegten tiefen Eintalung treten keine Flyschgesteine mehr auf. Das Südost-Eck des Jungwirtsberges wird überraschenderweise von dunkelgrauen-fleckigen Unterjura-Hornsteinkalken, mergeliger Schrambach-Formation und dunkelgrauen Sandsteinen der Rossfeld-Formation aufgebaut. Es handelt sich wohl um eine Einschuppung von Jungschichten, die an einem breiten Band tektonischer Rauwacken an den Hauptdolomit grenzen. Der weitere Verlauf der Deckengrenze wird in Furth von Moränensedimenten überdeckt und dann an der „Landsbergstörung“ abgeschnitten und um 1,5 km nach Norden versetzt.

### **Krautige Eben (670 m)**

Die „Krautige Eben“, oberhalb der Klamm und des Wasserfallweges gelegen, stellt eine flache Juramulde dar. Auf Hauptdolomit folgen Unterjura-Hornsteinkalk und 40 Meter mächtiger Mikritoidkalk (Oxfordium). Letzterer ist durchwegs in Steilstufen ausgebildet. Im Hangenden bilden 40 Meter mächtiger Steinmühlkalk des Kimmeridgiums sowie Mühlbergkalk einen flacheren Bereich aus. Von dort stammt ein Ammonitenfund von Daniel Elster (GBA; leider ein Ammonit in nur schlechter Erhaltung der Gattung *Lytoceras* sp.). Auflagernde Aptychenschichten konnten nur in sehr geringflächigen Anteilen in der Nordosthälfte der „Krautigen Eben“ aufgefunden werden.

Das Gebiet nordöstlich der „Krautigen Eben“ setzt sich aus intensiv verfalteten, NE–SW streichenden Oberjura-Schichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenschichten) zusammen. Diese bilden auch komplizierter verformte Züge mit wechselnder Streichrichtung, die sich mit der Kreidemulde SW' Rabenstein verbinden. Mit diesen Strukturen ist auch ein N–S verlaufender, stark tektonisierter Bereich südlich des unbenannten Baches nahe der Heindlmühlstraße zu assoziieren.

### **Rinnerberg (878 m) und Rinnerberger Bach**

Die Südseite des Rinnerberges wird aus mächtigem Hauptdolomit aufgebaut, während an der Nordseite des Berges eine nach Nordosten abtauchende Juramulde entwickelt ist. Deren Schichtfolge gleicht gänzlich jener der „Krautigen Eben“, nur dass in ihrem Kern noch deutlich die dünnbankigen, feinkörnigen, tonigen Aptychenkalke des Tithoniums vertreten sind. An der Nordwestseite dieser Juramulde befinden sich ausgeprägte Steilstufen von Mikritoidkalk, die in dieser Form nicht an der Südseite der Mulde anzutreffen sind. Dort tritt der Mikritoidkalk geringmächtiger auf. Stattdessen bildet Steinmühlkalk 10er Meter hohe Felsstufen („Mittagspitz“) und isolierte Gesteinssäulen aus und erscheint bedeutend mächtiger als im Nordteil der Mulde.

In der N–S verlaufenden, klammartigen Strecke des Rinnerberger Baches zwischen Rinnerberg und Sonnkogel verläuft eine NNW–SSE streichende Rechtsseitenverschiebung, welche die Juramulde des Rinnerberges um etwa 100 m nach Süden versetzt („Klammstörung“). An der Deckengrenze zur Reichraming-Decke im Süden wird diese Störung jedoch abgeschnitten. Auch die flache Mulde der „Krautigen Eben“ grenzt an W–E streichenden Brüchen an die versetzten Juramulden südlich von ihr. Im Gegensatz zur „Krautigen Eben“ setzen sich Aptychenschichten bis zum Bereich der Klamm fort, lokal sind sie jedoch meist von Blockwerk überlagert.

Am westlichen Bergfuß des Rinnerberges sind, bevor die Kalkalpen an ihre Deckenstirn gelangen, kalkig-mergelige Aptychenschichten und mergelige Schrambach-Formation in größerer Mächtigkeit entwickelt, die sich leicht von den Sandsteinen der Rhenodanubischen Flyschzone unterscheiden lassen. Dieser Bereich grenzt direkt an einer N–S verlaufenden Störung an den Hauptdolomit des Rinnerberges.

Sowohl die Wasser stauenden Mergel der Schrambach-Formation, als auch die Wasser stauenden Flyschsandsteine neigen sehr zur Bildung von Rutschhängen und zu intensivem Bewuchs mit Schachtelhalm-

gewächsen. Die Unterscheidung der Aptychenschichten von der Schrambach-Formation ist im Gelände nicht immer ganz einfach. Da jedoch die Aptychenschichten etwas kalkiger sind, bilden sie eher Lesesteine im Waldboden und etwas geneigtere Hänge. Im Gegensatz dazu bilden die Mergel der Schrambach-Formation nur kaum Lesesteine, sehr flache, aber rutschungsanfällige Hänge mit starkem Bewuchs.

Am südlichen Hangfuß des Rinnerberges bildet ein langer Zug rhätischer Gesteine die Deckengrenze zur Reichraming-Decke. Besonders erwähnenswert erscheint dem Autor die besonders starke, völlig kataklastische Zerlegung des Hauptdolomits entlang des oberen Rinnerberger Baches zu einem weißen Gesteinsmehl bzw. zu einem matrixreichen, „tektonischen Konglomerat“, in dem einzelne, härtere Gesteinspartien prächtig tektonisch zugerundet in einer zerrütteten, sandig-schluffigen Dolomitmatrix schwimmen. Diese tektonisch sehr deutlich beanspruchten Hauptdolomite dürften einerseits mit der nicht weit entfernten Deckenbasis der Nördlichen Kalkalpen (Überschiebungstektonik, Ostalpine Überschiebung) und andererseits mit einem deutlich ausgeprägten, jungen, W–E streichenden Störungssystem, das etwa parallel zum Rinnerberger Bach verläuft und in das zahlreiche Juraschollen in den Hauptdolomit eingespießt worden sind, zusammenhängen.

### **Sonnkogel (882 m)**

Der Sonnkogel unterscheidet sich vom Rinnerberg, dessen östliche Fortsetzung er bildet, durch das zusätzliche Auftreten von Plattenkalk im oberen Norium. Dieser setzt erst östlich der Störung in der Klamm („Klammstörung“) mit nach Osten zunehmender Mächtigkeit ein. Zwischen Sonnkogel und „Krautige Eben“ ist eine sehr schöne, NE–SW streichende, also vorgosauisch angelegte Kreidemulde entwickelt, deren Schichtfolge von der Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk, in Resten „Oberhätalk“) bis in die Unterkreide (Schrambach-Formation) reicht. Im Sattel zwischen Sonnkogel und Rabenstein ist eine weitere Juramulde, mit Aptychenschichten im Kern, ausgebildet. Diese ist sehr eng gefaltet, zeigt Spezialfalten und streicht WNW–ESE, was einer jüngeren, miozänen, NNE-gerichteten Faltungsphase entspricht. Bemerkenswerterweise endet an ihr auch die ebenso junge, im Miozän angelegte, sinistrale „Landsbergstörung“. Auffällig, wenn auch nicht gänzlich nachgewiesen, ist das Fehlen von Klauskalk in den Schichtfolgen von Rinnerberg und Sonnkogel. Darauf wurde im Kapitel zur Tektonik bereits hingewiesen. Eine kleine Ausnahme davon bilden allerdings wenige Meter Rotkalk zwischen Unterjura-Hornsteinkalk und Mikritoidkalk auf dem Bergrücken 250 m östlich der „Klamm“ in 670 m SH.

Markant setzt an der Ostflanke des Sonnkogels in etwa 700 m SH ein deutlich N–S streichender Bruch ein, der mächtig entwickelte Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation) gegen die Juramulde des Sonnkogels versetzt. Auffällig ist in diesem tektonisch abgesenkten Block nicht nur der „mächtige“ Plattenkalk (teilweise söhliche Lagerung), sondern auch die Ausbildung dunkelgrauer, feinkörniger Kalkbänke im Plattenkalk sowie fossilreicher, mittelgrauer Bänke mit reichlich Bivalven und Crinoiden (wackestones, Biomikrite, Tempestite). Eher schleifend ist gegen Hangend ein Übergang in dunkelgraue Mergelkalke und gelbgraue Lumachellenkalke

der Kössen-Formation („Kössener Kalke“) erkennbar. Von BAUER (1953) wurde diese Störung völlig übersehen und verband die Kössen-Formation im kleinen Sattel S' Rabenstein ganz einfach mit den Kössen-Formation am östlichen Hangfuß in 550 bis 600 m SH, wo sie nur zufällig in einer geografisch ähnlichen Position auftreten. Eigenwillig dennoch ist, dass das Einfallen des Plattenkalkes gegen das Einfallen des Hauptdolomits gerichtet ist, was kleinere tektonische Komplikationen erwarten lässt. Trotzdem würde die Autorenschaft den Plattenkalk und die Kössen-Formation für das normal Hangende (natürlich in verkehrter Lagerung) des Hauptdolomits halten.

Die hier (an der Ostflanke vom Sonnkogel) verkehrt liegende, mächtige Obertrias-Schichtfolge stellt zugleich das westlichste Ende der „Schobersteinschuppe“ (BRAUNSTINGL, 1986b: 97–99) dar, die sich ungestört über das Steyrtal hinweg fortsetzt. Östlich der Steyr, im Bereich der „Sonnseite“, behält diese ihre überkippte Lagerung bei, beginnt aber rasch ihre darüberfolgende Jungschichtfolge (Jura, Kreide) gegen Norden zu vervollständigen. Südlich vom Schoberstein (Kote 1.285 m) schließlich rotiert die Schichtfolge der „Schobersteinschuppe“ in ihre aufrechte Lagerung zurück.

### **Plachwitz (910 m)**

Der Plachwitz zeigt einen einfachen Bau aus im Mittel nach Nordosten einfallendem Hauptdolomit. Dazu im Widerspruch stehen die Messungen des Schichteinfallens von BIRKENMAJER (1995), die zum Teil in genau die entgegengesetzte Richtung weisen. Dem will der Autor nicht unbedingt widersprechen, jedoch darf angemerkt werden, dass zumindest am Plachwitz kaum Kleinfalten beobachtet werden konnten. Vorsichtigerweise will der Autor darauf hinweisen, dass nur eine sorgfältige Beobachtung der sedimentären Schichtung (z.B. Algenlaminite) im Hauptdolomit zu einem gültigen Messergebnis führen kann, da man sonst sehr leicht Gefahr läuft, lediglich ein engständiges Kluffnetz für eine Bankung zu erhalten und so zu einem falschen Messergebnis gelangen kann.

Dennoch kann festgestellt werden, dass der Hauptdolomit des Plachwitz vor allem in den Gräben von geradlinigen und tiefgreifenden Störungen durchsetzt wird, an denen nicht nur tektonisch gebildete Rauwacken, sondern auch grüne Tone sowie dunkelgrüne Tonschiefer der Deckenbasis eingeschuppt worden sind. In der Westflanke des Plachwitz treten zwei solche NW–SE streichende Störungen und in der Ostflanke des Plachwitz eine ENE–WSW streichende Störung auf.

## **Literatur**

BAUER, F. (1953): Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 107–130, Wien.

BIRKENMAJER, K. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 570–572, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1983): Bericht über die Kartierung der Reichraminger Decke zwischen Steyr und Enns (Gebiet Molln – Hohe Dirn). – OMV-Bericht, 9 S., OMV-Exploration/Archiv, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986a): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **122**, 111–118, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986b): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg, 162 S., 1 Geologische Karte 1:25.000, Salzburg.

EGGER, J. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – Sedimentology, **9**, 23–53, Amsterdam.

GAITANAKIS, P. (1974): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Steyr und Enns im Raum der Gaisberg-Gruppe bei Molln in Oberösterreich. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 159 S., Wien.

HUSEN VAN, D. (1975): Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **120**, 271–289, Linz.

JENKYN, H.C. (1972): Pelagic „Oolites“ from the tethyan jurassic. – The Journal of Geology, **80**/1, 21–33, Chicago.

LUKENEDER, A. (2004a): Stratigrafische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoiten in der Losensteiner Mulde (Ternberger Decke, Nördliche Kalkalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**, 173–189, Wien.

LUKENEDER, A. (2004b): Lower cretaceous section of the Ternberg nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria): facies-changes, biostratigraphy and paleoecology. – Geologica Carpathica, **55**/3, 227–237, Bratislava.

MOSER, M. (2014): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 579 S., Wien.

TRAUTH, F. (1936): Ueber die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – F.E. Sueß-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **1936**, 473–564, Wien.

ZEITLINGER, J. (1954): Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, Gesellschaft für Landeskunde, **99**, 189–243, Linz.

**Bericht 2015  
über Untersuchungen  
unterjurassischer Brachiopoden  
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an  
der Krems**

MILOŠ SIBLÍK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Data on Mesozoic brachiopods from sheet NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems are very scarce. Only one hopeful Jurassic brachiopod locality was recently discovered during the mapping works by Thomas Hornung (GWU Salzburg). My field works were made between 14. and 21. September 2015 and were focused on the fossiliferous site (around the point 47.824768–14.192856, near the end of the forest road), which is situated SE of the town Klaus an der Pyhrnbahn, about WSW of the spot hight 1158 Windberg. The well-exposed succession on the slope is about 4 m high and reaches the length of nearly 60 m. It shows bedded, very hard dark grey and reddish micritic crinoidal limestones (massive “Crinoidenspalkalke”) of the Hierlatzkalk type, which contain rare thin marly intercalations. Fossil content is very rich, represented practically only by brachiopods accumulated to densely packed lumachelles. Additionally, two fragments of smooth indeterminable lamellibranches were ascertained only. Preservation of the material is relatively poor. The shells are often fragmented and their interior details destroyed by the recrystallization, so that the study of their interiors was almost impossible. Due to the absence of preserved internal details, general shape and some other external characters were used for the evaluation of generic relationships. The separation of the specimens from their carbonate matrix is very difficult due to the very hard character of the compact rock and most of specimens are crushed and incomplete or split to pieces.

The sampled 211 brachiopod specimens (incl. also fragmentary shells) consist of 13 genera and 20 species. The order Terebratulida is dominant representing 39.3 % of the fauna, it includes 5 genera and 8 species (incl. aff. species). The most common genus is *Zeilleria* with 4 species. Specimens of the order Rhynchonellida are less numerous (28.9 % of all specimens) than those of Terebratulida but their specific composition is much more variable. They belong to 7 genera with 10 species. Order Spiriferida (31.8 % of all specimens) is represented by 1 genus only

with 2 species, preserved nearly 100 % as pedicle valves only.

The following species were determined: *Jakubirhynchia latifrons* (STUR in GEYER, 1889), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (GEMMELLARO, 1874), *Prionorhynchia polyptycha* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* cf. *greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* aff. *belemnitica* (QUENSTEDT, 1858), *Cirpa fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Cirpa* cf. *fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Pisirhynchia inversa* (OPPEL, 1861), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPPEL, 1861), *Salgirella* aff. *albertii* (OPPEL, 1861), „*Rhynchonella*“ sp. (? = *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT) in DULAI, 2003, Pl. 3, Figs. 16–18), *Lobothyris andleri* (OPPEL, 1861), ?*Lobothyris* sp., *Linguithyris aspasia* (ZITTEL, 1869), *Bakonyithyris ewaldi* (OPPEL, 1861), *Bakonyithyris* aff. *thurwieseri* (BÖSE, 1897), *Securina partschi* (OPPEL, 1861), *Zeilleria batilla* (GEYER, 1889), *Zeilleria alpina* (GEYER, 1889), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *stapia* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* sp., *Liospiriferina alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* aff. *obtusata* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* sp., *Liospiriferina* sp. (? young specimens), moreover fragmentary or indeterminate rhynchonellids, terebratulids and spiriferinids. The studied brachiopod fauna is not so diverse if compared with that of seemingly same age, well studied in the Totes Gebirge on the near map sheet 97 Bad Mitterndorf. There occurs a large number of well preserved and variable brachiopods (cf. MANDL et al., 2010). The comparison with that fauna clearly shows that the age of here studied brachiopods from the vicinity of Kirchdorf could be well stated as Middle–Upper Sinemurian. The unique occurrence of Lower Jurassic brachiopods in the whole area, accumulation of their often fragmentary shells, and spiriferinids with prevailing specimens with only pedicle valves clearly document the transport of the fauna before the deposition.

I am grateful for the guidance by Thomas Hornung who showed me the place and accompanied me in the field. The financial support of the study by the Geological Survey of Austria in Vienna is heartily acknowledged.

## Reference

MANDL, G.W., DULAI, A., SCHLÖGL, J., SIBLÍK, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. & VÖRÖS, A. (2010): Erste Ergebnisse zu Stratigraphie und Faunen-Inhalt der Jura-Gesteine zwischen Bad Mitterndorf und Toplitzsee (Salzkammergut, Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 77–134, Wien.

## Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

**Bericht 2015  
über geologische Aufnahmen  
im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz  
auf Blatt NL 33-02-03  
Waidhofen an der Ybbs**

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurden auf dem Kartenblatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs (nationale Blattnummer: 4203) bestehende Kartierungen im Bereich des Kleingschnaidt-

baches nördlich Gaflenz überarbeitet und Teile des Sonnberges neu aufgenommen. Dabei konnte die Deckengrenze zwischen der liegenden Frankenfels- und hangenden Lunz-Decke anhand der nun flächig auskartierten Lunzer Schichten genau festgelegt werden. Zusätzlich wurden stratigrafische Fehleinstufungen korrigiert und die Grenzen zwischen einigen lithostratigrafischen Einheiten neu kartiert. Die quartäre Bedeckung konnte anhand des digitalen Höhenmodells des Landes Oberösterreich genauer abgegrenzt und zahlreiche Massenbewegungen in die Karte neu eingetragen werden.

### Lithostratigrafie, Tektonik der Frankenfels-Decke

Die Nordflanke des Kleingschaidtbach-Tales wird durch die Gesteine der tektonisch liegenden Frankenfels-Decke aufgebaut. Als tektonisch hangendstes Bauelement dieser Decke ist im unteren Teil der Talflanke eine geringmächtige, dem Talverlauf folgende, mittelsteil nach Südosten einfallende Schuppe aufgeschlossen. Diese beinhaltet eine invers lagernde Schichtfolge, die vom norischen Hauptdolomit bis zu stratigrafisch auflagernden Kalken des Rhätiums reicht. Im Hangenden des typisch ausgebildeten Hauptdolomits tritt zuerst ein gelblichbraun gefärbter, teilweise noch etwas dolomitischer Bankkalk auf. Dieser ist bereits im Handstück als Grainstone, der zum überwiegenden Teil aus Ooiden besteht, erkennbar. Im Dünnschliff sind neben den dominierenden, sparitisch zementierten, radial aufgebauten Ooiden auch noch randlich mikritisierte Schalenbruchstücke ein häufiger Bestandteil des Sedimentes. Die Kerne der Ooide sind meist durch Fe-Oxide gelblichbraun bis rotbraun verfärbt. Kalke dieses Typs wurden mit Vorbehalt in das Niveau des Plattenkalkes gestellt.

Über diesem Bankkalk, möglicherweise auch unter lateralem Übergang mit diesem verbunden, folgt entweder ein gelblichbraun bis grau gefärbter, dickbankiger Kalk mit Brachiopodenlumachellen und Gerüstbildner-Bruchstücken (Kalkschwämme, Korallen), oder ein feinkörnig bis mikritisch wirkender Kalk, der im Dünnschliff zahlreiche, für das Rhätium typische Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON) und Zysten von Grünalgen enthält. Auch bioturbierete dunklere mikritische Kalktypen kommen vor, die bereits der Kössen-Formation nahestehen. Typische Mergel der Kössen-Formation konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Die beschriebenen Kalktypen werden vorläufig unter dem Begriff „Puchenstubener Schichten“ (TOLLMANN, 1966: 135ff.) zusammengefasst.

Der Kontakt der Rhätiumkalke zu den stratigrafisch hangenden, tektonisch liegenden Sedimenten des Oberjura und der Unterkreide ist scharf ausgebildet und entspricht einer Schuppengrenze. Meist grenzen die grünlichgrau gefärbten, dünnbankigen Mergel der Schrambach-Formation (Unterkreide) tektonisch an die überlagernden Rhätiumkalke. Im stratigrafisch Liegenden sind sie über einen hellrot bis rot gefärbten, mikritischen Knollenflaserkalk und Bankkalk, der dem Haselbergkalk (Tithonflaserkalk, Oberjura) entspricht, mit einem hellbeige gefärbten, massig wirkenden Kalk stratigrafisch verbunden. Dieser zeigt unter dem Mikroskop verschiedene Mikrofaziestypen. Einerseits handelt es sich um einen Grainstone bis Floatstone, der dichtgepackte, mikrosparitisch zementierte Mikrooikoide (pelagische „Ooide“) und mikritische Partien mit Echinodermenbruchstücken, Ostracodenschalen sowie seltene Foraminiferen enthält, andererseits kommen teilweise Hornstein führende Kalke vor, die zum überwiegenden Teil aus dichtgepackten kleinen Echinodermenbruchstücken (teilweise Schwebcrinoiden?) und Ostracodenschalen bestehen. Zusätzlich treten im Übergang zum Haselbergkalk mikritische Kalke mit Schwebcrinoiden, Radiolarien und Ammonitenbrut auf. Alle diese, offenbar eng miteinander verbunden Mikrofaziestypen wurden in der Karte unter dem Begriff „Mikritooidkalk“ zusammengefasst.

Diese stratigrafisch aufrechte Oberjura- bis Unterkreide-Schichtfolge bildet eine geringmächtige und teilweise zerscherte eigenständige Schuppe im Liegenden der beschriebenen inversen Obertrias-Schuppe. Sie grenzt

wiederrum tektonisch an die inverse Schichtfolge aus Schrambach-Formation und Tannheim- sowie Losenstein-Formation (Unterkreide bis frühe Oberkreide), die als Füllung einer überkippten Synklinale dem Jura und Hauptdolomit der Schnabelberg-Redtenberg-Antiklinale überschoben worden ist. Die beiderseits des Baches östlich Schwaigberg an der Grenze zwischen Schrambach- und Losenstein-Formation schlecht aufgeschlossenen, dünnblättrig spaltenden grünlichgrauen Mergel können nur mit Vorbehalt der Tannheim-Formation zugeordnet werden. Sie führen teilweise Pflanzenhäcksel und werden von den Sandsteinbänken der Losenstein-Formation überlagert.

Aus vorhandenen Karten (HENRICH, 2011) lässt sich auch für den Hauptdolomit und die stratigrafisch verbundenen Rhätiumkalke im Bereich der Spindeleben (1.066 m ü. A.) eine inverse Lagerung ableiten. Die inverse Hauptdolomit-Rhätiumkalk-Schuppe im unteren Teil der nördlichen Talflanke des Kleingschaidtbach-Tales stellt jedoch eine eigenständige Schuppe dar, deren Streichrichtung der Deckenüberschiebung der südlich anschließenden Lunz-Decke folgt. Sie wurde vermutlich im Verlauf dieser Überschiebung von der nördlichen Spindeleben-Schuppe abgetrennt und dieser, gemeinsam mit den Oberjura- und Unterkreide-Gesteinen zwischen Reith und Schwaigberg überschoben. Dadurch wurden auch die im Bereich östlich Schwaigberg aufgeschlossenen Sandsteine der Losenstein-Formation tektonisch eingespießt.

### Lithostratigrafie, Tektonik der Lunz-Decke

Südlich des Kleingschaidtbaches wird die Frankenfels-Decke von der Lunz-Decke überlagert. Die Deckengrenze wird durch ein schmales Band aus braun verwitterndem Sandstein der Lunzer Schichten markiert. Dieses erreicht an der Einmündung des Baches in den Großschaidtbach den Talboden und verläuft dann am Südhang, knapp oberhalb des Bachlaufes, bis es ca. 350 m unterhalb des Gehöftes Thalbauer den Bachlauf quert. Danach ist es über die beiden Einsattelungen (ca. 800 m ü. A.) unmittelbar nördlich und nordöstlich Gehöft Thalbauer bis in den Taleinschnitt bei dem Gehöft Untersteinriegl verfolgbar. Ab dieser Stelle spaltet sich das Band aus Lunzer Sandstein in zwei Teilbänder auf, die parallel über den Sattel nordöstlich des Gehöftes Obersteinriegel in das Lugerbach Tal streichen.

Im Hangenden wird der Lunzer Sandstein von typisch ausgebildeten Opponitzer Schichten überlagert. Im Bereich Lohnsitz bis zum Gehöft Thalbauer treten im unteren Bereich der Opponitzer Schichten überwiegend Rauwacken und Bankdolomite auf, deren Mächtigkeit jedoch im Streichen von ca. 120 m (Lohnsitz) gegen Null (Thalbauer) abnimmt. Darüber folgt bräunlichgrau gefärbter, dolomitischer Opponitzer Bankkalk, der als markante Rippe (max. 70 m mächtig) von Lohnsitz über die Gehöfte Köck, Thalbauer und Unter- Obersteinriegel verfolgt werden kann. Eine Probe, die aus dem Opponitzer Kalk am Forstweg 120 m WNW Gehöft Obersteinriegel entnommen wurde, ist im Dünnschliff als Kotpillen führender Mikrit/Mudstone anzusprechen. Die bis zu 500 µm großen, teilweise intern strukturierten, elliptischen Kotpillen sind in Lagen im feinkörnigen Mikrit (~ 10 µm) angereichert. Im Handstück erscheint der Kalk teilweise feingeschichtet bis laminiert.

Im Hangenden wird der Opponitzer Kalk von geringmächtigen Rauwacken (max. 40 m mächtig) begleitet, die auf-

grund ihrer leichteren Erodierbarkeit morphologisch zurücktreten und in den Sätteln und Rinnen nördlich der Kalkrippe anstehen. Hier sind sie oft zu ockergelb gefärbten Lehmböden verwittert und nur in Lesesteinen anzutreffen. Die beschriebenen Schichtglieder der Opponitzer Schichten sind im Arbeitsgebiet nicht immer eindeutig voneinander zu trennen und lösen einander im Streichen ab oder sind tektonisch reduziert. Die Grenze von den Opponitzer Schichten zum überlagernden Hauptdolomit ist aufgrund der morphologisch zurücktretenden Rauwacke gut zu erkennen und auch lithologisch scharf ausgebildet.

Wie aus dem Streichen und mittelsteilen Einfallen der beschriebenen Gesteine der Lunz-Decke zu erkennen ist, bilden diese am Sonnberg eine flach gegen NE absinkende Synklinale.

#### **Quartäre Bedeckung – Massenbewegungen**

Wie zu erwarten war, zeichnen sich besonders jene Areale, in denen Lunzer Sandstein, Schrambach-Formation oder Losenstein-Formation anstehen, durch eine besonders hohe Dichte an Massenbewegungen aus. In den Flanken des Rückens südlich Edtbauer sind zahlreiche muschelförmige Anrisse innerhalb der Losenstein-Formation angelegt. Diese gehören zu Gleitmassen, die in Erd-Schuttströme übergehen und sich am Hangfuß ausbreiten. Gleichartig ausgebildete Massenbewegungen sind innerhalb des tektonisch stark beanspruchten Lunzer Sandsteins an der Basis der Lunz-Decke zwischen dem Gehöften Thalbauer und Untersteinriegel und oberhalb Lugerreith anzutreffen.

Die hohe oberflächennahe Auflockerung und die wasserstauenden Eigenschaften der genannten Gesteine (Mergel-, Tonsteinlagen) begünstigen die Ausbildung flachgründiger Rutschungen und führen zur Anlage zahlreicher Erosionsrinnen mit hohem Potenzial für Murenabgänge.

Auch entlang der Bewegungsbahn zwischen der invers liegenden Obertrias-Schuppe und den unterlagernden Gesteinen des Oberjura und der Unterkreide im Bereich der unteren Talflanke des Kleingschnaidtbach-Tales sind mehrere Massenbewegungen angelegt. Südlich des Gehöftes Sulz bewegt sich eine Mischung aus entfestigter Schrambach-Formation und auflagernden Mikritooidkalk-Blöcken in Form eines Schuttstromes zu Tal. Der am Güterweg vom Gehöft Thalbauer zum Schwaigberg wandbildend aufgeschlossene Mikritooidkalk ist an mehreren Zerrspalten zerlegt. Die abgetrennten Blöcke gleiten auf den unterlagernden Mergeln der Schrambach-Formation ab oder kippen heraus. Unterhalb der Felswand existiert eine größere Blockschutthalde, die auf vergangene Felssturzereignisse hinweist. Südwestlich Reith lösen sich größere Teile der Rhätiumkalke von der unterlagernden Schrambach-Formation oder haben sich bereits abgelöst. Die entstanden Schollen und Blöcke bewegen sich als Blockstrom talwärts. Im Hauptdolomit existieren mehrere breite Scherzonen, an denen das Gestein hoch beansprucht und aufgelockert worden ist. So sind nahe des Siedlungsgebietes im unteren Bereich des Kleingschnaidtbach-Tales mehrere kleinere Anrisse und Gleitmassen im Hauptdolomit angelegt.

## **Literatur**

HENRICH, R. (2011): Unveröffentlichte Manuskriptkarte, Archiv der Geologischen Bundesanstalt (A 16930-RA/70/2011).

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103–207, Wien.

## **Bericht 2015 über mikrofazielle Analysen ausgewählter Jura-Profile der Frankenfels-Decke auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs**

KERSTIN HANSEN

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der Neuaufnahme der Geologischen Karte Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs wurden sechs Profile jurassischer Ablagerungen aufgenommen und beprobt. Die Profile lagen am Mühlberg (Mü), einem kleinen Steinbruch am Hochramskogel (Hr) am Halsberg (Ha), an einer Forststraße zum Halsberg (HaC), an der Straße nahe des Hanslbauers (Hb) und an der Weißmauer (W). Die Profilaufnahme erfolgte im Maßstab 1:50 (1 cm = 0,5 m). Es wurden dabei 89 orientierte und verzeichnete Proben genommen.

Die Proben wurden aufgesägt und mit 120er und 360er Körnung (bzw. 35 µm Diamantscheibe) geschliffen. Von allen Stücken wurden Acetatfolienabzüge (Peels) gemacht und eingescannt. Von 60 Gesteinsproben wurden zusätzlich Dünnschliffe erstellt. Die weitere Analyse erfolgte unter dem Durchlichtmikroskop bei 7- bis 90-facher Vergrößerung. Die Klassifikation erfolgte nach DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1972), es wurden Matrix und enthaltene Komponenten sowie deren halbquantitative, geschätzte Häufigkeit beschrieben. Anhand von biostratigrafisch nutzbaren Fossilgruppen (Globigerinen ab dem Mitteljura, *Saccocoma* ab Kimmeridgium und Calpionellen ab dem Oberjura) wurden die aufgenommenen Profilabschnitte stratigrafisch eingestuft. Anhand von Stratigrafie, lithologischer Ausprägung, Mikrofazies und der relativen Lage der einzelnen Profilabschnitte zueinander sowie Literaturvergleichen wurden die Profilabschnitte Formationen zugeordnet.

Innerhalb der aufgenommenen Profile konnten folgende Formationen erkannt werden: Allgäu Schichten (Hr und Hb), Hierlatzkalk (Hb), Vilser Kalk (Hb), Mikritooidkalk (W), Reitmauerkalk (Hr), Steinmühlkalk, teilweise als Tithonflaserkalk eingeordnet (Mü, Hr, Ha, Hb und W), Mühlbergkalk (Mü und Ha) und Oberalm-Formation (HaC, Hb und W).

Diese enthielten folgende Mikrofaziestypen mit teilweise mehreren Subtypen: In der Allgäu-Formation traten in Graufazies Spicult-Packstones (MF5) und in Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reicher Rotfazies Crinoiden-Bruchschill-Packstones (MF28) auf. Der Hierlatzkalk enthielt die Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF26 und MF28). Der Vilser Kalk führte ebenfalls die Echinodermen- und Filament/Bruch-

## Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

schill-reiche Rotfazies (MF27). Der Mikritoidkalk enthielt die Onkoid-Fazies (MF23). Im Reitmauerkalk konnte eine Peloid-reiche Rotfazies (MF25) erkannt werden. Der Steinmühlkalk, teilweise als Tithonflaserkalk eingeordnet, war durch viele verschiedene Faziestypen gekennzeichnet. Er enthielt eine Radiolarien-reiche Rotfazies (MF6, MF7 und MF8), eine Radiolarien-, Foraminiferen- und Filament-reiche Rotfazies (MF9, MF10 und MF11), eine Calpionellen- und Radiolarien-reiche Rotfazies (MF12 und MF13), eine Calpionellen- und Foraminiferen-reiche Rotfazies (MF15), eine *Saccocoma*-, Calpionellen- und Filament-reiche Rotfazies (MF16 und MF17), eine *Saccocoma*- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF18 und MF19), eine Filament-reiche Rotfazies (MF22), eine Peloid-reiche Rotfazies (MF24 und MF25) und eine Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF29). Der Mühlbergkalk zeigte eine *Saccocoma*- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF20 und MF21), eine Peloid-reiche Rotfazies (MF25) und eine Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF27 und MF28). Die Oberalm-Formation enthielt eine Radiolarien-reiche Graufazies (MF1, MF2, MF3 und MF4), eine Radiolarien-reiche Rotfazies (MF7), eine Radiolarien-, Foraminiferen- und Filament-reiche Rotfazies (MF11) und eine Calpionellen- und Foraminiferen-reiche Rotfazies (MF14 und MF15).

Stratigrafisch konnten die in den Profilen aufgenommenen Formationen folgenden Alter zugeordnet werden: Die Allgäu-Formation in den Profilen Hr und Hb ist in den Bereich Unterjura–Mitteljura zu stellen, eine genauere Einstufung war, mangels biostratigrafischer Anhaltspunkte, nicht möglich. Der Hierlatzkalk im Profil Hb ist, anhand von Vergleichsliteratur, dem Unterjura zuzuordnen. Der Vilser Kalk, ebenfalls im Profil Hb, ist in den Mitteljura zu stellen. Auch der Reitmauerkalk des Profils Hr ist dem Mitteljura (Bathonium/Callovium) zuzuordnen. Der Mikritoidkalk im Profil W enthält Protoglobigerinen, in der Literatur wird er dem Oxfordium des Oberjura zugeordnet. Die Steinmühlkalke der Profile Hb und teilweise Mü, Ha und W sind aufgrund ihres *Saccocoma*-Gehalts in das Kimmeridgium des Oberjura zu stellen. In den Profilen Mü, Hr, Ha und W sind auch Calpionellen-führende „Steinmühlkalke“ zu finden. Da diese damit tithonisches Alter aufweisen, sind sie als Tithonflaserkalk eingeordnet worden. Der Mühlbergkalk der Profile Mü und Ha enthält Überreste der Schwebcrinoide *Saccocoma* und ist damit in das Kimmeridgium zu stellen. Die Oberalm-Formation in den Profilen Hb und W führen Calpionellen und sind dem Tithonium zuzuordnen. Im Profil Hb ist allerdings ein lediglich *Saccocoma* führender Abschnitt der Oberalm-Formation aufgeschlossen, möglicherweise ist dieser noch dem Kimmeridgium zuzuordnen.

### Literatur

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: HAM, W.E.: Classification of carbonate rocks. – Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, **1**, 108–121, Tulsa.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, E.J. (1972): Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geologische Rundschau, **61/2**, 672–686, Stuttgart.

Im Berichtsjahr wurde der Oisberg und der Hangfuß des Königsberges in der südlichen Lunz-Decke kartiert.

Der Südostrand des UTM-Blattes wird am Hangfuß des Königsberges, im Bereich Raingrub–Brandstatt, von grauen, bräunlich verwitternden Quarzsandsteinen, Arkosen und Feldspat-Grauwacken, vereinzelt mit Pflanzenhäckseln, der Lunz-Formation, aufgebaut. Vom Königsberg reichen diverse Kriech- und Gleitmassen noch bis auf den südlichen Blattrand, z.B. südlich Grub und westlich Brandstatt.

Der Höhenzug nördlich Thomasberg, mit Grenzberg–Steger Kogel–Dörrkogel, wird von der wenige hundert Meter mächtigen Opponitz-Formation aufgebaut. Diese setzt sich zusammen aus einer sich mehrmals, mindestens 5 x wiederholenden Abfolge von:

- a) wenigen Metern bis Zehnermetern mächtigen schwarzen Tonsteinen, Tonmergeln und Mergeln,
- b) mehrere Meter bis Zehnermeter mächtige gelbliche bis bräunliche Rauwacken,
- c) mehrere Zehnermeter mächtige graue, gelblich verwitternde Dolomite und Kalke und
- d) geringmächtigen grauen, bräunlich verwitternden Mergeln.

Der Oisberg ist eine intensiv gefaltete und zerscherte, im Süden überkippte Synklinale. Die Basis des Oisberges bildet ein grauer, gut gebankter, feinschichtiger, mehrere hundert Meter mächtiger Hauptdolomit. Im hangenden Hauptdolomit sind mehrere bis zu 1,5 m mächtige Kalkbänke zwischengeschaltet. Da sich diese Hangendentwicklung morphologisch nicht flächendeckend abtrennen lässt und überwiegend dolomitisch entwickelt ist, wird sie dem Hauptdolomit zugeschlagen. Im Hangenden des Hauptdolomites folgt der Plattenkalk, ein wenige Zehnermeter mächtiger, graubrauner, ebenflächiger, feinkörniger Kalk bis dolomitischer Kalk mit Ooiden und Algenlaminiten. Mit einer Schichtlücke setzen die Klauskalke (Mitteljura) mit einem wenige Millimeter, an manchen Stellen bis zu 5 cm mächtigen Manganhorizont ein. Vereinzelt treten weitere Manganlagen, teilweise mit zentimetergroßen Manganknollen im Liegenden des Klauskalkes, ungefähr 1,5 m und 2,5 m über der Basis auf. Die Klauskalke sind rotbraune, hellrötliche, filamentreiche, Ammoniten führende Flaser- bis Knollenkalke, vereinzelt auch massige Rotkalke. Über den Klauskalken folgen dünnbankige rötliche bis graugrüne, im Hangenden tonreiche, bis zu 30 m mächtige Radiolarite bis Kieselkalke, die dem Ruhpoldinger Radiolarit entsprechen. Die Schichtfolge wird mit bis zu 15 m mächtigen, rötlichen Mergel der bunten Aptychenschichten fortgesetzt. Hierauf folgen bis zu 25 m mächtige hellgraubraune bis grünlichgraue flaserige Mergel sowie eine ungefähr 100–150 m mächtige Abfolge heller, beiger bis weißlicher, vereinzelt verkieselter, im dm-Bereich gebankter Kalke, Kalkmergel bis mergeliger Kalke, mit dünnen (mm–cm)

Tonmergel- bis Mergellagen der Schrambach-Formation. Im Hangenden der Schrambach-Formation schalten sich mehrere Dezimeter mächtige, grünlichgraue siltige Mergel ein. Ebenso grünlichgraue bis graue sandige, ungefähr 70 m mächtige Mergel der Roßfeld-Formation schließen die Schichtfolge ab.

Das Ybbstal wird von breiten Flußablagerungen eingenommen, die am Talrand von geringmächtigen Schottern, Kiesen und Sanden der Niederterrasse (Oberöd, Grießau, Obersteg, Lettenwag, Fahrnlehen, Oberhofstatt, Oberkirchen, Hollenstein, Bahnhof Großhollenstein, Doberau, Saimannslehen und Krenngraben) begleitet werden. Mit bis zu 25° talwärts fallende Eisrandablagerungen mit typischen Deltaschüttungen (sandiger Schotter, grobe sandige Kiese und Sande) sowie wenige Dezimeter bis Meter mächtige Schluffe bilden die bis zu zehn Meter über dem Niveau der Niederterrasse aufragenden Terrassen von Untersteg, Oberkirchen sowie westlich Hollenstein. Östlich Hollenstein erreichen die Eisrandablagerungen ungefähr 25 m Mächtigkeit.

Rißmoränen lassen sich südöstlich Untersteg (500–520 m), an der Forststraße Brandstatt–Dörrkogel (670–680 m), nördlich Oberhofstatt (470–500 m), südlich Oberkirchen (460–540 m), nördlich Bahnhof Großhollenstein (480–500 m) und südlich Schmalegg (640–700 m) auskartieren. Kleinere Vorkommen liegen westlich Stegerkogel (620–640 m), im Dörrgraben (540–560 m), südwestlich Dörrkogel (710 m), westlich Oberöd (520 m) und nordöstlich Strand-

bad Hollenstein (480–500 m). Das Alter der Moränen ost-südöstlich Wildensee, zwischen 960 und 1.000 m sowie südwestlich Schneekogel in 1.060 bis 1.080 m, ist noch nicht gesichert.

Mehrere tiefgründige Hangdeformationen prägen die Oisberg-Mulde: nördlich Rotmauer sowie westlich und östlich Almbauer. Nördlich Rotmauer liegt unterhalb 1.240 m eine tiefgründige Gleitmasse mit einer West–Ost-Er Streckung von 390 m, welche die Schrambach-Formation und Roßfeld-Formation erfasst. Der Fuß der Gleitmasse, bei ungefähr 1.100 m, ist sehr stark aufgelockert, was sich in einer engscharigen Zerlegung und offenen Klüften dokumentiert. Westlich Bauernboden ist ebenfalls eine tiefgründige Sackung in der Schrambach-Formation ausgebildet, randlich werden noch Plattenkalke erfasst. Die Abrisskante setzt knapp unterhalb Karl bei 1.230 m an, die Gleitmasse reicht bis zum Krenngraben hinab. Oberhalb Almbauer setzt bei 1.130 m eine weitere Sackung an und erfasst Plattenkalk, Klauskalk, Ruhpoldinger Radiolarit und Schrambach-Formation. Die Plattenkalke, Klauskalke und Ruhpoldinger Radiolarite westlich Almbauer wurden bisher als Antiklinale gedeutet. Die unvollständigen Schichtfolgen und die oberflächlich erkennbare sehr starke Zerlegung zu Blockwerksfeldern belegen eindeutig, dass es sich hierbei um Teile einer Sackungsmasse handelt. Eine weitere Sackung, mit einer Abrisskante unterhalb 700 m, erfasst den Hauptdolomit am Hangfuß des Oisberges gegenüber Doberau.

## Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

### Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

STJEPAN ČORIĆ

Der Schwerpunkt der geologischen Aufnahmen auf Blatt UTM Leibnitz in den Jahren 2014 und 2015 lag zwischen Aflenz an der Sulm und Seggau im Osten, sowie im Bereich von Unterfahrenbach über Großklein bis St. Johann im Saggautal. Das Gebiet zwischen Saggau, Radigaberg und Untergoldes wurde ebenfalls aufgenommen. Die Kartierung der „tertiären“ und quartären Ablagerungen schließt an die vorhandene Kartierung von STINGL (2009, 2016) an.

**„Eibiswalder Schichten“ (Karpatum? bis unteres Badenium?):** Im westlichen Teil des aufgenommenen Gebietes, nordwestlich Saggau, zwischen Radigaberg und Untergoldes, konnten die Sedimente der „Eibiswalder Schichten“ kartiert werden. Es handelt sich hauptsächlich um graue und braune, sehr glimmerreiche Sande, Silte und Tone mit Kieseinschlüssen. Mehrere Meter mächtige Kiesablagerungen kommen auf dem Geländerücken auf dem Radigaberg und östlich Birkkogel vor. Die Kieskomponenten sind meistens mäßig bis gut gerundet, durchschnittlich 3–5 cm groß und liegen in einer mittel bis grobsandigen Matrix vor. Es handelt sich überwiegend um Quarz-, Quarzit-, Kristallin- und Kalkstein-Komponenten. Im Bereich Untergoldes und Gschmeidleregg kommen intensiv bioturbirte, graue

Pelite mit verkohlten Pflanzenresten vor. Alle Proben auf kalkiges Nannoplankton aus „Eibiswalder Schichten“ erwiesen sich als steril. Eine pelitische Probe aus den „Eibiswalder Schichten“, die auf ihre gesamtmineralogische Zusammensetzung analysiert wurde, weist mit 25 Gew. % Karbonat hohe Werte an Calcit und Dolomit (persönliche Mitteilung I. WIMMER-FREY, GBA) aus. Quarz ist mit knapp 15 Gew. % und die Feldspäte mit rund 10 Gew. % vertreten. Die Schichtsilikatanteile mit rund 50 Gew. % sind stark detritär geprägt: Muskovit und Chlorit sind jeweils mit etwa 20 Gew. % vertreten, Kaolinit und der quellfähige Anteil von Smektit und Vermiculit sind stark untergeordnet.

**Rötliche Mergel und Konglomerate (Radl-Formation?) (Karpatum?):** Auf dem Frauenberg bei Leibnitz, beim Ernhofjaga und bei Unterfahrenbach konnten rötliche Tone, Sande, Kiese und Konglomerate auskartiert werden. Petrografisch sind die Kiese und Konglomerate aus kristallinen Geröllen zusammengesetzt (Schiefer, Marmor, Quarz, Quarzit), wobei die Komponenten einige Zentimeter groß sind. Im Hangenden treten auch graue Tonmergel auf. Alle Proben, die auf kalkiges Nannoplankton analysiert wurden, erwiesen sich als steril.

Es handelt sich um grundgebirgsnahe Ablagerungen, die durch aufgearbeitete Verwitterungshorizonte des unterlagernden Kristallins rotgefärbt sind. Diese Ablagerungen entsprechen wahrscheinlich der Radl-Formation, eine genaue chronostratigraphische Einstufung steht jedoch noch aus.

**Wagna-Formation (Karpatium):** Die Sedimente des karpatischen „Steirischen Schliers“ (Wagna-Formation) konnten in Ostteil des Kartierungsgebietes in der Umgebung der alten Ziegelei, westlich von Wagna, auskartiert werden. Es handelt sich um eine schmale, bis 30 m mächtige, NW–SE verlaufende Abfolge. Die dunkelgrauen Mergel enthalten eine für die Zone NN4 typische Nannoflora mit *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 und *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, 1953. Über den Sedimenten der Wagna-Formation folgen diskordant die weiterhin marinen, badenischen Ablagerungen der Retznei-Formation.

**Arnfels-Formation (unteres Badenium):** Von St. Johann im Saggautal bis Grabenweber konnte eine SW–NE verlaufende Zone mit klastischen Sedimenten der Arnfels-Formation auskartiert werden. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von grauen mergeligen Tonen, Silten und Sandsteinen mit Einschaltungen von Konglomeraten. In Bereich von Grabenweber ist ein erhöhter Anteil von Konglomeraten zu beobachten, wobei es sich wahrscheinlich um einen Übergang zur Kreuzberg-Formation handelt. Die Komponenten sind einige Zentimeter im Durchmesser (Karbonate, Quarzite, Pegmatite, Glimmerschiefer etc.), angerundet bis gut gerundet. Die pelitischen Proben aus der Arnfels-Formation sind geringfügig karbonatführend (Calcit liegt zwischen 5 und 10 Gew. % und Dolomit bei 5 Gew. %) und weisen einem hohen Anteil an Muskovit/Illit (36 Gew. %) auf (persönliche Mitteilung I. WIMMER-FREY, GBA). Quarz liegt bei 17 Gew. % und Chlorit bei 13 Gew. %.

**Teichbauer-Formation (unteres Badenium):** In Hangenden der Arnfels-Formation zwischen St. Johann im Saggautal und Gündorfberg sowie bei Sternitz konnten gelbbraune Sande und Sandsteine der Teichbauer-Formation auskartiert werden. Diese bis 20 m mächtigen Sande, sehr oft kalkfrei, markieren die Grenze zwischen Arnfels-Formation und Kreuzberg-Formation in diesem Gebiet.

**Kreuzberg-Formation (unteres Badenium):** Der Großteil des Gebietes von Nestelbach bis St. Johann im Saggautal ist von der grobklastischen Kreuzberg-Formation aufgebaut. Es handelt sich um Sande, Sandsteine, Kiese und Konglomerate, wobei als Komponenten kristalline Gesteine überwiegen (Quarz, Quarzit, Pegmatit, Serizitschiefer etc.), daneben treten karbonatische Gesteine (Kalke, Dolomite) auf. Selten treten Granatschiefer und Lydite auf. Fossilien kommen in den Ablagerungen der Kreuzberg-Formation sehr selten vor. Ein 2 m hoher Aufschluss zwischen Wölfl und Gatschnig (nördlich Kreuzberg 33N; Ost: 535393, Nord: 5174016) zeigt graue siltige Mergel, Feinsande und Silte mit inkohlten Pflanzen und Bivalvenresten. Siltige Mergel enthalten eine gut erhaltene Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1871) SCHILLER, 1930, *Discoaster* sp., *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, 1953, und kann in die Nannoplanktonzone NN5 (MARTINI, 1971) eingestuft werden. Die Vergesellschaftung mit sehr häufigen *C. pelagicus* weist auf ein vollmarines Milieu mit erhöhtem Nährstoffeintrag hin. Besonderes gute Aufschlüsse befinden sich in Kleingraben mit NE–SW streichenden Wechsellagerungen von Mergeln, siltigen Mergeln und Sanden. Darin treten mehrere Meter mächtige, rinnenförmige Kies-

einschaltungen mit Korndurchmessern von einigen Zentimetern auf. Kiese mit sehr groben Komponenten (mit bis zu 50 cm Durchmesser) aus kristallinen (Pegmatite, Gneise) und karbonatischen Gesteinen sind am Lassenberg (33N; Ost: 533136, Nord: 5173975) gut aufgeschlossen. Hier konnten auch seltene Molluskenreste (Pectiniden) gefunden werden. Bei Radiga konnte eine kleine Fläche aus Kreuzberg-Formation aufgenommen werden. Es handelt sich bis jetzt um das einzige Vorkommen dieser Ablagerungen westlich der Saggau.

**Retznei-Formation (unteres Badenium):** Die klastischen Ablagerungen im Hangenden der Wagna-Formation gehören der Retznei-Formation an. Sie konnten von Rettenberg bis Schönegg auskartiert werden. Es handelt sich um schlecht aufgeschlossene graue, mergelige Tone, Silte, Sande und Sandsteine. Alle untersuchten Nannoproben enthalten zahlreiche und gut erhaltene Nannofossilien mit *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE 1953 und *Helicosphaera waltrans* THEODORIDIS, 1984. Durch das Fehlen von *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 in den Vergesellschaftungen konnte die Nannoplanktonzone NN5 (Untere Lageniden-Zone) nachgewiesen werden. Außerdem treten noch *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1871) SCHILLER, 1930, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster* sp., *Helicosphaera carteri* (WALLICH 1877) KAMPTNER, 1954, *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra minuta* ROTH, 1970, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 etc. auf.

**Weissenegg-Formation („Leithakalke“) (unteres Badenium):** Ein kleiner Straßenaufschluss gegenüber vom Hotel Hasenwirt (ca. 360 m Seehöhe) zeigt die gelblichen, sandigen Kalke mit bis 20 cm großen Korallenstöcken, die als „patch-reef“ innerhalb der „Oberen Sande“ (siehe unten) vorkommen. Zwei weitere kleinräumige Kalkvorkommen konnten in der Nähe von Rettenberg aufgenommen werden. Es handelt sich hier um die stratigrafisch älteren Kalke in der Retznei-Formation (ca. 310 m Seehöhe). Ein etwa 2,5 m hoher Aufschluss in einer alten, verwachsenen Grube (33N; Ost: 540521, Nord: 5179327) zeigt die harten splittrigen Kalke.

**„Obere Sande“ oder „Gamlitzer Sande“ (unteres Badenium):** Im Bereich von Seggauberg bis Schönegg in Süden und Rettenberg in Osten sind braune, überwiegend mittel- bis grobkörnige Sande und Sandsteine aufgeschlossen. Die Sedimente sind intensiv bioturbat und enthalten vereinzelt nicht genauer bestimmbare Bivalvenreste. Die Nannoplankton-Proben von Seggauberg, aus braunen Sandsteinen entnommen, enthalten eine spärliche, aber gut erhaltene Vergesellschaftung mit *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE 1953 und *Helicosphaera waltrans* THEODORIDIS, 1984. Damit können diese Ablagerungen in Nannoplanktonzone NN5 (Untere Lageniden-Zone) eingestuft werden. Diese Sande im Hangenden der Retznei-Formation können als Ablagerungen während der Regression am Ende der Unteren Lageniden-Zone betrachtet werden. „Obere Sande“ sind generell schlecht aufgeschlossen, wobei sich mehrere kleinere Aufschlüsse in den Hohlwegen südlich Frauenberg befinden. Eine etwa 2,5 m mächtige Abfolge von massigen, stark bioturbierten, braunen Sanden mit konkretionären Verhärtungen ist gegenüber vom Hotel

Hasenwirt am Seggauberg gut aufgeschlossen (33N; Ost: 539646, Nord: 5179557). Westlich vom Hotel Hasenwirt bis Koglbauer konnten kleinere Aufschlüsse von intraformationellen Brekzien mit eckigen Komponenten bis 10 cm Größe aus „Oberen Sanden“ in ockerbrauner Matrix aufgenommen werden.

### Quartäre Ablagerungen

Braune Lehme treten überwiegend am Hangfuß im Gebiet Unterfahrenbach auf, wo sie durch mehrere Handbohrungen nachgewiesen wurden. Von St. Johann im Saggautal bis Narrath sind sie durch einen deutlichen Hangknick von unterliegenden neogenen Sedimenten abgegrenzt. Ebenso ist das Gebiet zwischen Ehrenbichl und Harla von solifluidalen Lehmen überdeckt. Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten konnten entlang der Saggau, des Priestergrabens, des Fahrenbachs, im Kleingraben sowie entlang einiger kleinerer Gerinne auskartiert werden. Beim Austritt von Seitenbächen in das Saggautal bildeten sich mehrere größere Schwemmfächer (bei St. Johann im Saggautal und Gündorf) aus.

### Literatur

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI, A. (Ed.): Proceedings of the II Planktonic Conference. – Edizioni Tecnoscienza, **2** (1970), 739–785, Roma.

STINGL, K. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 207 Arnfels. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 549–550, Wien.

STINGL, K. (2016): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156/1–4**, 342, Wien.

## Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

KARL STINGL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der letzte unkartierte Abschnitt im Grenzbereich der Kreuzberg-Formation zu Kreuzkrumpl-Formation („Steirischer Schlier“) bzw. der Kreuzberg-Formation zur Weissenegg-Formation. Im nordwestlichen Anschluss an das Kartiergebiet folgen bereits die zentralen Teile der Kreuzberg-Formation mit den vorhandenen Kartierungen von SCHELL (1994) und FRIEBE (1990). Im Norden anschließend befinden sich die ersten Vorkommen von Leithakalken bei Gamlitz (Preßtal, Grubtal).

Der Großteil der Kartierabschnitte wird bereits von der Kreuzberg-Formation aufgebaut. Grobklastika (Schotter, Sande) in der Fazies von subaquatischen „mass flows“ dominieren. Im Bereich Sernauberg sind vermehrt stark verfestigte Grobklastika (Sandsteine und Konglomerate) aufgeschlossen. Die Sedimente sind auf Grund ihrer häufigen Fossilführung (Mollusken- und Gastropodenschill) und des vereinzelt Auftretens von Leithakalken in die Ottenberg-Subformation der Kreuzberg-Formation zu stellen.

Im Bereich des südlich davon gelegenen, nächsten Höhenrückens, zwischen den Gehöften Kraßnig und Sche-

rer, finden sich die selben Sandsteine und Konglomerate. Die fossilführenden Lagen fehlen aber. Die Sedimente müssen somit der Kreuzberg-Formation und nicht der Ottenberg-Subformation zugeordnet werden. Es finden sich zusätzlich Lagen von leicht verfestigten Sanden mit mehrmals deutlichen Sedimentstrukturen. Es handelt sich um parallele Lamination, flache Kreuzschichtungskörper und symmetrische Wellenrippel. Gemeinsam mit der guten Sortierung der Sande und Schotter scheint hier eine Wellenüberarbeitung der sonst in der Fazies von subaquatischen „mass flows“ ausgebildeten Sedimenten der Kreuzberg-Formation stattgefunden zu haben.

Die Übergangsfazies zwischen Kreuzberg-Formation und Kreuzkrumpl-Formation („Steirischer Schlier“) tritt in zwei Bereichen des Kartiergebietes auf. Einerseits im südlichen Bereich, dem Anschluss an die Sedimente der Kreuzkrumpl-Formation, andererseits aber auch in den beiden an den Sernauberg angrenzenden Gräben. Hier sind in den liegendsten Abschnitten auch in zwei Gräben fast reine mergelige Silte mit nur seltenen sandigen Lagen aufgeschlossen, die zur Kreuzkrumpl-Formation gestellt werden müssen. Darüber folgen Einschaltungen von Sanden, Sandsteinen, Schottern und Konglomerate (Übergangsfazies) bis auf die Höhenrückens, die dann aus der grobklastisch dominierten Kreuzberg-Formation aufgebaut sind. Um die liegenden, mergeligen Silte biostratigrafisch einstuft zu können (tatsächliche Zugehörigkeit zur Kreuzkrumpl-Formation oder zu den badenischen Feinklastika der Weissenegg-Formation, wie von FRIEBE (1990) vermutet), wurde eine biostratigrafische Probe (P25) entnommen. Die mergeligen Silte setzen sich nach Süden (Raum Gamlitz) fort, wo sie in der Kartierung von FRIEBE (1990) zur badenischen Weissenegg-Formation gestellt wurden. Um diese Fortsetzung abzuklären, wurde auch eine Übersichtsbegehung der Sedimente im Raum nördlich Gamlitz durchgeführt sowie eine Probe zur biostratigrafischen Auswertung genommen (Probe P26). Friebe hat in einer älteren ersten Kartierung diese mergeligen Silte noch dem „Steirischen Schlier“ zugeordnet (im Hangenden gefolgt von Ottenberg-Subformation und Leithakalken). In einer folgenden Kartenrevision stellt er diese mergeligen Silte zur badenischen Weissenegg-Formation, in welche die Leithakalke eingeschaltet sind.

Die biostratigrafische Auswertung der Proben (Proben P25 und P26) brachte folgendes Ergebnis: P25 wird in das unterste Badenium (NN4) eingestuft und zeigt eine für sehr seichtes nährstoffreiches Ablagerungsmilieu typische Fauna. In dieser Probe kommen sehr häufig Diatomeen vor. Dies ist der erste Fund einer Diatomeenfauna im Gebiet des Kartenblattes. P26 zeigt eine weniger reiche Nannoplanktonfauna und wird ebenfalls in die Nannoplanktonzone NN4 eingestuft. In dieser Probe befinden sich Umlagerungen aus der Oberkreide.

### Literatur

FRIEBE, J.G. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 207 Arnfels. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/3**, 504–505, Wien.

SCHELL, F. (1994): Die Geologie der südlichen windischen Büheln (Raum Arnfels, Leutschach, Langegg). – Dissertation, Universität Graz, 214 S., Graz.

## Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-13 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### Kartiergebiet und Aufschlusssituation

Das im Berichtsjahr neu aufgenommene Gebiet schließt unmittelbar westlich an die in den Vorjahren kartierte Fläche an (SCHILLER, 2012) und liegt im Bereich der Ortschaften Neußerling und Herzogsdorf. Es erfasst somit im Wesentlichen die sogenannte „Zone von Herzogsdorf“ (SCHADLER, 1937), welche leider als besonders aufschlussarm beschrieben werden muss. Anstehender Fels tritt, selbst auf außergewöhnlich steilen Hängen, nur ganz vereinzelt auf. Kleine Steinbrüche und Straßeneinschnitte schaffen nur wenig zusätzliche Aufschlüsse. Als charakteristisch für die Zone von Herzogsdorf kann gelten, dass die Bodenaufgabe vielfach komplett frei von Lesesteinen ist. Es müssten daher zahlreiche Sondierungen mit dem Pürckhauer Bohrer durchgeführt werden, um den geogenen Untergrund zu identifizieren. Vorsicht ist bei Forstwegen geboten, entlang derer z.T. mannsgroße Gesteinsblöcke liegen. Es handelt sich aber durchwegs um ortsfremdes Material, welches zum Wegebau hergebracht wurde. Auffällig ist, dass die Aufschlusssituation in der granitischen Umrahmung der Zone von Herzogsdorf deutlich besser ist. Hier treten verbreitet Felsrücken zutage und auf den Feldern und Wiesen liegen viele Lesesteine.

Am Sauladbach, östlich des Gehöfts Mühlberger, gibt es Reste einer kleinen Halde, die höchstwahrscheinlich von der aufgelassenen Grafitgrube nordöstlich der Bundesstraßen-Kreuzung bei Wigretsberg („Schicker-Kreuzung“) stammt. Es besteht dort die Möglichkeit, die Gangart des Grafitvorkommens zu studieren.

### Bisheriger Kenntnisstand zum Kartiergebiet

In den Karten von SCHADLER (1952, 1964) sind im Bereich der Zone von Herzogsdorf mehrere steilstehende, herzynisch streichende Züge von Hornblende-Perlgneis, Marmor, Mauthausener Granit, Kalksilikat und Grafit eingezeichnet. Südlich dieser Wechselfolge ist Gneisgranit eingetragen, im Norden Mauthausener Granit.

In der Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald (FRASL et al., 1965) ist die Zone von Herzogsdorf erstmals als eigene Einheit abgegrenzt, aber bis auf einige Eintragungen von Grafitvorkommen lithologisch nicht weiter untergliedert. FUCHS & THIELE (1968) streichen in den Erläuterungen heraus, dass trotz eifriger Nachsuche keine Marmore gefunden werden konnten. Den Rahmen der Zone von Herzogsdorf bilden bei FRASL et al. (1965) Grobkorngneis und Weinsberger Granit, Mauthausener Granit ist nicht ausgeschieden.

### Kartierungsergebnisse

#### Zone von Herzogsdorf

Aufgrund der bestehenden Aufschlüsse und der Lesesteinfunde ist klar, dass die Zone von Herzogsdorf eine sehr variable Lithologie beinhaltet und dass zumindest zum Teil enge Wechsellagerungen einzelner Gesteinstypen bestehen. In den Aufschlüssen können im Wesentlichen vier Gesteinstypen beobachtet werden: migmatischer Hornblende-Gneis, Paragneis, Kalksilikatgestein, Aplit/Pegmatit.

**Migmatische Hornblende-Gneise** sind bei der Ledermühle und nordöstlich davon hinter dem Holzlager der Sachsenmühle aufgeschlossen. Neben Biotit, Plagioklas und Quarz ist die Hornblende auffällig, während Muskovit normalerweise fehlt. Das Gestein zeigt eine migmatische Bänderung mit wenige Zentimeter breiten Leukosomen und ist von undeformierten aplitischen und pegmatitischen Gängen durchädert, die bis 0,5 m mächtig sein können. Diese Gänge enthalten immer Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Aber auch Hornblende ist oft enthalten und kann in Ausnahmefällen sogar bis zu 10 cm groß werden. Häufig findet man in den hellen Gängen auch mm- bis cm-große Titanite.

Östlich der Sachsenmühle, wo ebenfalls einige kleine Aufschlüsse zu finden sind, werden die Hornblende-Gneise von **Paragneisen** abgelöst. Diese führen viel Biotit und Muskovit, wobei letzterer sowohl grobblättrig als auch serizitisch vorliegen kann. Millimetergroße Serizithaufen sind vermutlich Pseudomorphosen nach Cordierit. Rundliche Plagioklase geben dem Gestein ein perlgneisartiges Aussehen.

Aufgrund weiterer Funde solcher Paragneise in Bachläufen und bei Sondierungen mit dem Pürckhauer Bohrer ist damit zu rechnen, dass die Südosthälfte der Zone von Herzogsdorf im Wesentlichen aus diesem Material aufgebaut ist, wobei, wie der Aufschluss Ledermühle zeigt, Einschaltungen von Hornblende-Gneisen auftreten können. Beim Bildstock zwischen Sägewerk Sachsenmühle und Rammerstorf konnte ich auf einem Feldweg mehrere Stücke eines Amphibolits mit 1–2 mm großen Granatkristallen aufsammeln. Das Gestein zeigt Verwachsungen von Amphibol und Ca-reichem Plagioklas, die sich um Granatreste herum aufgebaut haben. Diese Symplektite scheinen somit Abbauprodukte von Ca-reichem Granat zu sein. Die Granatränder zeigen die Zusammensetzung Alm 59 Grs 26 Prp 13 Sps 2 (in Mol.%) und haben sich offenbar an die Niederdruck-Regionalmetamorphose angepasst, in den Granatkernen sind noch deutlich höhere Pyrop- (bis 26 %) und Grossular-Gehalte (bis 34 %) nachweisbar, was auf eine frühere Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose hinweist.

Etwa ab der Linie Wigretsberg–Neußerling scheint ein Lithologiewechsel stattzufinden und **Kalksilikatgesteine** gewinnen an Bedeutung. Diese Kalksilikatgesteine sind im Verband mit etwas Paragneis in einem aufgelassenen Steinbruch, 150 m nordöstlich der Ehmühle, gut aufgeschlossen und auch im Tal der kleinen Rodl finden sich

noch einige kleine Aufschlüsse. Aplit- und Pegmatitgänge (z.T. mit großen Hornblendesonnen) durchziehen die ziemlich massigen, gelb bis hellbraunen Kalksilikatgesteine. Zum Teil enthalten letztere größere Menge Grafit, wodurch eine Graufärbung entstehen kann. Solche grauen Typen zeigen auf Bruchflächen oft stark reflektierenden bis zu 1 mm großen Flinsgrafit.

Im Dünnschliff findet man in den Kalksilikaten hauptsächlich Plagioklas, der von kleinen Diopsidkörnern durchsetzt ist. Daneben zeigen sich größere Mengen Klinozoisit, besonders rund um das wenige erhaltene Karbonat. Als Opakphase ist immer etwas Grafit vorhanden.

Kleine Aufschlüsse mit anstehendem Kalksilikatgestein gibt es auch immer wieder in der streichenden Fortsetzung der genannten Aufschlüsse, z.B. nordöstlich Moser. Hier fand ich ein Handstück mit bis zu 4 cm langen tetragonalen Kristallen, die sich röntgenografisch als Skapolith bestimmen ließen. Skapolithe sind in hochtemperierten Kalksilikaten durchaus typisch, wurden aber bisher aus der Zone von Herzogsdorf nicht beschrieben.

Auch auf der bereits erwähnten Halde 200 m nordöstlich des Gehöfts Mühlberger am Sauladbach findet sich hauptsächlich Grafit führendes Kalksilikatgestein. Lesesteine von Kalksilikatgestein treten auf den Feldern nördlich von Rammerstorf und westlich des Gehöfts Mühlberger auf. Dementsprechend vermute ich eine durchgehende, etwa 100–150 m breite herzynisch streichende Zone mit Kalksilikatgesteinen im Bereich der genannten Lokationen, die gegen Nordosten aber wieder durch Paragneis abgelöst wird. Diese Zone mit den Kalksilikaten beinhaltet wohl auch die Grafitvorkommen etwa 250 m nordöstlich der Schickerkreuzung, wo zwischen 1915 und 1925 ein kleinerer Bergbau auf Grafit betrieben wurde (HOLZER, 1964). Am Waldrand ist das Fundament einer Aufbereitungshalle erhalten, und nordwestlich davon ein aufgefüllter Schacht. Zwei weitere ehemalige Schächte südöstlich der Schickerkreuzung sind heute als Fischteiche nachgenutzt. Einzelne Belegstücke mit zentimetergroßen Stücken massiven Grafits habe ich auf den in dieser Gegend neu angelegten Forstwegen sammeln können.

In dieser Zone der Kalksilikate treten auffällig häufig aplitische und pegmatitische Ganggesteine auf, wobei fließende Übergänge zwischen aplitischen und pegmatitischen Texturen bestehen. Die hellen Ganggesteine finden sich nicht nur in den erwähnten Kalksilikataufschlüssen im Tal der kleinen Rodl, sondern auch in metergroßen, massigen Blöcken. In einem Bachlauf östlich vom Gehöft Alkihn und nordöstlich der Emühle auf der Kuppe des dortigen Hügels.

Abweichend zur Karte von SCHADLER (1964) konnte ich weder Karbonatgesteine noch Grafit in längeren kartierbaren Zügen verfolgen. Beide fand ich nur sehr untergeordnet zusammen mit Kalksilikatgestein. Auch die Verbreitung der Kalksilikatgesteine ist nach meinen Funden nicht ganz mit der Karte von SCHADLER (1964) konsistent. Dort, wo ich Kalksilikatgestein fand, ist bei SCHADLER (1964) vielfach Hornblende-Perlgneis eingetragen. Umgekehrt konnte ich an vielen Stellen, an denen bei SCHADLER (1964) Kalksilikat eingetragen ist, keine Hinweise dafür finden. Auch die auf der Schadler-Karte verzeichneten Vorkommen von Feinkorngranit (Mauthausener Typus) konnte ich nicht finden.

## Granitoide

Die Granitoide des südböhmischen Batholiths, welche in der Umgebung der Zone von Herzogsdorf auftreten, wurden in höherem Detail charakterisiert (SCHILLER, 2012) und petrografische Details sind dort nachzulesen.

Der **Weinsberger Granit** begrenzt die Zone von Herzogsdorf im Nordosten des Kartiergebietes. Er kommt hier oft in direktem Kontakt zu Migmagranit vor, welcher ihn auch in Gängen durchsetzt. Bei den dortigen Vorkommen von Weinsberger Granit handelt es sich aber um eine deformierte, etwas unreine Ausbildung, die ich als Weinsberger Granit-Randfazies (SCHILLER, 2012) angesprochen habe. Gute Aufschlüsse dieses Gesteins finden sich im Wald nördlich von Haselhof. Sein Verbreitungsgebiet ist durch die Funde von herausgewitterten zentimetergroßer Kalifeldspäten auf den Feldern und Wiesen (besonders bei Maulwurfshügeln) relativ eindeutig abzugrenzen.

Ein größeres Vorkommen von **Migmagranit** konnte ich im Bereich zwischen Gehöft Alkihn und Helmreichmühle kartieren.

**Schlierengranit** kommt sowohl im Nordwesten als auch im Süden des Kartiergebietes vor. Im Norden, in der Umgebung der Gehöfte Alkihn und Hauder, ist er teilweise stark geschiefert und bildet herzynisch streichende, steilstehende Felsrippen. An der südlichen Begrenzung der Zone von Herzogsdorf südlich von Koth ist der dort vorkommende Schlierengranit tendenziell weniger deformiert, aber immer noch deutlich geregelt.

Meine Abgrenzung der Zone von Herzogsdorf zu den umgebenden Granitoiden deckt sich weitgehend mit der Karte von FRASL et al. (1965), wobei damals aber z.T. noch andere Gesteinsnamen in Gebrauch waren (z.B. Grobkorngneis statt Schlierengranit).

Bemerkenswert ist, dass die Granittypen des Südböhmischen Batholiths am Kontakt zur Zone von Herzogsdorf eine deutliche Regelung in WNW–ESE-Richtung mit ca. 75° Einfallen aufweisen. Diese wird schwächer, wenn man sich von der Zone von Herzogsdorf wegbewegt und bereits nach einem Kilometer ist sie mitunter kaum noch sichtbar. Die Kontaktbereiche zwischen der Zone von Herzogsdorf und der Umgebung scheinen somit wichtige tektonische Bewegungszonen darzustellen.

## Junge Bedeckung

Mit Ausnahme der bereits erwähnten kleinen Halde östlich des Gehöfts Mühlberger finden sich anthropogen beeinflusste Gebiete ausschließlich unter bebauten Flächen und Straßen, sie wurden daher nicht mit eigener Legende dargestellt. Fluviale Sedimente treten entlang der kleinen Rodl sowie am Saulad- und Eschelbach auf. Sie liegen in Wechsellagerung mit Solifluktsions- oder Flächenspülungs-sedimenten vor, die von den angrenzenden Hängen angeliefert wurden.

Besonders westlich von Neußerling und entlang des Sauladbachs bei Haselhof liegen an Hangfüßen teilweise mehrere Meter mächtige Solifluktsionsdecken auf, die mitunter von tiefen Erosionsgräben durchschnitten werden. Am Fuß dieser Gräben findet sich z.T. auch anstehendes Material.

## Literatur

- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VORHYZKA, K., VORHYZKA, E., ZIRKL, E. & SCHADLER, J. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 360–371, Wien.
- SCHADLER, J. (1937): Aufnahmebericht von Dr. J. Schadler über Blatt Linz-Eferding (4652). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1937**, 70–73, Wien.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Linz und Eferding 1:75.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung der Stadt Linz).
- SCHILLER, D. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen und petrografische Untersuchungen auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 279–281, Wien.

## Blatt NM 33-11-19 Linz

### Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

CHRISTIAN RUPP

In Fortführung der geologischen Landesaufnahme auf dem Kartenblatt NM 33-11-19 Linz (nationale Blattnummer: 4319) (RUPP, 2013a) wurde in den Jahren 2013 bis 2015 südlich der Donau der Bereich Wilhering–Turnharting–Hitzing–Leonding einer flächendeckenden Kartierung der känozoischen Sedimente, wieder mit Hilfe zahlreicher Handbohrungen, unterzogen.

#### Das Kristallin der Böhmisches Masse

Da die Kartierung des Kristallins auf Blatt Linz in anderen Händen liegt, sind hier neben der Erwähnung einiger interessanter Aufschlüsse nur noch wenige Bemerkungen allgemeiner Art angebracht. Lithologisch handelt es sich bei den hier erwähnten Kristallinvorkommen durchwegs um Paragneis-Migmatite (LINNER, 2005) in unterschiedlicher Ausprägung.

Im nördlichsten Abschnitt des kartierten Gebietes, am südlichen Donauufer, ist das Kristallin entlang des Uferweges in Wilhering/Ufer mehrfach in eindrucksvoller Weise aufgeschlossen. Im nordwestlichen Kürnberger Wald tritt das Kristallin nur sporadisch an die Oberfläche. Am besten ist es in zwei kleinen, verwachsenen Steinbrüchen nördlich Edramsberg (UTM 438900/5351860) zugänglich. Am Südrand des Kürnberger Waldes sind die Paragneis-Migmatite in den aufgelassenen Steinbrüchen nordöstlich von Rufing (UTM 442300/5347800) und nordwestlich von Bergham (UTM 442700/5348130) noch gut aufgeschlossen. Am Ostrand des Kürnberger Waldes, hin zur Alhartinger Bucht, steht das Kristallin unter 400 m Seehöhe in Gräben und Forststraßen (z.B.: Forsthausstraße) häufiger an. In Alharting selbst unterstreichen einige von SCHADLER (1964) nicht erfasste Kristallinaufschlüsse (z.B.: UTM 444110/5348240) die Seichtheit der Alhartinger Bucht. Schließlich sei noch auf den ehemaligen Steinbruch an der Gerstmayrstraße (WIBAU Betonwerk) in Leonding Stadt (UTM 445460/5347110) hingewiesen.

#### Oligozän

##### *Pielacher Tegel (Pielach-Formation)*

Während schon GRILL (1935) im Raum Schwertberg feinkörnige limnisch-fluviatile Sedimente des Oligozäns („Tegel um Doppel“ = Pielacher Tegel; BRÜGGEMANN & FINGER, 2002) als eigenständige lithologische Einheit behandelte, wurden solche Sedimente auf Blatt Linz von SCHADLER (1964) durchwegs dem „Älteren Schlier“ zugeordnet. Später erkannte FUCHS (in: FUCHS & THIELE, 1968: 47) in den basalen, Kohle führenden Tonen der Bohrung Ottensheim 101 Äquivalente der bisher nur aus Niederösterreich beschriebenen limnisch fluviatilen bis brackischen Pielacher Tegel (Pielach-Formation; WAGNER in EGGER et al., 1996). In jüngerer Zeit wurden auf Blatt Linz nördlich der Donau, im Bauaufschluss des Neubaus der Anton Bruckner Privatuniversität (Linz-Urfahr, Hagenstraße 57), grüngraue, wechselnd schluffige Sande nahe dem Kristallin ebenfalls der Pielach-Formation zugeordnet (PERESSON & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2012). Vergleichbare Sedimente konnten kürzlich auch in einer Baugrube in Niederottensheim, Hambergstraße, beobachtet werden (PERESSON & POSCH-TRÖZMÜLLER, in Druck). Übersichtsbegehungen im Raum Puchenau lassen zudem vermuten, dass diese Sedimente nördlich der Donau weiter verbreitet sind und bislang auch als Linzer Sand angesprochen wurden. 2015 konnten schließlich auch südlich der Donau, entlang einer Talflanke am Nordrand der Alhartinger Bucht, grünlich graue, massige, stark schluffige Sande auskartiert werden, die jenen in der Baugrube der Anton Bruckner Universität gleichen. Der Sand ist stark glimmerig und sehr unreif (nicht sortiert, scharfkantig) und lässt als Ausgangsmaterial verwittertes Kristallin (Flins) erkennen. Am besten aufgeschlossen ist er an einem Forstweg westlich der Leondinger Straße (UTM 443150/5349850). Tonmineralogisch sind diese Sedimente oft reich an Kaolinit und charakterisiert durch das vollkommene Fehlen von Chlorit (persönliche Mitteilung MANDANA PERESSON, GBA). Sie werden zurzeit (unter Vorbehalt) als Pielach-Formation angesprochen.

##### *Linzer Sand (Linz-Melk-Formation)*

Teils metergroße kristalline Basisblöcke, oft komponentengestützt und in sandiger Matrix eingebettet, sind in den tief

eingeschnittenen Tälern des Kürberger Waldes keine Seltenheit. Sie stellen als Transgressionshorizont des Oligozänmeeres auf das kristalline Grundgebirge den basalen Abschnitt der Linzer Sande (Linz-Melk-Formation; KRENMAYR & ROETZEL, 2000) dar. Diese dem Kristallin auflagernde Blocklage ist besonders schön im aufgelassenen Steinbruch nordöstlich von Rufling (s.o.) zu beobachten.

Die Linzer Sande in ihrer typischen Ausprägung (hellgrau, oft bräunlich verfärbt, fein- bis grobkörnig, manchmal kiesig, schlecht geschichtet bis massig, gebankt) stehen im nordwestlichen Kürnberger Wald eher selten an der Oberfläche an. Einen noch intakten Aufschluss stellt die alte Sandgrube in Mühlbach (UTM 439470/5351220) dar, wo hellgraue, massige, teils kiesige Fein- bis Grobsande mit dünnen kiesigen Lagen anstehen. Dieser Sandgrube gegenüberliegend existiert westlich des Mühlbaches noch ein Teil der Rückwand einer früher von der VÖEST betriebenen, großen Sandgrube (UTM 439210/5351045). Auch sie zeigt schlecht sortierte kiesige Fein- bis Grobsande mit dünnen Kieslagen, liegt aber nach den Kartierungsergebnissen bereits im Verzahnungsbereich Linzer Sand / „Älterer Schlier“.

Im Raum Rufling–Bergham stehen Sande oberflächlich nicht so großflächig an, wie von SCHADLER (1964) angegeben. Und selbst die gut aufgeschlossenen Vorkommen (z.B.: UTM 442610/5348330) geben keinen Anlass, diese Sande als Phosphoritsande (Plesching-Formation; ROETZEL in SCHNABEL, 2002) anzusprechen, wie es bei SCHADLER (1964) der Fall ist. In der Alhartinger Bucht schließlich tritt der Linzer Sand stärker in den Vordergrund, noch aufgeschlossen in mehreren Sandgruben. Zwar ist das Areal der ehemaligen WIBAU-Sandgrube in Leonding (UTM 443300/5348360) heute eine verfüllte und geschlossene Müll- und Bauschuttdeponie, eine große, etwas verkippte Sandsteinbank zeugt dennoch von dem ehemaligen Linzer Sand-Vorkommen. In den beiden ehemaligen Sandgruben Reisetbauer (UTM 443820/5348880) und Mayerbäurl (UTM 443860/5348720) sind noch immer weißlich graue, gebankte, teils kiesige Fein- bis Grobsande, zumeist massig bis diffus ebenflächig geschichtet, selten schräggeschichtet, aufgeschlossen. Die Bänke fallen hier leicht gegen Westen ein. Bekanntgeworden ist die Reisetbauer-Grube durch Funde von Schädelresten fossiler Nashörner (SPILLMANN, 1969), mit welchen eine Einstufung der Linzer Sande der Alhartinger Bucht in das obere Oligozän (unteres Egerium) wahrscheinlich ist (RABEDER, 1975). Zu guter Letzt sei noch vermerkt, dass es sich bei den von SCHADLER (1964) im Raum Berg und Holzheim als großräumig anstehend ausgewiesenen Phosphoritsanden ebenfalls um typische Linzer Sande, massig und schlecht sortiert, handelt. Sie beschränken sich aber eher auf die nähere Umgebung der aufgelassenen Sandgrube in Holzheim (UTM 444470/5349425). Die Bereiche südlich der Grube werden von Lehmen und Löss bedeckt, während die nördlich davon gelegenen sich als verwittertes Kristallin (Flins) erweisen haben.

### „Älterer Schlier“

Der eigentlich überkommene, weil äußerst ungenaue Begriff „Älterer Schlier“ wird in der geologischen Praxis noch häufig verwendet und beinhaltet mehrere, zumeist tonmergelige Gesteine (Formationen) von oligozänem bis untermiozänem Alter. Im hier behandelten Abschnitt des

Blattes Linz handelt es sich durchwegs um dunkelbraune bis graue, massige bis fein geschichtete Tonmergel, in die geringmächtige Menilitlagen eingeschaltet sein können. Der eklatante Mangel an Aufschlüssen erschwert jedoch die Erfassung und flächendeckende Kartierung des anstehenden Schliers. Ebenso erschwert seine augenscheinlich hohe Rutschanfälligkeit und die daraus resultierende Bildung von mächtigeren, lehmigen Solifluktsdecken sowie die generelle Ähnlichkeit von verwittertem Schlier und feinkörnigen Hanglehmen die Auskartierung des „Älteren Schliers“. Entlang des Westhanges der Hochfläche zwischen Edramsberg und Winkeln lassen kleine Schlierblättchen im Boden (und zahlreiche Handbohrungen) abschnittsweise anstehenden Schlier, nicht von Solifluktsdecken verschleiert, erkennen. An der Brunnengasse in Edramsberg (UTM 438610/5350500) ist noch eine kleine, verwachsene Schlier-Entnahmestelle erkennbar. Rund um das Brunnenhaus am Ende der Brunnengasse in Schönering (UTM 438485/5350005) kommt ebenfalls „Älterer Schlier“ in Brocken zum Vorschein. Fleckenhaft tritt der Schlier auch im Wäldchen in Reith (UTM 438770/5348540), westlich von Reith (z.B.: UTM 438160/5348905), in Appersberg (UTM 439150/5347570) sowie in den Wäldchen westlich davon (z.B.: Schliergruben bei UTM 438560/5347890 und 438340/5347770) zu Tage. Die großflächige Verbreitung von oberflächlich anstehendem, unverhülltem „Älteren Schlier“, wie von SCHADLER (1964) angenommen, konnte in diesen Gebieten jedoch nicht verifiziert werden. Südlich von Appersberg und der Ruflinger Bezirksstraße kommt der „Ältere Schlier“ wesentlich deutlicher zur Geltung. Hervorzuheben ist hier das alte, heute verwachsene Schliergruben-Areal südlich der Kote 377 m (UTM 439145/5346850), wo immer wieder verwitterte Schlierbröckchen im Waldboden zu finden sind. Auch der Taleinschnitt zwischen Thürnau und Kirchberg ist unterhalb von 350 m Seehöhe stark vom Schlier geprägt. Hier zeigt sich besonders deutlich die große Rutschanfälligkeit dieses Sediments durch die vielen kleinen und größeren Rutschkörper, welche die flachen Hänge prägen. Entlang der Trasse der Linzer Lokalbahn (LILO) steht an mehreren Stellen „Älterer Schlier“ an (z.B.: UTM 438630/5346850). Im Raum Rufling–Bergham ist der Schlier zumeist von mehreren Metern Löss oder Solifluktslehmen verhüllt (z.B. Baugrube Rufling Burgwallstraße, UTM 441870/5347765: 2,5 m Umlagerungslehm, darunter „Älterer Schlier“). Lediglich im Wäldchen entlang der Enzenwinkler Straße in Leonding (UTM 443210/5348355) wurde in kleinen Gruben Schlier, auf den Linzer Sanden der ehemaligen WIBAU-Sandgrube (s.o.) liegend, angetroffen. Leider sind all die hier beschriebenen Schliervorkommen oberflächlich entkalkt und fossilleer, sodass noch keine eindeutige Einordnung in eine der bekannten Formationen des „Älteren Schliers“ möglich war. Lithologisch ist dieser Schlier am ehesten der Eferding-Formation (WAGNER, 1996; RUPP & ČORIĆ, 2015) zuzuordnen.

### Quartär

#### *Terrassen am Ostrand des Eferdinger Beckens*

Eine sinnvolle Korrelation besonders der älteren Terrassenniveaus kann erst in der Endphase der Kartierung des Kartenblattes NM 33-11-19 Linz erfolgen. Dennoch soll hier neben der Beschreibung der Vorkommen eine erste Zuordnung versucht werden.

Neben den bereits beschriebenen *Terrassen aus dem Prae-Günz* (über 400 m Seehöhe; RUPP, 2013b) existiert im nordwestlichen Kürnberger Wald ein weiteres Niveau zwischen 370 und 390 m Seehöhe, welches den Höhenrücken südlich von Wilhering, auf dem die Höfer (Forst) Straße verläuft, entlangzieht. Es handelt sich um verwitterte, stark (lehmig-)sandige Restschotter, dokumentiert in einigen Hanganrissen und einer flachen, verfallenen Kiesgrube (UTM 439550/5351820). Von SCHADLER (1964) wurde die Ausdehnung dieser Terrasse stark überschätzt.

Sieht man von einigen wenigen, isolierten Kiesvorkommen im Raum Wilhering und Ufer ab, treten Kiese des *Deckenschotter*-Niveaus, um 300 m Seehöhe gelegen, erst entlang der Ostflanke der von ihnen geformten Hochfläche von Edramsberg deutlich in Erscheinung (z.B.: UTM 438530/5350020; 438800/5350600). Am Fuß dieses zum Teil zu Konglomeraten verkitteten sandigen Quarzkieshorizontes entspringen mehrere perennierende Quellen, welche andeuten, dass diese Kiese (Aquifer) eine größere Ausdehnung aufweisen als dem Kartenblatt (SCHADLER, 1964) zu entnehmen ist. Die isolierten Kiesvorkommen entlang der Ostflanke des Mühlbachtals (z.B.: UTM 439685/5350915) sind als östliche Ausläufer der Edramsberger Kiesdecke zu betrachten, eine vermittelnde Position nimmt der auf den Linzer Sanden liegende Kies in der alten VOEST-Sandgrube in der Westflanke des Mühlbachtals (s.o.) ein.

*Hochterrassen* sind im Eferdinger Becken so gut wie unbekannt. Am östlichen Rand der Verebnung der Niederterrasse nördlich von Edramsberg zieht, sich etwas über die schluffige Verebnung erhebend, ein schmaler Streifen von groben Kiesen den Waldrand entlang in Richtung Ufer. Hierbei könnte es sich um die kärglichen Reste einer ehemaligen Hochterrasse handeln.

Während die *Niederterrasse* im Raum Wilhering relikthaft, nahezu ohne Geländestufe zur Austufe, sanft zur Linzerstraße ansteigt, setzt sie sich zwischen Ufer, Fall und Schönering deutlich durch eine mehrere Meter hohe Geländestufe von der Austufe ab und bildet eine Verebnung, auf welcher die Eferdinger Straße verläuft. Überraschender Weise ist diese Terrasse von mehreren Meter mächtigen Schluffen aufgebaut, erst am Fuß der Geländekante zur Austufe sind ab und zu Kiese anzutreffen. Eine Baugrube in Schönering (UTM 438140/5350075) lieferte eine Erklärung für diese, für eine Niederterrasse untypische, mächtige Schluffauflage (PERESSON & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2016). In dieser bis zu drei Meter tiefen Grube waren eben gelagerte, hellbeige Schluffe, massig bis diffus geschichtet und schwach wellig gebankt, aufgeschlossen. In die Schluffe waren mehr oder minder durchziehende, zentimeter- bis dezimeterdicke Lagen von hellgrauem Feinsand, oft Rippel- und Flaser-geschichtet und manchmal bioturbiert, eingeschaltet (nach Auskunft der Bauleitung war in einem Sickerschacht erst zwei bis drei Meter unter Grubenboden Kies angetroffen worden). Diese feinkörnigen, eindeutig fluviatilen Sedimente stellen Überschwemmungssedimente (*overbank deposits*) dar, wahrscheinlich hervorgerufen durch Rückstau von Hochwässern an der nahegelegenen Donauenge von Ottensheim. Ähnlich mächtige, vorwiegend schluffige Deckschichten auf der Niederterrasse konnten auch im westlichen Eferdinger Becken beobachtet werden (PERESSON & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2014). Obwohl lithologisch nicht so eindeutig, lassen

sich auch diese Schluffe als „*overbank deposits*“ interpretieren. Ferner zeigen Bohrdaten (DORIS: <http://doris.ooe.gv.at/>) vom Nord- wie vom Südrand des Eferdinger Beckens, dass auch in diesen Bereichen die Kiese der Niederterrasse von mehreren Meter mächtigen Schluffen und Sanden bedeckt sind. Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass gegen Ende des Würm möglicherweise nahezu das gesamte Eferdinger Becken zumindest während Hochwasserereignissen überschwemmt war und es so zur Ausbildung der – für eine Niederterrasse untypischen – mächtigen feinkörnigen Deckschichten auf den Terrassenkiesen kam.

### **Terrassen im Stadtgebiet von Leonding**

Ein kleiner Terrassenrest im Raum Alharting konnte westlich der Kote 345 m, auf rund 330 m Seehöhe, verifiziert werden. Dieser wurde von SCHADLER (1964) als Älterer Deckenschotter eingestuft, korreliert aber auf Grund seiner Höhenlage besser mit dem *Prae-Günz Niveau* vom Wolfsjäger östlich Ansfelden (RUPP, 2013a). Viel besser passen die Kiese am nordöstlichen Rand des Leondinger Stadtfriedhofes um die 305 m Seehöhe in das höhenmäßige Konzept der Älteren Deckenschotter. Die von SCHADLER (1964) angenommene flächenmäßige Ausdehnung dieses Horizontes konnte nicht nachvollzogen werden. Dagegen taucht in Imberg, im Bereich der Kote 306 m, zwischen 300 und 305 m Seehöhe Älterer Deckenschotter aus der Lössdecke auf. Ein weiteres Kiesniveau (*Jüngerer Deckenschotter?*) liegt über 290 m Seehöhe zwischen dem alten Steinbruch des WIBAU Betonwerkes (s.o.) und dem Mostbauer Mayr am Imberg. Die *Hochterrasse* im Bereich Reith und Haag ist durchgängig ausgebildet, wird aber von einer mächtigen Lössauflage verdeckt.

### **Löss und Lehmdecken**

Weite Bereiche zwischen Wilhering und Ufer, Edramsberg und Appersberg sowie Hitzing und Leonding weisen mächtige Lössdecken auf, gut dokumentiert z.B. im Straßeneinschnitt der Kapellenstraße (UTM 439255/5352415) bei Wilhering, in einem natürlichen Anriss nördlich von Reith (UTM 439270/5350120) sowie in einigen Baugruben (PERESSON & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2015, 2016). Im Bereich des „Älteren Schliers“ zwischen Edramsberg und Kirchberg sorgt die Rutschanfälligkeit dieses Schliertyps für oft mehrere Meter mächtige Lehmdecken. Noch ungeklärt ist die Genese eines rund 1 km langen Streifens von kiesigem Lehm, der im Raum Appersberg bei der Kote 377 m südlich der Ruflinger Bezirksstraße entlangzieht.

### **Quartär von Winkeln**

In Winkeln schneidet das örtliche Bächlein plötzlich mehrere Meter tief in relativ weiche Sedimente ein (UTM 438595/5349495). Freigelegt werden graue bis beige, zum Teil sandige Schluffe, Linsen- und Flaser-geschichtet, selten ebenflächig geschichtet, mit zahlreichen schwarzbraunen, feinen bis Dezimeter mächtigen, torfigen Lagen. Selten sind auch kleine, kiesige Rinnen eingeschaltet. Diese Sedimente sind eindeutig limnisch-fluviatilen Ursprungs und fossilführend. Im Hangenden werden sie schließlich von Löss bedeckt. Erste <sup>14</sup>C-Datierungen (durchgeführt an der ETH Zürich auf Vermittlung durch JÜRGEN REITNER, GBA) von Holzresten, Pflanzenhäcksel und Molluskenschalen aus der limnisch-fluviatilen Sedimentabfolge er-

gaben einen Ablagerungszeitraum von Würm-Spätglazial (Alleröd-Interstadial) bis jüngstes Holozän. Bei dieser Alterseinstufung überrascht vor allem die nicht unbeträchtliche Lössauflage auf den datierten Sedimenten. Dass die limnisch fluviatilen Sedimente von Winkeln genetisch mit den nahegelegenen, vielleicht auch zeitlich vergleichbaren Überschwemmungssedimenten von Schönering (s.o.) zusammenhängen, kann zurzeit nur vermutet werden.

### **Die Traun-Terrassen im Stadtgebiet von Traun und Linz**

Neben der Erstellung einer flächendeckenden Kartierung des oben beschriebenen Gebietes wurde im Trauntal zwischen Oedt und Linz, Industriegebiet-Hafen, der Versuch unternommen, Hochterrasse, Niederterrasse sowie Obere und Untere Austufe bestmöglich abzugrenzen und auf die moderne Topografie zu übertragen. Dabei waren digitale Hilfsmittel wie Laserscan und digitales Höhenmodell von großem Nutzen.

Die *Hochterrasse*, welche vom Linzer Wankmüllerhofviertel gegen Südwesten zieht und eine bis 13 m mächtige Lössdecke aufweist, ist durch ihre 5 bis 10 m hohe Geländestufe sehr gut vom Niederterrassen-Niveau abgegrenzt. Ihre Darstellung in älteren Karten (SCHADLER, 1964; KOHL, 1990 – siehe auch: <https://doris.ooe.gv.at> → Karten/Umwelt & Natur/Wasser & Geologie/Hydrogeologie – Geologie/Geologie 20.000) entspricht im Wesentlichen der Realität und musste nur geringfügig verändert werden.

Das Niveau der *Niederterrasse* ist an der wenig verbauten Südost-Flanke der Traun zwischen Ansfelden und Ebelsberg durchgehend und gut erkennbar ausgebildet (RUPP, 2013a). Beim Versuch, die Unterkante dieser Geländestufe mittels digitalem Höhenmodell in das stark verbaute Gebiet nördlich der Traun zu projizieren, ergaben sich deutliche Abweichungen von der bisher gebräuchlichen Darstellung der Ausdehnung der Niederterrasse. Eine Überprüfung im Gelände zeigte, dass die tatsächliche Niederterrassen-Geländestufe zur Austufe, ähnlich den bisher gebräuchlichen Darstellungen, im Grenzgebiet Traun/Linz entlang der Straße „Am Nordsaum“ und weiter westlich entlang der Böhmerwaldstraße und der Schrammlstraße verläuft. Östlich

der Bahn zieht sie jedoch im Bereich der ASKÖ-Sportplätze unterhalb der Neubauzeile nach Nordosten und, die Dauphinestraße querend, in Richtung Wasserwald. In diesem Areal existiert, besonders gut im Laserscan auszumachen, eine 2–3 m hohe Erosionskante, neben welcher ein Abschnitt des „Laufweges Wasserwald“ verläuft. Liegt die Geländestufe bis zu diesem Abschnitt lange um 262 m Seehöhe, taucht sie nun, immer schwächer werdend, zuerst nach Nordosten, dann nach Norden hin leicht ab, bis sie sich am Ende der Wasserwerkstraße, um 259 m Seehöhe, vollkommen verliert. Dieses Abtauchen der durch das Niveau der Oberen Austufe verursachten Erosionskante ist untypisch für eine Terrassen-Geländestufe. Es lässt sich aber durch die Existenz eines im Würm von der Traun aufgebauten Schwemmkegels im Bereich ihrer Einmündung in die Donau erklären, der nicht vollständig von den Austufen-Niveaus abgetragen wurde.

In gleicher Weise wurde im Fall der *Oberen Austufe* verfahren. Diese bildet südlich der Traun zwischen Fischdorf und der Wambachsiedlung in Ebelsberg eine gut nachvollziehbare Geländestufe zur Unteren Austufe aus. Projiziert man das Niveau dieser Unterkante auf die nördliche Traunflanke, deckt sich das Ergebnis recht gut mit der von SCHADLER (1964) und KOHL (1990) als Niederterrassen-Unterkante interpretierten Geländestufe im Raum Kleinmünchen-Auwiesen. Tatsächlich lässt sich auch in diesem stark umgeformten und verbauten Stadtgebiet unterhalb des Meschweges, des Alleitenweges sowie des Flötzerweges ebenso eine rund 2 m hohe Geländestufe auskartieren wie im Bereich der Pestalozzistraße und weiter nach Nordosten unterhalb der Eulerstraße und der Wimmerstraße, immer um 259 m Seehöhe liegend. In Richtung Industriegebiet-Hafen verliert sich auch diese Geländestufe. Somit müssen im Raum Kleinmünchen-Auwiesen die Südostgrenze der Niederterrasse als auch die der Oberen Austufe deutlich nach Nordwesten verlegt werden. Der Bereich unterhalb der Linie Alleitenweg–Flötzerweg–Eulerstraße–Wimmerstraße bis hin zur Kremsmünsterer Straße westlich der Wambachsiedlung von Linz/Ebelsberg wird dann von der *Unteren Austufe* und der nach der Regulierung der Traun Ende des 19. Jahrhunderts nicht mehr fassbaren *Austufe im engeren Sinn* eingenommen.

## **Literatur**

BRÜGGEMANN, H. & FINGER, F. (Red.) (2002): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 33 Steyregg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sawwald, Oberösterreich. – 96 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRILL, R. (1935): Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. D. und seine Nachbargebiete. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **28**, 37–72, Wien.

KOHL, H. (1990): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 11 S., Wien.

KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (2000): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, **2**, 10, Graz.

LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Donautal auf Blatt 32 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 309–312, Wien.

PERESSON, M. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2012): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen (Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich). – Projekt OC 35, Jahresbericht 2011, 128 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

PERESSON, M. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2014): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen (Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich). – Projekt OC 42, Jahresbericht 2013, 170 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

PERESSON, M. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2015): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen (Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich). – Projekt OC 42, Jahresbericht 2014, 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

PERESSON, M. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (in Druck): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen (Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich). – Projekt OC 54, Jahresbericht 2016, Geologische Bundesanstalt, Wien.

RABEDER, G. (1975): Die Wirbeltierreste (excl. Pisces) aus dem Egerien von Österreich. – In: BALDI, T. & SENES, J. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. V, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation, 437–455, Bratislava (SAV).

RUPP, C. (2013a): Bericht 2008–2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 439–442, Wien.

RUPP, C. (2013b): Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 442–443, Wien.

RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.

SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, H.6, Magistrat Linz.

SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SPILLMANN, F. (1969): Neue Rhinocerotiden aus den oligozänen Sanden des Linzer Beckens. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **114**, 201–254, Linz.

WAGNER, L. (1996): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, T. & RUPP, C. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 1996. – Exkursionsführer, **16**, 36–65, Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

### Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Das im Jahr 2014 kartierte Gebiet umfasst die tektonischen Einheiten Waschberg-Ždánice-Einheit (Waschberg-Zone), Roseldorf-Zone und Molassezone, sowie die quartäre Bedeckung. Dabei nimmt letztere flächenmäßig den weitest überwiegenden Raum ein. Das kartierte Gebiet befindet sich am südlichen Rand des Kartenblattes NM 33-12-13 Hollabrunn (nationale Blattnummer: 5313). Es ist nach Westen hin durch den Blattrand bzw. die Ortschaften Oberolberndorf und Sierndorf begrenzt. Nach Osten erstreckt sich das Gebiet bis zur Ortschaft Wiesen. Es reicht bis nach Norden bis zur Landstraße zwischen Leitersdorf und Sierndorf. Im Zuge der Verlegung einer Erdgasleitung der EVN waren 2011 lange Aufschlussstrecken temporär zugänglich (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2013). Diese außergewöhnlich guten Aufschlüsse lieferten wertvolle Informationen über den sonst wenig bekannten Untergrund. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (quartäre Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002; GRILL, 1962).

#### Waschberg-Ždánice-Einheit

##### **Schiefrige Tonmergel (Auspitzer Mergel, Egerium bis Eggenburgium)**

Eine ausführliche Beschreibung einschließlich des Fossilinhalts und Altersdatierungen findet sich bereits im Bericht von GEBHARDT & ČORIĆ (2014). Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel wurden im östlichsten

Abschnitt des 2014 kartierten Bereiches angetroffen (d.h. nördlich der Ortschaft Wiesen). Die Mergel setzen sich in der Ebene westlich davon vermutlich bis zum westlichen Rand der Waschberg-Ždánice-Einheit fort, werden hier jedoch von der quartären Bedeckung überlagert.

##### **Blockschichten (Egerium bis Eggenburgium)**

Auch für diese Einheit wird auf die ausführliche Beschreibung in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) verwiesen. Es wurden drei kleinere Vorkommen der Kristallingerölle führenden submarinen Debrite nördlich der Ortschaft Wiesen kartiert.

#### Roseldorf-Zone

##### **Eisenschüssige Sande und Tone (oberes Ottnangium?)**

Gesteine dieser Einheit bauen sich aus weitgehend kalkfreien, dm-geschichteten Tonen, Siltsteinen und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteinen auf. Die dunkelgrauen Tone verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand grau und verwittern gelblich bis orangefarben. In der Oxidationszone des Grundwassereinflussbereiches bilden sich gelblich-orangene Schlieren, die auch auf die Tone übergreifen können. Die in GRILL (1962) beschriebenen Toneisensteinkonkretionen und ihre scherbigen Bruchstücke fanden sich nur an wenigen Stellen am Südrand des Arbeitsgebietes. Überhaupt treten die Gesteine nur an wenigen Stellen zu Tage: südlich Leitersbrunnerfeld, östlich Deponie Fuchsbühl, Hatzenbach, entlang der Straße Hatzenbach–Leitzesdorf und an der östlichen Flanke des Göllersbachtals. Fossilien wurden in der Einheit nicht gefunden. Eventuelle schwache Reaktionen oberflächennaher Sedimente mit HCl können auf den direkten Kontakt mit kalkhaltigem Löss zurückgeführt werden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Ottnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

## Molassezone

### **Laa-Formation (Karpantium)**

Die wenigen oberflächlichen Vorkommen von Laa-Formation befinden sich an der Ostflanke des Göllersbachtals. Im ehemaligen Steinbruch östlich der Bahnstation Oberolbersdorf fallen die Schichten mit ca. 5° nach NNW ein. Der zweite Aufschluss befindet sich entlang der Bahnstrecke östlich von Sierndorf. Die dunkelgrauen Tonmergel und Sande bzw. Sandsteine sind in mm bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Sandsteine). Sie unterscheiden sich von ähnlich aussehenden, frischen eisenschüssigen Sanden und Tonen deutlich durch ihren Karbonatanteil. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpantiums abgelagert (ROETZEL et al., 2009).

## Quartäre Bedeckung

### **Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)**

Die auffälligsten Anteile der Sedimente des Älteren Deckenschotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, relativ großen (vgl. Jüngerer Deckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Neben dem Kiesanteil bestehen die Älteren Deckenschotter auch aus Sanden, Silten und Tonen. Die Kies- und Sandkomponenten sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Sediment eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Die Älteren Deckenschotter nehmen im gesamten kartierten Gebietes große Flächen ein. Sie kommen aber nur vereinzelt unterhalb von 220 Höhenmetern an der Oberfläche vor. Kleinere Restaufschlüsse befinden sich in den Abbauen nördlich des Flugfeldes Fuchsbüchel. In der inzwischen zugeschütteten EVN-Künette waren deutliche Kryoturbationsmuster (Taschen, Eiskeile etc.) zu erkennen. In weiten Bereichen der Fluren Postfeld, Böhmäcker und Hirschbergen sind die Älteren Deckenschotter von einer mehr als 1 m mächtigen Lössschicht bedeckt. Die maximale Mächtigkeit der Kieslagen in den Älteren Deckenschotter scheint nur wenige Meter zu betragen, da die Abbaue im gesamten kartierten Gebiet nur flachgründig und dafür großflächig sind. GRILL (1962) unterscheidet noch zwischen der etwas höher gelegenen Höbersdorfer Terrasse und der tieferen Arsenalterrasse, ohne sie im Kartenblatt voneinander zu trennen. Diese Unterscheidung wird hier nicht durchgeführt, da es weder sedimentologische noch morphologische Kriterien gibt, die eine Abtrennung rechtfertigen könnten.

### **Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)**

Die Terrassensedimente des Niveaus um 200 Höhenmeter sind generell feinkörniger (selten mehr als 2 cm Durchmesser) und weisen nur an wenigen Stellen eine Rotverfärbung auf. Auch in diesen Kiesen dieser Terrassensedimente überwiegen Quarzkiesel, Kristallingerölle scheinen nach einer oberflächlichen Abschätzung häufiger als in den Älteren Deckenschottern vorzukommen. Im 2014 kartierten Gebiet kommen die Jüngerer Deckenschotter an beiden Flanken des Senningbachtals vor. An der östlichen Flanke des Göllersbachtals wurden sie fast durchgehend angetroffen, von der westlichen Flanke liegen zu wenige Informationen vor. Hier, wie auch im Bereich des Flugfeldes

Fuchsbüchel und südlich davon bis zum Blattrand, sind die Schotter unter einer relativ dünnen Lössdecke verborgen, wie die vielen kleinräumigen oberflächlichen Vorkommen bezeugen. GRILL (1962) ordnet die Jüngerer Deckenschotter einem höheren Niveau der Terrassen des Niveaus westlich Seyring zu, berichtet aber auch von einer deutlichen (morphologischen?) Trennung zum nächst niedrigeren Niveau. Wegen dieser deutlichen Abtrennung erfolgt hier auch keine Zusammenlegung von Jüngerer Deckenschottern und Seyringer Terrasse.

### **Seyringer Terrasse („Jungpleistozän“)**

Die Sedimente dieses Niveaus entsprechen weitgehend denen der Jüngerer Deckenschotter (stark überwiegend relative feinkörnige Quarzkiese), sind von ihnen jedoch deutlich separiert und an ein Niveau um 190 Höhenmeter gebunden. Sie wurden bisher nur zu beiden Seiten des Göllersbaches angetroffen (Oberolbersdorf bzw. Sierndorf bis südlicher Blattrand). Die Vorkommen sind deutlich kleinräumiger als die des Jüngerer Deckenschotter.

### **Gänsendorfer Terrasse (Rib-Eiszeit)**

Auf ca. 185 Höhenmeter befindet sich östlich (bzw. südöstlich) von Oberolbersdorf eine Terrassenfläche, die von den angrenzenden Einheiten morphologisch deutlich abgetrennt werden kann. Bedingt durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung ist der Kiesanteil (überwiegend Quarzkiesel bis maximal 5 cm Durchmesser) stark mit Lehm vermischt. In Anlehnung an GRILL (1962) wurden diese Flächen als Gänsendorfer Terrasse ausgewiesen.

### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typisch gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit seltenen kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen zwischen Göllers- und Senningbach ein. Ihre Verbreitung erinnert an WNW-ESE verlaufende Dünenfelder. Löss bildet zudem die Hangfüße entlang des Senningbaches und an den meisten Stellen des Göllersbaches. Auch die Flur Hirschbergen und das südlich anschließende Gebiet sind größtenteils von Löss bedeckt. Jedoch dürfte hier die Mächtigkeit geringer sein als entlang der größeren Bäche, was zahlreiche Ausbisse von Älterem und Jüngerem Deckenschotter sowie eisenschüssigen Sanden und Tonen anzeigen.

### **Soliflukts- und Flächenspülungssediment**

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete, insbesondere im Übergang zu den Bach- oder Flussablagerungen, anzunehmen.

### **Bach- oder Flussablagerung**

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang des Göllers- und Senningbaches sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von Wasserläufen).

### **Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)**

Entlang der Ausbisse von Terrassensedimenten (Älterer und Jüngerer Deckenschotter) zwischen Göllers- und Senningbach befinden sich zahlreiche Kiesabbauere, die heute als Deponieflächen genutzt werden (Bauschutt, Zwischenlager für Sand und Kies). Der Untergrund im Bereich des Flugfeldes Fuchsbühel ist durch die durch das gesamte Areal verlaufende Künette für die EVN-Gasleitung gut bekannt. Südlich des Flugfeldes Fuchsbühel schließt sich der Bereich des am Ende des Zweiten Weltkrieges zerstörten „Senninger Lagers“ (Ausbildungs- und Gefangenenlager der Wehrmacht) an, auf dem heute noch die Fundamente der ehemaligen Baracken flächendeckend aufzufinden sind.

### **Literatur**

GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.

GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Otnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 15–32, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien

KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., BRYDA, G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBIGER, G., LINNER, M., RABEDER, J., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & ZORN, I. (2013): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Neue Bauaufschlüsse – neues Geowissen: Niederösterreich. – Projekt NC 83, Jahresendbericht 2012, 507 S., Wien.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOCIU, 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. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## **Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn**

HOLGER GEBHARDT

Das im Jahr 2015 kartierte Gebiet umfasst die tektonischen Einheiten Roseldorf-Zone und Autochthone Molasse, sowie die „Jüngere (quartäre) Bedeckung“. Dabei nimmt die „Jüngere Bedeckung“ flächenmäßig den weit aus überwiegenden Raum ein. Das kartierte Gebiet reicht vom Westrand des Kartenblattes NM 33-12-13 Hollabrunn (nationale Blattnummer: 5313) bis zum östlichen Rand der Roseldorf-Zone (Straße Leitzersdorf–Niederfellabrunn). Es ist nach Norden hin ungefähr durch die Ortschaften Untermallebarn und Streitdorf begrenzt. Nach Süden erstreckt sich das Gebiet bis zu den Ortschaften Sierndorf und Leitzersdorf. Gute Aufschlüsse lieferten vor allem einige Bauaufschlüsse und Kiesabbauere in der westlichen Hälfte des in 2015 kartierten Gebietes. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002; GRILL, 1962).

### **Roseldorf-Zone**

#### ***Eisenschüssige Sande und Tone (oberes Otnangium?)***

Gesteine dieser Einheit bauen sich aus weitgehend kalkfreien, dm-geschichteten Tonen, Siltsteinen und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteinen auf. Die dunkelgrauen Tone verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand grau und verwittern gelblich bis orange-rot. In der Oxidationszone des Grundwassereinflussbereiches bilden sich gelblich-orangene Schlieren, die auch auf die Tone übergreifen können. Die in GRILL (1962) beschriebenen Toneisensteinkonkretionen und ihre scherbigen Bruchstücke fanden sich, im Gegensatz zum Bericht 2014, an vielen Stellen des Arbeitsgebietes. Sie stellen ein gutes Hilfsmittel bei der Abgrenzung zur Laa-Formation (siehe unten) dar, insbesondere in sehr flachem Gelände und in Bereichen des direkten Aneinandergrenzens der beiden Einheiten (z.B. südlich des Wechselberges bei Senning). Weitere Vorkommen befinden sich östlich von Senning, am Anzberg und vor allem südlich des Hatzenbaches bis Leitzersdorf.

Fossilien wurden in der Einheit nicht gefunden. Eventuelle schwache Reaktionen oberflächennaher Sedimente mit HCl können auf den direkten Kontakt mit kalkhaltigem Löss zurückgeführt werden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Otnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

### **Autochthone Molasse**

#### ***Laa-Formation (Karpantium)***

Die dunkelgrauen Tonmergel und Sande bzw. Sandsteine sind in mm bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich

(Mergel, Sandsteine). Sie unterscheiden sich von ähnlich aussehenden frischen eisenschüssigen Sanden und Tonen deutlich durch ihren hohen Karbonat- und Mikrofossilanteil (GEBHARDT & ĆORIĆ 2014). Die Mergel verwittern gelblich und bilden im Gegensatz zum ähnlichfarbigen Löss stark bindige Ablagerungen. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatiums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009).

Die oberflächlichen Vorkommen von Laa-Formation befinden sich um Senning herum, südlich des Wechselberges, wo der Westhang bis zum Senningbach von Laa-Formation gebildet wird und ein direkter Kontakt zu den eisenschüssigen Sanden und Tonen besteht (siehe oben). Weiträumigere Vorkommen befinden sich auch im Ortsgebiet von Untermallebarn sowie östlich davon. In fast allen Fällen sind die Vorkommen von Laa-Formation von Älterem Deckenschotter überlagert und schützen diese vor Abtragung.

### **Junge Bedeckung**

#### **Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)**

Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, teilweise auch relativ großen (vgl. Jüngerer Deckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Die Schotter nehmen im gesamten kartierten Gebiet große Flächen ein. Sie treten in der Regel um 220 Höhenmetern an der Oberfläche auf, gelegentlich auch schon bei 210 Höhenmetern. Am Ostufer des Göllersbaches bilden sie charakteristische Schichtköpfe (oberer Rand des Höhenzuges).

In den großen Abbauen westlich von Senning und bei Hatzenbach können glaziofluviatile Sedimentstrukturen und Kryoturbationsmuster in großer Vielfalt beobachtet werden (Eistaschen, Eiskeile, cut-and-fill-Systeme von geflochtenen Flussläufen etc.). Weite Bereiche des Kartenblattes werden großflächig von den Älteren Deckenschottern bedeckt und diese wiederum von Löss. Letzterer ist über den Deckenschottern oft weniger als 1 m mächtig, ohne das einzelne Gerölle der Deckenschotter an der Oberfläche zu finden sind.

#### **Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)**

Die Schotter des Niveaus um 200 Höhenmeter sind generell feinkörniger (selten mehr als 2 cm Durchmesser) und weisen nur an wenigen Stellen eine Rotverfärbung auf.

Auch in diesen Schottern überwiegen Quarzkiesel, Kristallingerölle scheinen nach einer oberflächlichen Abschätzung häufiger als in den Älteren Deckenschottern vorzukommen. Zur stratigrafischen Einstufung nimmt GRILL (1962) Stellung.

In dem im Jahr 2015 kartierten Gebiet kommen die Jüngerer Deckenschotter an der Ostflanke des Göllersbachtals regelmäßig vor. Weitere, eher kleinere Vorkommen befinden sich nördlich von Untermallebarn, südlich von Senning und südlich des Hatzenbaches.

#### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit seltenen kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen im gesamten im Jahr 2015 kartierten Gebiet ein. Löss bildet zudem die Hangfüße entlang des Senningbaches, des Göllersbaches und vieler Zubringer. Die Überdeckung mit Löss nimmt nach Osten hin zu (z.B. Fluren Schönhofeld, Teichfeld).

#### **Soliflukts- und Flächenspülsediment**

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes 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 der größeren Gerinne Göllers-, Senning- und Hatzenbach, sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen). Da der Hatzenbach größtenteils durch Lössablagerungen fließt, bestehen auch seine Ablagerungen fast ausschließlich aus diesem feinkörnigen Material.

#### **Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)**

Entlang der Schotterausbisse (Älterer und Jüngerer Deckenschotter) zwischen Göllers- und Senningbach befinden sich einige Schotterabbau, die heute zum Teil als Deponieflächen genutzt werden (Bauschutt, Zwischenlager für Sand und Kies). An einer Engstelle des Senningbaches östlich von Senning wurden für eine Kläranlage Anschüttungen vorgenommen.

## **Literatur**

GEBHARDT, H. & ĆORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.

GEBHARDT, H., ĆORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Oligozän (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 15–32, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRENMAYR, H.-G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOCIU, 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. – Geologische Bundesanstalt, 47 S., Wien.

## Blatt NM 33-12-20 Wien

### Bericht 2012–2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-12-20 Wien und NM 33-12-26 Schwechat

MANDANA PERESSON

In den Jahren 1993 bis 2003 wurden im Rahmen der Bund-Bundesländer Kooperationen laufende Projekte zur Dokumentation kurzfristiger Bauaufschlüsse im Stadtgebiet von Wien durchgeführt. Das Augenmerk der Projekte lag in der Aufnahme des geologischen Untergrundes im dicht verbauten Stadtgebiet, wo natürliche Einblicke in den Aufbau der Gesteine sehr selten sind. Um eine gewisse Kontinuität der Arbeit zu gewährleisten und wichtige Informationen nicht zu verlieren, wurden auch nach Beendigung des Projektes weiterhin einzelne Bauvorhaben dokumentiert und zumeist auch beprobt. Im Folgenden werden diese Bauvorhaben vorgestellt.

Einen guten Überblick über den Schichtaufbau Wiens in verschiedenen Stadtgebieten gibt es seit 2009 durch die hydrogeologischen Forschungsprojekte des technischen Büros der WGM (Wiener Gewässer Management) der Magistratsabteilung 45, Wiener Gewässer. Im Rahmen von Teilstudien wird ein einheitliches, digitales, hydrogeologisches 3D-Untergrundmodell des gesamten Stadtgebietes mit jährlich wechselnden Teilgebieten erstellt. Schematische Bohrprofile bzw. Geländeschnitte des WGM bilden neben den vorliegenden geologischen Kartenblättern eine wesentliche Arbeitsunterlage bei der Aufnahme von Baustellen im Wiener Siedlungsraum.

#### „Wohnprojekt Beatrixgarten, 1030 Wien“ (Kartenblatt NM 33-12-20, WGS84; 603003/5339842)

Das „Wohnprojekt Beatrixgarten“ aus dem Jahr 2014 befindet sich in der Beatrixgasse 11/Ecke Ungargasse im dritten Wiener Gemeindebezirk und beinhaltet den Bau von insgesamt 31 Wohneinheiten inklusive Tiefgaragenplätze in einem parkähnlichen Gelände. Das gesamte Areal liegt geologisch im Bereich der Stadterrasse. Die Tiefe der Baugrube betrug knapp 6 m am Tag der Besichtigung. Von Hangend gegen Liegend waren folgende Schichten aufgeschlossen: Ein etwa 50 cm mächtiger, weitgehend dunkelbrauner schluffiger Bodenhorizont, der im liegenden Abschnitt eine Lage aus eckiger Kieseinstreu führt. Bereichsweise findet sich auch noch unterhalb der Kieseinstreu eine maximal 20 cm mächtige, fast schwarze Tonlage (Aulehm?). Unterlagert wird diese feinklastische Schicht von 30 cm mächtigem gelblichem sandig-tonigem Schluff. Bei dem letztgenannten Schichtpaket dürfte es sich um Schwemmlöss („Kolluvium“) handeln. Im Anschluss treten die für die risseiszeitliche Stadterrasse typischen graubigen bis graubraunen Plattelschotter mit einer Mächtigkeit von bis zu 4 m auf, die ein Gemisch aus sandig schluffi-

gen, plattigen Sandsteinschottern der Flyschzone verkörpern. Lagerweise sind rötliche bis schwarze Verfärbungen innerhalb der Schotter erkennbar. Im Bereich der NE-Seite der Baugrube waren Fundamente des ursprünglichen Hauses bis auf 2 m unter GOK vorhanden. Donauschotter wurden in dem Aushub der Baugrube nicht angetroffen.

#### „Wohnhausanlage Sechskrügelgasse/Ecke Pfarrhofgasse, 1030 Wien“ (Kartenblatt NM 33-12-26, WGS84; 603238/5339722)

Im Jahr 2010 wurde gegenüber der Rochuskirche im Bereich Sechskrügelgasse/Ecke Pfarrhofgasse eine moderne Wohnhausanlage mit Garagenplätzen errichtet. Es stand eine etwa 3,5 m tiefe Baugrube zur Dokumentation zur Verfügung. Die Deckschichten über den Schottern setzten sich im hangendsten Abschnitt aus 50 cm hellbraunen tonigen Schluffen zusammen, gefolgt von 60 cm mächtigen dunkelbraunen, sandig, schluffigen Tonen. Den Abschluss im Liegenden bildete eine 30 cm Lage aus hellbraunen bis grünlichen, tonigen Schluffen. Nachdem die Baustelle ebenfalls im Niveau der Stadterrasse gelegen ist, waren unterhalb der Deckschichten Plattelschotter mit einer hellbraunen bis grauen, sandigen Matrix ausgebildet.

Nach GRUPE & JAWECKI (2004) ist in der Stadterrasse der ursprüngliche Terrassenaufbau weitgehend erhalten geblieben. Er besteht aus einer Abfolge von „Löss“, unterlagert von „Plattelschotter“ aus dem Wienerwald, „Interkolluvium“, Donauschotter der „Stadterrasse“ und neogenen Schluffen und Tonen.

#### „Areal Hauptbahnhof“, 1030 Wien (Kartenblatt NM 33-12-20, WGS84; 602240/5337171)

Die erste Begehung der Großbaustelle „Hauptbahnhof“ erfolgte im Sommer 2010. Auf einem überwiegenden Teil des Areals fanden zu diesem Zeitpunkt in erster Linie Aushub- und Erdumlagerungsarbeiten statt. Im Bereich des geplanten Einkaufszentrums mit Parkgaragen war ein Einblick in den Untergrund vorhanden. Die Baugrube wies eine Tiefe von knapp 10 m auf. Die obersten Teile der Grube waren bereits mit Beton verspritzt, sodass Deckschichten nicht mehr zu erkennen waren. Die unmittelbar zu beobachtenden Kiese der Arsenalterrasse (Mindel) wiesen Mächtigkeiten von 4–6 m auf. Es handelt sich im Wesentlichen um hellgraue bis gelbliche, überwiegend gut gerundete, teilweise auch plattige Quarzschotter in einer Grobsandmatrix. Bereichsweise sind Sandzwischenlagen bzw. Sandlinsen in den Schotterkörper eingeschaltet. Die Ablagerungen verkörpern Sedimente eines braided-river-Systems. Einige Wochen später waren mit fortschreitender Bautätigkeit im gleichen Aufschlussbereich im Liegenden der Terrassenkiese braune bis blaugraue, feinkörnige Schluffe und Tone des Pannoniums (Neufelder Schichten; Inzersdorfer Tegel) zu beobachten. Die feinkörnigen Sedimente waren

gekennzeichnet durch ebene Lamination bzw. Rippelbildungen, typische Merkmale für fluviatile Ablagerungsräume (eventuell Überflutungsbereiche). Bemerkenswert war die Ausbildung kleinräumiger Harnischflächen in den neogenen Ablagerungen.

WGM (2009) charakterisiert den typischen Schichtaufbau im Bereich des Hauptbahnhofes vom Hangenden zum Liegenden durch eine Abfolge aus „Löss“, „Plattelschotter aus dem Wienerwald“ feinkörnige Sedimente des „Interkolluvium“, eiszeitliche Donauschotter – hier „Arsenalterrasse“ und „Pannone Schluffe/Tone“.

#### **„Steinergasse 16“, 1170 Wien (Kartenblatt NM 33-12-20, WGS84; 599041/5341334)**

Im Zuge der Errichtung einer Wohnhausanlage in der Steinergasse 16 in Hernalds wurden im November 2012 zwei römische Ziegelbrennöfen freigelegt. Das Baustellenareal wurde von der Stadtarchäologie Wien detailliert dokumentiert, vermessen und anschließend wieder zugeschüttet. Der nordöstliche bzw. nordwestliche Teil der Baugrube war bis auf maximal 3,5 m Tiefe ausgehoben und erlaubte einen Einblick in den Aufbau des geologischen Untergrundes. Die Hangendsten 50–80 cm bestanden aus einem dunkelbraunen Schluff/Kiesgemisch mit sehr ausgeprägtem Relief zur darunterliegenden Schicht. Die Mittelkiese zeigten sehr schlechte Sortierung, teilweise sogar ein chaotisches Gefüge. Es könnte sich um rezente Hochwasserablagerungen eines Seitenbaches (Alsbach) handeln. Im Anschluss daran trat ein Paket aus hellgelben bis braunen Grob-Mittel-Feinkiesen in einer stark sandigen Matrix auf. Die Kiese verkörperten ein Gemisch aus sowohl plattigen als auch runden Schottern. Häufig fanden sich Grobsandzwischenlagen, die in unterschiedlichen Mächtigkeiten, zum Teil auch auskeilend, zu beobachten waren. Die Materialzusammensetzung der Kiese umfasste hauptsächlich Quarze, Sandsteine und untergeordnet Kalkkomponenten.

Lagenweise waren rostrote und schwarze Verfärbungen innerhalb der Schotter zu erkennen. Der Aufschluss befindet sich im Niveau der Arsenalterrasse.

#### **„Langenaugasse 3“, 1190 Wien (Kartenblatt NM 33-12-20, WGS84; 598597/5343992)**

Im Mai 2012 wurde im Zuge der Errichtung einer Wohnhausanlage im 19. Wiener Gemeindebezirk eine Baugrube innerhalb sarmatischer Ablagerungen des Wiener Beckens aufgenommen. Die etwa 10 x 15 m große Baustelle zeichnete sich im Hangenden durch einen bis maximal 1,5 m mächtigen dunkelbraunen, stark verwurzelten Bodenhorizont aus. Es folgte im südlichen Hanganschnitt der Grube ein knapp 2 m mächtiger brauner Grobsandhorizont. Im West- und Ostteil der Baustelle war unter dem Bodenhorizont eine 80 cm graue bis grünlichgraue Tonlage ausgebildet. Die Basis dieser Feinkornschicht zeichnete sich durch Reste von Molluskenschalen und Karbonatausfällungen aus. Im Anschluss daran waren bis zu 1,5 m mächtige gebankte, teilweise mürbe, rostbraune Sandsteinlagen aufgeschlossen, wobei im oberen Abschnitt an der Grenze zur Tonlage Einschaltungen von grauen Kalkkomponenten („Leithakalke“) mit bis zu 40 cm Durchmesser und vereinzelt dunkelrote Quarzschotter beobachtet wurden (Strandgerölle). Die Sandsteine zeigten symmetrische Wellenrippel, wie sie für den flachmarinen Ablagerungsbereich typisch sind.

### **Literatur**

GRUPE, S. & JAWECKI, C. (2004): Geomorphodynamik der Wiener Innenstadt. – Fundort Wien, 7, 14–31, Wien.

WGM - WIENER GEWÄSSER MANAGEMENT GESELLSCHAFT MBH (2009): Hauptbahnhof auf Wienerwaldschotter. – In: GESCHÄFTSGRUPPE KULTUR UND WISSENSCHAFT DER STADT WIEN (Hrsg.): Wissenschaftsbericht der Stadt Wien 2009, 266–269, Wien.

## **Blatt NM 33-12-26 Schwechat**

Siehe Bericht zu Blatt NM 33-12-20 Wien von MANDANA PERESSON

## **SAMMLUNGEN**

### **Bericht über die Neuordnung der paläozoologischen Kreidefossilien Österreichs an der Geologischen Bundesanstalt (Stratigraphische Sammlung)**

IRENE ZORN & JOHANNA WALLNER

Die vorhandene GBA-Aufstellung von paläozoologischen Fossilien aus der Kreide Österreichs (exklusive Typensammlung = publiziertes Material; Mikrofossilien-sammlung) – wie sie schon im Palais Rasumofsky von Franz Stojaspal in den 1970er Jahren begonnen wurde – kann

te in den letzten drei Jahren durch Material aus ungeordneten Sammlungsbeständen erweitert und neu geordnet werden. Die Grobordnung nach Oberkreide und Unterkreide wurde beibehalten.

Innerhalb der Ober- und Unterkreide wurde das Material nach Bundesländern und regional nach Fundorten zusammengestellt. Dabei konnten großteils auch die tektonischen Einheiten im Zusammenhang bleiben. Die Oberkreidekomplexe verteilen sich auf 201 Laden und beinhalten folgende Themen:

- Rhenodanubische Flyschzone und Waschbergzone: Wien und Niederösterreich.
- Gresten-Klippenzone: Niederösterreich.

- Rhenodanubische Flyschzone: Oberösterreich und Salzburg.
- Gosau-Becken: Kärnten (Lavanttal und Krappfeld), Niederösterreich (Einöd-Gosau, Neue Welt-Gosau, Gosau von Grünbach + Cenomanium der Nördlichen Kalkalpen), Oberösterreich (Gosau-Gebiet + Helvetikum), Salzburg, Steiermark und Tirol.

Im Bereich der Orte Rußbach am Pass Gschütt und Gosau wurden die verschiedenen Gräben wie Edelbach-, Finsler-, Hofer-, Neff-, Rando- und Tauerngraben nicht nach den Bundesländern Oberösterreich und Salzburg getrennt, sondern im Komplex Oberösterreichische Gosau belassen. Dieser Komplex ist am umfangreichsten, gefolgt von den niederösterreichischen Gosauvorkommen.

Fossilien der Unterkreide aus Vorarlberg (Helvetikum, untergeordnet Rhenodanubisches und Bajuvarisches Deckensystem), Tirol (Tirolisch-Norisches und Bajuvarisches Deckensystem), Salzburg (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum), Oberösterreich (Nördliche Kalkalpen, Bajuvarikum), Niederösterreich und Wien sind nicht so zahlreich vertreten und in 23 Laden untergebracht. Am Ende des Sammlungskomplexes schließen vier Laden mit Fossilien von unbekanntem Fundort an.

Innerhalb der einzelnen Lokalitäten der Kreidesammlung folgt das Ordnungssystem den Fossilgruppen. Von der größten zur geringsten Häufigkeit sind in der Sammlung Bivalvia (u.a. Rudisten, Inoceramus), Gastropoda (u.a. Actaeonella, Cerithium, Nerinea), Anthozoa, Lebensspuren, Cephalopoda, Brachiopoda, Foraminiferida, Echinoidea, Hydrozoa, Crustacea, Bryozoa, Koprolithen, Scaphopoda, Chondrichthyes, Porifera und Reptilia-Fragmente vertreten. Hervorzuheben sind die Spurenfossilien aus Wien und Umgebung, die Rudisten aus Kärnten und die Gosaukorallen und Gosaugastropoden. Aufsammler und Aufsammlungsjahr konnten nur bei ca. einem Fünftel des Materials eruiert werden. Genannt mögen hier sein Johann Georg Ramsauer, Karl Zittel, Friedrich Simony, Alexander Bittner, Johannes Langer, Sigmund Prey, Franz Stojaspal und Manfred Schmid. Nicht immer konnte zwischen Aufsammler und Bestimmer unterschieden werden.

Das Material wurde nach der Neuordnung inventarisiert, digital erfasst und neu etikettiert. Fast 3.000 Datensätze wurden erstellt, die Exemplaranzahl jedoch geht weit darüber hinaus. 60 Schachteln mit Korallen, die aufgrund der Originaletiketten als Typen- und Belegmaterial zu REUSS (1854) identifiziert werden konnten, wurden aus Platzmangel in der Typensammlung in der Stratigraphischen Samm-

lung belassen. Begleitend zu den genannten Arbeiten wurden sämtliche Kreidekorallen der Typensammlung zu folgenden Publikationen verifiziert und inventarisiert:

## Literatur

BARON-SZABO, R.C. (1999): Taxonomy of Upper Cretaceous Scleractinian Corals of the Gosau Group (Weissenbachalm, Steiermark, Austria). – In: LOBITZER, H. (Red.) & GRECULA, P. (Red.): Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt: Teil II. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**, 441–464, Wien.

BARON-SZABO, R.C. (2003): Taxonomie und Ontogenie von scleractinien Korallen der ostalpinen Oberkreide (Hochmoos- und Grabenbachschichten, Gosau-Gruppe, Santon). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/2**, 107–201, Wien.

BARON-SZABO, R.C. (2003): Ontogenetical development in *Dasmiopsis lamellicostatus* (REUSS 1854) (Scleractinia; Meandrinidae), a rare coral from the upper Cretaceous Gosau-Group (Hofergraben; Austria). – Gmundner Geo-Studien, **2**, 141–145, 1 Tafel, Gmunden (Weidinger).

BARON-SZABO, R.C. (2014): Scleractinian Corals from the Cretaceous of the Alps and Northern Dinarides with remarks on related taxa. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **68**, 296 S., Wien.

BEAUVAIS, M. (1982): Revision systematique des Madreporaires des Couches de Gosau (Cretace superieur, Autriche). Travaux du Department de Geologie Structurale, 5 parts: 1. Introduction sous-ordre Archaeocoeniina, Astraeoina, Meandriina, Caryophyllina, 256 S.; 2. Sous ordre des Fungiina, 277 S.; 3. Sous-ordre des Heterocoeniina, sous-classe des Octo-corallia, Index.; 4. Atlas photographique, 71 Tafeln; 5. Atlas-Figures, Paris.

FELIX, J. (1899): Studien an cretaceischen Anthozoen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **51**, 378–387, Berlin.

FELIX, J. (1901): Über zwei neue Korallengattungen aus den ostalpinen Kreideschichten. – Sitzungsberichte der Naturforschenden Gesellschaft in Leipzig, **26/27** (1899/1900), 37–40, Leipzig.

FELIX, J. (1903): Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. I. Theil: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. – Palaeontographica, **49**, 163–360, Stuttgart.

REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, 1. Abtheilung, **7**, 1–156, Wien.

SZENTE, I., BARON-SZABO, R.C., HRADECKÁ, L., KVACEK, J., SVOBODOVÁ, M., ŠVÁBENICKÁ, L., SCHLAGINTWEIT, F. & LOBITZER, H. (2010): The Lower Gosau Subgroup of the Kohlbachgraben and „Station Billroth“ North of St. Gilgen (Turonian–?Coniacian, Salzburg, Austria). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 135–154, Wien.



# Buchbesprechungen





## Buchbesprechungen

ARRATIA, G., SCHULTZE, H.P., TISCHLINGER, H. & VIOHL, G. (Hrsg.) (2015): **Solnhofen – Ein Fenster in die Jurazeit.** – 2 Bände im Schuber, 620 S., 996 Farb- und 97 SW-Abb., 5 Tabellen, München (Dr. Friedrich Pfeil).

ISBN: 978-3-89937-195-6.

Preis: 150,00 €.

Kaum ein Gestein ist von so umfassender und vor allem vielfältiger Bedeutung wie die Solnhofner Plattenkalke. Da sind zunächst die Vielfalt und vor allem die exzellente Erhaltung der Fossilien mit dem Archaeopteryx, einem der wichtigsten Fossilien in der Paläontologie, zu nennen. Zum anderen hat das Gestein aus der Jurazeit, das seit der Römerzeit abgebaut wurde, eine große Bedeutung als Dekorstein und darüber hinaus auch als Lithografiestein.

Dass, will man all diesen Aspekten gerecht werden, sich diese Vielfalt nicht in einem schmalen Bändchen abhandeln lässt, musste klar sein. Das vorliegende Resultat der jahrelangen Bearbeitungen ist eine herausragende Monografie, die allen Aspekten auf höchstem Niveau gerecht wird; ein zweibändiges Werk im Verlag Dr. Friedrich Pfeil (München). Nicht weniger als 40 Autoren haben die Herausgeber gefunden, die zu den diversen Themen profunde und ausführliche Beiträge geliefert haben, die reichlich und in höchster Qualität bebildert sind.

In Band 1 werden folgende Themen behandelt:

*Geschichte der Plattenkalke und ihre Verwendung.* Es geht um den Naturstein, den Abbau und die Verwendung, die Bedeutung des Steines für die Lithografie, wobei zu bemerken ist, dass der Siegeszug der Lithografie als Drucktechnik eng mit dem Solnhofner Stein verbunden ist. Dank der Lithografie erlebte auch der Abbau des Solnhofner Steins eine Blüte, damit verbunden waren auch vermehrt Funde von Fossilien. Alleine dieses Beispiel der ineinandergreifenden Themen zeigt die Komplexität der Materie im Spannungsfeld zwischen Kunstgeschichte (Lithografie), Paläontologie (Fossilfunde) und Steinbruchbetrieb (Abbau der Lithosteine). Interessant in diesem Zusammenhang ist Abbildung 33, in der das historische Steinlager des Bayerischen Landesvermessungsamtes gezeigt wird, wo die alten Lithosteine gelagert werden. Eines der Unterkapitel widmet sich auch dem Thema „Lithografiewerkstatt Eichstätt und Gegenwartskunst“, ein anderes den Sammlern, Sammlungen und Forschern, womit wir in Wien wären. Denn das älteste bekannte Sammlungsstück, eine „Solnhofner Fischplatte“ befindet sich im Naturhistorischen Museum (Inventar-Nummer 1880/0017995) und zeigt einen

Knochenfisch (*Tharsis dubius*) mit lateinischen Versen und der Jahreszahl 1543 – damals glaubte man noch an die Sintflut.

*Geologie.* Hier wird eingangs der geologische Rahmen der Südlichen Frankenalb, ihre Entwicklung (S. 56–62) sowie die Stratigrafie (S. 63–66) dargestellt. Demnach sind DIE „Solnhofener Plattenkalke“ in das untere Tithonium zu stellen, im Sinne einer historischen Lokalgliederung wäre das „Zeta 2“. In weiterer Folge geht es um die Plattenkalktypen der Südlichen Frankenalb und die lithografischen Plattenkalke im engeren Sinne. Hier werden auch Fragen der Sedimentologie und Taphonomie sowie Hypothesen der Entstehung erörtert.

*Bearbeitung der Fossilfunde.* Dieses eher kurze Kapitel behandelt Fundbergung, Präparation und Dokumentation sowie das Arbeiten mit ultraviolettem Licht, wobei deutlich mehr Feinheiten (Stichwort: Weichteilerhaltung) zu erkennen sind. Dies zeigt etwa die Gegenüberstellung von Bildern mit normalen Licht mit ultraviolettem Licht (Abb. 183).

*Wissenschaftliche Grabungen in der Südlichen Frankenalb.* Hier werden auf den Seiten 114 bis 152 fünf Grabungen bzw. Grabungskampagnen im Detail beschrieben. Hervorzuheben sind die hier vorgestellten, exzellenten Fossilfunde, mit der für Solnhofen typischen und auch einzigartigen Fossilhaltung, was sich im Besonderen bei Medusen etc. zeigt.

*Flora und Fauna.* In diesem Abschnitt werden einstige Lebensräume besprochen, wie etwa die Bodenzone der Wannen, das freie Wasser über der Bodenzone, die Weichböden in der Oberflächzone, Fest- und Hartgründe in der Oberflächzone und auch Korallenriffe.

*Einzellige Mikrofossilien.* Ein kurzer Abschnitt, der Kalkalgen (Coccolithophorida), kalkigen Dinoflagellatenzysten, Cyanobakterien, Radiolarien und Foraminiferen gewidmet ist.

*Pflanzenreste der Plattenkalke.* Ein sehr ausführlicher Part (S. 165–192), der das breite Spektrum der Pflanzenreste darstellt, die in der allgemeinen Wahrnehmung der Fossilien eine zu Unrecht wohl untergeordnete Rolle darstell(t)en. Hier erfahren wir auf Seite 176: „Landschaftsprägend müssen die Nadelhölzer (*Pinopsida*) gewesen sein.“

*Wirbellose.* Von Seite 193 bis zum Ende des ersten Bandes (S. 324) werden die Evertabrata in systematischer Hinsicht von den Schwämmen bis zu den Echinodermata und Hemichordata (Kiemenlochtiere) von jeweiligen Experten in aller Ausführlichkeit dargestellt. Immer wieder werden auch Spezies abgebildet, die noch nicht wissenschaftlich beschrieben sind (Abb. 502: Grillenschabe?; Abb. 525: un-

bekannter Netzflügler;...). Dies unterstreicht einmal mehr den Forschungsbedarf dieser weltweit einzigartigen Fossilfundstelle.

In Band 2 werden folgende Themen behandelt:

*Wirbeltiere.* Von Seite 333 bis 507 werden von den Knorpelfischen über Tetrapoda, Krokodile, Flug- und Dinosaurier bis zum Archaeopteryx die Gruppe der Vertebrate beschrieben und perfekt abgebildet.

*Färbungen, Pseudofossilien und Wurzelspuren (?).* Hier ist den hübsch anzusehenden Dendriten, den Phänomenen des Ruinenmarmors etc. Raum gewidmet.

*Oberjurassische Fossilagerstätten außerhalb der Südlichen Frankenalb.* Neben deutschen Vorkommen, wie dem Nusplinger Plattenkalk, werden auch französische Vor-

kommen, wie die lithographischen Kalke von Cerin oder die Fossilagerstätte Canjuers im Südosten Frankreichs, beschrieben.

Am Schluss des Werkes finden sich neben der Literatur vor allem eine nach der Systematik aufgestellte Liste der Fossilien (S. 560–573), die alle schätzen werden, die einen Gesamtüberblick suchen.

Fazit: Ein in seiner Art und Ausführung einzigartiges Werk, das kompetent, übersichtlich und vor allem auch verständlich die zahlreichen Aspekte eines der wichtigsten Gesteine der Welt darstellt. Danke an Autoren, Herausgeber und Verlagsteam, dass sie derartiges für die Fachwelt, wie auch für die interessierten Laien geschaffen haben!

THOMAS HOFMANN



BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (Hrsg.) (2016): **Bodenatlas Deutschland – Böden in thematischen Karten.** – 144 S., 67 Abb., 8 Tab., 48 Ktn., Hannover (Kommission E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart).

**ISBN: 978-3-510-96855-8.**

Preis: 38,80 €.

Das von den Vereinten Nationen ausgerufene „Jahr des Bodens“ für 2015 unterstrich die Bedeutung des Themas. Boden ist Lebensgrundlage zum einen und begrenzte Ressource zum anderen, allein diese Fakten in das (öffentliche) Bewusstsein zu rücken, muss als Herausforderung gelten. Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) hat diese Herausforderung aufgegriffen und mit dem vorliegenden Atlas ein repräsentatives und kompetentes, großformatiges Buch gemacht, wo in sieben Kapiteln, die sich als Leitsystem mit Icons durch den Atlas ziehen, alle wesentlichen Aspekte in verständlicher Weise dargestellt werden. Bemerkenswert muss werden, dass der Beginn der jeweiligen Kapitel äußerst großzügig und sehr ansprechend im Layout mit einem griffigen Zitat gestaltet wurde (zwei Doppelseiten), die einen emotionalen Zugang zum Thema erlauben.

Zunächst (Kapitel 1) wird der „*Boden als multifunktionale Lebensgrundlage*“ vorgestellt, wo sich Definitionen und Grundlagen finden. In Kapitel 2, „*Wie entstehen unsere Böden?*“, geht es um Ausgangsgestein, Klima, Relief und Landnutzung als Faktoren, die wesentlich die Pedogenese bestimmen. Ganzseitige Karten von Deutschland erklären die jeweilige Grundlage (Karte 2.1.1.: Ausgangsgestein

der Bodenbildung; Karte 2.2.1.: Geomorphografische Einheiten; Karte 2.3.1.: Jahresniederschlag; Karte 2.3.4.: Verdunstung; Karte 2.3.5.: Wasserbilanz, ...). Allein dieses Beispiel zeigt die Gründlichkeit und den umfassenden Ansatz, der diesem Werk zugrunde liegt. Kapitel 3, „*Böden in Deutschland*“, hat nicht nur die Bodenübersichtskarte mit 61 Legendeneinträgen, sondern auch Informationen über Bodenhorizonte und Bodenprofile sowie auch eine (etwas kleinere) Karte der Bodengroßlandschaften. Bei „*Wasser und Boden*“ (Kapitel 4) geht es um das Thema Wasserspeicherung und den Wasserhaushalt mit den jeweiligen Detailspekten. Kapitel 5, „*Nähr- und Schadstoffe im Boden – Gehalte und Mobilität*“, beginnt mit einem Zitat von Goethe: „*Es ist nicht genug, zu wissen, man muss es auch anwenden.*“ Wie Recht hat doch der deutsche Poet! Inhaltlich werden hier Hintergrundwerte von Spurenstoffen in Böden, ebenso wie die Kationenaustauschkapazität der Böden und die Stoffbindung in Böden thematisiert. „*Böden in Gefahr*“ heißt das 6. Kapitel. Naturgemäß geht es hier um Bodenerosion durch Wasser und Wind sowie um Bodenverdichtung. Das letzte Kapitel, „*Böden – Grundlage der Landwirtschaft*“, beleuchtet, wie sehr wir mit unserer Ernährung an den Boden gebunden sind. Fachlich umgesetzt nennt sich das: Ertragspotenzial der Böden.

Literatur, Abkürzungsverzeichnis und Glossar runden das großformatige Buch ab.

Fazit: Der Atlas ist bestens gelungen, kompetent, übersichtlich und gut lesbar, ein würdiger Kandidat und ganz vorne zu nennen, wenn es darum geht, verständliche Wissenschaft mit einem Preis zu küren.

THOMAS HOFMANN