JAHRBUCH

2014

BAND 154/1–4

Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Topografie: © BEV 2015, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV –
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2015/112120.

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

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 1–376 | Wien, Dezember 2014

Inhalt

ROCKENSCHAUB, M., REITNER, J.M., LINNER, M., SCHUSTER, R. & HOFMANN, TH.: OR Dr. phil. Gerhard Pestal 27. August 1958 – 11. Oktober 2014 5

HOFMANN, TH. & DAURER, A.: Dr. phil. Paul Herrmann 7. Juli 1944 – 6. Dezember 2014 13

TILCH, N.: Identifizierung gravitativer Massenbewegungen mittels multitemporaler Luftbildauswertung in Vorarlberg und angrenzender Gebiete 21

GADERMAYR, N., KURZWEIL, H. & STRASSER, W.: Petrografie und ausgewählte technische Eigenschaften von Inschriftenträgern aus dem römischen Tempelbezirk auf dem Pfaffenberg bei Carnuntum 41

PATZELT, G.: Das Mammutzahn-Bruchstück von Fritzens (Inntal, Tirol) und seine Stellung in der Chronologie des ostalpinen Spätpleistozäns 71

HARZHAUSER, M., LANDAU, B.M., MANDIC, O., KROH, A., KUTTELWASCHER, K., GRUNERT, P., SCHNEIDER, S. & DANNINGER, W.: Gastropoden einer Felsküste aus dem Ottnangium (frühes Miozän) des Nordalpinen Vorlandbeckens (Allerding, Österreich) 83

GEBHARDT, H., ĆORIĆ, ST., KRENMAYR, H.G. & WÜNSCHE, I.: Fauna und Flora des „Älteren Schliers“ von Uttendorf in Niederösterreich (oberes Egerium, frühes Miozän) 115

HEJL, E.: Über den Fund eines Pseudotachylits im Schladminger Kristallinkomplex des hinteren Göriachtales (Lungau, Land Salzburg) 125

SAMES, B. & STRADNER, H.: Typusexemplare von Silicoflagellaten und Archaeomonadaceen in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt: Eine Bestandsaufnahme 135

BARON-SZABO, R.C.: Die kretazische Gattung *Nefophyllia* WELLS, 1937 (pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889).. 155

TEIPEL, U., EGGER, H. & HAAS, U.: Lithostratigrafische Definition der Lahnegraben-Formation (oberes Albium–mittleres Cenomanium) im Rhenodanubischen Deckensystem der Ostalpen (Deutschland, Österreich) 165

MOSER, M. & ĆORIĆ, ST.: Ein neues Vorkommen von Oberjura-Schichten im Bereich zwischen den Zellerhüten und dem Salzatal (Mariazellerland, Steiermark) 183

SENOWBARI-DARYAN, B.: *Spongiomorpha ramosa* FRECH 1890, eine weitere obertriassische anthaspidellide Demospongie .. 193

MOSER, M.: Die Tremmlgraben-Formation – eine neue Beckenentwicklung in der Mitteltrias der Mürzalpen-Decke 199

MOSER, M.: Ein neues Vorkommen von Annaberger Kalk in den niederösterreichischen Kalkvoralpen 209

ŞENGÖR, A.M.C.: Die Korrespondez zwischen Albert Oppel und Friedrich Rolle als Schlüssel zu Eduard Sueß’ Bedeutung bei der Korrelation der Kössener Schichten 213

THURNER, ST., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A.: Neue Archivmaterialien zu Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939) 247

Contents

ROCKENSCHAUB, M., REITNER, J.M., LINNER, M., SCHUSTER, R. & HOFMANN, TH.: OR Dr. phil. Gerhard Pestal 27. August 1958 – 11. Oktober 2014 5

HOFMANN, TH. & DAURER, A.: Dr. phil. Paul Herrmann 7. Juli 1944 – 6. Dezember 2014 13

TILCH, N.: Identification of gravitational mass movements by means of multitemporal aerial photo interpretation in Vorarlberg and adjacent areas 21

GADERMAYR, N., KURZWEIL, H. & STRASSER, W.: Petrography and selected technical characteristics of epigraphic tablets from the Roman temple precincts at the top of Pfaffenberg situated nearby Carnuntum, Lower Austria 41

PATZELT, G.: The mammoth tooth fragment of Fritzens (Inn Valley, Tyrol) and its place in the chronology of the late Pleistocene of the Eastern Alps 71

HARZHAUSER, M., LANDAU, B.M., MANDIC, O., KROH, A., KUTTELWASCHER, K., GRUNERT, P., SCHNEIDER, S. & DANNINGER, W.: Gastropods of an Ottnangian (Early Miocene) rocky shore in the North Alpine Foreland Basin (Allerding, Austria) 83

GEBHARDT, H., ĆORIĆ, ST., KRENMAYR, H.G. & WÜNSCHE, I.: Fauna and flora of the “Älterer Schlier”-marl of Uttendorf in Lower Austria (upper Egerian, Early Miocene) 115

HEJL, E.: About the discovery of a Pseudotachylit in the Schladming Crystalline Complex of the rear Göriach Valley (Lungau, Salzburg) 125

SAMES, B. & STRADNER, H.: Type Specimens of Silicoflagellata and Archaeomonadaceae in the Collection of the Geological Survey of Austria: An inventory 135

BARON-SZABO, R.C.: On the Cretaceous genus *Nefophyllia* WELLS, 1937 (pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889).. 155

TEIPEL, U., EGGER, H. & HAAS, U.: Lithostratigraphic definition of the Lahnegraben Formation (upper Albian–middle Cenomanian) in the Rhenodanubian nappe system of the Eastern Alps (Germany, Austria) 165

MOSER, M. & ĆORIĆ, ST.: A new occurence of Upper Jurassic strata within the area between „Zellerhüte“ and Salza Valley (Range of Mariazell, Styria) 183

SENOWBARI-DARYAN, B.: *Spongiomorpha ramosa* FRECH 1890, a further Upper Triassic anthaspidellid demospongea 193

MOSER, M.: The Tremmlgraben Formation – a new development of basinal sediments within the Middle Triassic of the Mürzalpen Nappe 199

MOSER, M.: A new occurrence of Annaberg Limestone within the Northern Calcareous Alps of Lower Austria 209

ŞENGÖR, A.M.C.: The correspondence between Albert Oppel and Friedrich Rolle as the key to Eduard Sueß’ relevance relating to the correlation of the Kössen layers 213

THURNER, ST., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A.: New archival material relating to Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939) ... 247

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 in den Jahren 2009–2014

Geological Mapping Reports for the 1 : 50.000 Scale Geological Map Series from the Years 2009–2014

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

FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn 255

HAVLÍČEK, P.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn 258

VACHEK, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn 259
MATZINGER, M., REITER, E. & FINGER, F.: Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen von basischen bis intermediären Tiefengesteinen auf Blatt 33 Steyregg 261
ĆORIĆ, ST.: Bericht 2013 über geologischen Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln 267
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln 268
GRUBER, A.: Bericht 2010–2012 über geologische und quartärgeologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch sowie 89 Angath und 119 Schwaz, mit Ergänzungen zu Bericht 2008–2011 270
SZENTE, I.: Bericht 2012 über geologische Untersuchungen von untertriassischen Fossilien in den Werfener Schichten auf Blatt 97 Bad Mitterndorf 285
MOSER, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Zellerhüte–Bucheck–Grübl–Steinhauskogel–Willendau–Moosbach-sattel auf Blatt 102 Aflenz Kurort 286
MOSER, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Oisching–Hansbauermauer auf Blatt 102 Aflenz Kurort 290
MOSER, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Beckens von Greith auf Blatt 102 Aflenz Kurort 291
MOSER, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Tribein–Sauwand–Zeller Staritzen auf Blatt 102 Aflenz Kurort 291
RANTITSCH, G., NISCH, TH., MALI, H. & WALLNER, D.: Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort 294
PAVLIK, W.: Bericht 2009-2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort 295
PAVLIK, W.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort 296
NIEVOLL, J.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg 297
HEJL, E.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming 298
HEJL, E.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming 299
ILICKOVIC, T.: Bericht 2014 über strukturgeologische Datenauswertungen auf Blatt 135 Birkfeld 301
BICHLER, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Quartär in den Gebieten Leidalm, Schloßalm und Lafental auf Blatt 154 Rauris 302
SCHUSTER, R.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur 307
KOLLMANN, CH. & SCHUSTER, R.: Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur 308
ILICKOVIC, T. & SCHUSTER, R.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach 310

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

BÜSEL, K.: Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck 315
ZASADNI, J.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Floitengrund auf Blatt 2230 Mayrhofen 323
ZASADNI, J.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen 326
ZASADNI, J.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen 327
ILICKOVIC, T.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Turrach–Weitental auf Blatt 3106 Radenthein-Ost 330
GRUBER, J.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in den Gebieten Wildschönau–Kundl und Bad Häring–Pölven auf Blatt 3213 Kufstein 332
SCHUH, M.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen am Südhang des Pölvenmassivs und im mittleren Wilden Kaiser auf Blatt 3213 Kufstein 339
HORNUNG, TH.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyrling–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems 343
MOSER, M.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Leonstein–Oberleonstein–Hambaum–Riedberg–Plan–Steinkogel–Ochsenkogel auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems 353
MOSER, M.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems 354
HENRICH, R.: Bericht 2012–2103 über geologische Aufnahmen im Gebiet Bretboding–Lindauer Berg–Halsberg–Ferstreith–Gaisberg–Reutkogel–Feichteck–Falkenstein–Rotmauer–Kochlöffl auf Blatt 4203 Waidhofen an der Ybbs 357
WESSELY, G.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen südwestlich Schwarzau im Gebirge auf Blatt 4212 Mürzzuschlag (Nordwest) 358
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Sternwald auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl 359
IGLSEDER, CH.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West) 361
IGLSEDER, CH.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West) 363
GEBHARDT, H. & ĆORIĆ, ST.: Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost 365

Ergänzung zu Kartenwerk im BMN-System/Completion of maps in BMN Map Projection

HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger 370

Buchbesprechungen / Book Reviews

STOCK, K.F., HEILINGER, R. & STOCK, M. (2014): Personalbibliographien österreichischer Astronomen, Chemiker, Geodäten, Geologen, Mathematiker und Physiker 375
SEIDL, J. & ENDE, A. (HRSG.) (2013): Ami Boué (1794–1881) Autobiographie (in deutscher Übersetzung) – Genealogie – Opus 375
EGGER, H. & WESSELY, G. (2014): Wienerwald: Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Exkursionen 376

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 5–11 | Wien, Dezember 2014

OR Dr. phil. Gerhard Pestal
27. August 1958 – 11. Oktober 2014

Am 11. Oktober 2014 verlor Gerhard Pestal den Kampf gegen sein Krebsleiden und damit die Fachwelt einen herausragenden Alpengeologen. Geboren als Gerhard Herbert Josef Peštal (laut Urkunden sein vollständiger Name) am 27. August 1958 in Wien, besuchte er die Volksschule und das Gymnasium in Wien Döbling. Die Matura legte er 1976 ab und inskribierte noch im gleichen Jahr an der Universität Wien. Er belegte, seiner Begeisterung für die Natur und besonders für die Berge folgend, das Fach Geologie. Im Mai 1984 promovierte er zum Dr. phil. Während seines Studiums heiratete er 1980 seine Frau Michaela (geborene Glock) und gründete eine Familie. Sohn Georg wurde 1980 und Tochter Stefanie im Jahr 1983 geboren.

Auch seine berufliche Karriere an der Geologischen Bundesanstalt begann bereits während seiner Studienzeit. Seinen ersten Aufnahmsbericht veröffentlichte er 1982 gemeinsam mit seinem Betreuer Wolfgang Frank sowie Friedrich Popp als damals Auswärtiger Mitarbeiter in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt über die Geologie der Hohen Tauern auf Blatt 152 Matrei in Osttirol. Damit war sein weiterer wissenschaftlicher Weg als ausgewiesener Experte der Geologie der Hohen Tauern gleichsam vorgezeichnet.

Mit 1. Juli 1983 begann, im Rahmen einer Karenzvertretung, offiziell seine Tätigkeit im Dienste der Geologischen Landesaufnahme. Nach Ableistung des Präsenzdienstes war Gerhard Pestal zunächst Mitarbeiter bei verschiedenen Rohstoffprojekten. Am 1. Juni 1986 wurde er fix in den Personalstand der Geologischen Bundesanstalt übernommen. Anfangs noch der Fachabteilung Sedimentgeologie zugeordnet, wechselte er nach einem halben Jahr in die Fachabteilung Kristallingeologie. Im Mai 1990 wurde er definitiv gestellt, am 1. Juli wurde er bereits zum Kommissär, Dienstklasse IV, und mit 1. Jänner 1994 zum Rat ernannt. 1998 erfolgte die Ernennung zum Oberrat.

In seiner Arbeitsplatzbeschreibung war die „Verwendung in der Geologischen Landesaufnahme in Kristallingebieten mit dem Schwerpunkt Hohe Tauern“ festgelegt; dieser thematische Schwerpunkt entsprach seinen Interessen. Schon als Jugendlicher war er ein begeisterter Mineraliensammler und, begleitet von seinem Vater, unternahm er zahlreiche Touren in die Hohen Tauern. Der Familienwohnsitz bei Jochberg bildete dafür einen idealen Ausgangspunkt. Ihm war das Glück beschert, im Rahmen seiner beruflichen Tätigkeit verstärkt seiner Neigung nachgehen zu können und „seine Berge“ zu erforschen. Mit dem entsprechenden Enthusiasmus ausgestattet, entwickelte er sich zu einem der anerkanntesten Kenner der Tauerngeologie.

Gerhard Pestals Einstieg in die Geologie des Tauernfensters erfolgte im Rahmen seiner „Vorarbeit“ an der Universität Wien und der anschließenden Dissertation, die den Titel „Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau, Salzburg)“ trägt. Betreut wurde er dabei von seinem hoch geschätzten Lehrer Wolfgang Frank. Während der Dissertation kooperierte er intensiv mit Kollegen der Universität Salzburg, Volker Höck und Hans-Peter Steyrer, sowie mit Friedrich Koller von der Universität Wien. Sein erstes Kartenblatt, GK 152 Matrei in Osttirol, das er gemeinsam mit Wolfgang Frank und Christine Miller (Universität Innsbruck) erstellte, erschien 1987. 1994 folgte das Kartenblatt 153 Großglockner, auf dem Volker Höck und Gerhard Pestal als Bearbeiter aufscheinen. Auf diesen beiden Kartenblättern waren, verteilt auf mehrere Jahrzehnte, elf Geologinnen und Geologen kartierend tätig gewesen. Wer jemals geologisch derart komplexe Karten aus Aufzeichnungen so vieler Autoren kompiliert hat, weiß den Wert seiner Leistung zu würdigen. Um solche Projekte erfolgreich durchzuführen, ist nicht nur fachliche Kompetenz, sondern auch Teamgeist, Ausdauer, Führungsqualität und diplomatisches Geschick notwendig.

Für die Fertigstellung der Kartenblätter 123 Zell am See (erschienen 1995) und 122 Kitzbühel (erschienen 2003) formierte Gerhard Pestal ein Team mit Helmut Heinisch (München bzw. Halle an der Saale), Johann Hellerschmidt-Alber, Volkmar Stingl und Jürgen Reitner. Er selbst kartierte

die penninischen Einheiten in den Hohen Tauern und auch große Teile der paläozoischen Abfolgen in der ostalpinen Grauwackenzone. Ende der 1980er Jahre wurden die Kartierungen auf dem Kartenblatt 144 Landeck begonnen, wo er mit den Kollegen Axel Nowotny und Manfred Rockenschaub Bereiche des ostalpinen Kristallins aufnahm. Auch hier zeigte sich seine Vorliebe für die penninischen Einheiten. Er selbst übernahm daher die Kompilation der von Friedrich Hans Ucik kartierten penninischen Decken im Bereich des Unterengadiner Fensters. Die Ergebnisse der Arbeiten wurden 1993 bei der Arbeitstagung zur „Geologie des Oberinntaler Raumes mit Schwerpunkt Blatt 144 Landeck“ präsentiert, an deren Organisation er maßgeblich beteiligt war. Die Geologische Karte 144 Landeck wurde 2004 publiziert, die Erläuterungen folgten 2010.

Gerhard Pestals letztes gedrucktes Kartenblatt im Maßstab 1:50.000 ist 182 Spittal an der Drau (2006). Dieses, sowie die damit verbundene Arbeitstagung 2005 und die Publikation der Erläuterungen (2006) entstanden in Zusammenarbeit mit Wilfried Rataj, Jürgen Reitner und Ralf Schuster. Es war ihm leider nicht mehr vergönnt, seine (weitgehend) abgeschlossenen Kartierungen auf Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger und auf seinem „Herzens“-Blatt 154 Rauris in gedruckter Form zu erleben. Kartierungen und publizierte Kartierungsberichte von Gerhard Pestal sind überdies zu den Kartenblättern 90 Kufstein, 91 St. Johann in Tirol und 150 Mayrhofen vorhanden.

Die Auflistung der Kartierungsgebiete lässt erkennen, dass der Arbeitsschwerpunkt von Gerhard Pestal im Subpenninikum und Penninikum der Ostalpen sowie in den ostalpinen Gesteinen der westlichen Grauwackenzone lag. Für diese Einheiten war er ein international anerkannter Experte. Seine Meinung war gefragt, wobei er diese weniger bei Vorträgen präsentierte, sondern viel lieber bei Diskussionen im kleinen Kreis einbrachte. Oft wurde er ersucht, Exkursionen zu führen und er ist diesen Aufforderungen auch immer gerne nachgekommen.

Darüber hinaus war Gerhard Pestal auch mit der Geologie der Alpen im Allgemeinen bestens vertraut. Dementsprechend wurde er zu einem unverzichtbaren Mitarbeiter bei überregionalen Kartenwerken. Zu nennen sind vor allem die Geologische Karte von Österreich 1:1,5 Mio., die Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 und ganz besonders die Bundesländerkarten im Maßstab 1:200.000. Auch bei öffentlichkeitswirksamen Projekten und Fragestellungen, wie dem Geotrail in der Ragga-Schlucht im Mölltal oder bei einem Universum Film über die „Entstehung der Alpen“ (1997) war er ein geschätzter Berater. Mit Begeisterung setzte er bei diesen Projekten all seine besonderen Fähigkeiten, wie das Denken in großen Zusammenhängen, die Begabung bei der Führung von Arbeitsgruppen und nicht zuletzt seine Beharrlichkeit, wenn es darum ging Projekte zu einem guten Ende zu bringen, ein.

In dieser Art betreute er auch die pensionierten Geologen Rudolf Oberhauser und Christof Exner bei der Umsetzung ihrer letzten Kartenwerke. Der erfolgreiche Abschluss von Oberhausers „Geologische Karte von Vorarlberg 1:100.000“ ist Gerhard Pestals Verdienst als Redakteur. In gleicher Weise unterstützte er Exner bei der Publikation der „Geologischen Karte – Umgebung von Wagrain“. Den Druck dieser Karte zu erleben war Exner leider nicht mehr gegönnt. Diese drei Geologen hatten einen guten Draht zueinander, nicht zuletzt weil sie alle begeisterte Kartierungsgeologen waren.

Gerhard Pestals Meisterwerk ist unbestritten die „Geologische Karte von Salzburg 1:200.000“ (2005), die er gemeinsam mit Ewald Hejl bearbeitete und die zu einem Meilenstein im Kartenwerk der Geologischen Bundesanstalt wurde. Für die zugehörigen Erläuterungen verfasste er wesentliche Beiträge. Er übernahm die Redaktion federführend mit den Kollegen und Freunden Ewald Hejl, Rainer Braunstingl und Ralf Schuster. Mit großer Begeisterung brachte er sich auch bei den Arbeiten für alle Auflagen der erfolgreichen populärwissenschaftlichen Publikation „Rocky Austria“ ein, sowohl als profunder Wissenschaftler und Autor, als auch in redaktioneller Hinsicht. Beide Werke erfüllten ihn mit tiefer Befriedigung und bescheidener, nie offen zur Schau gestellter innerer Freude. Sie sind ein hoch geschätzter und entscheidender Beitrag zur sehr guten Position der Geologischen Bundesanstalt in der Öffentlichkeit.

Trotz seiner schweren Erkrankung widmete sich Gerhard Pestal buchstäblich bis zuletzt mit aller ihm noch zur Verfügung stehenden Energie den Erläuterungen zum Kartenblatt 122 Kitzbühel. Er verfasste Beiträge, Profile, Abbildungen und koordinierte die Arbeiten mit seinen Kollegen und Freunden Helmut Heinisch und Jürgen Reitner. Das Werk konnte so weit vorangetrieben werden, dass die Publikation 2015 erfolgen kann. Während der Arbeit an diesen Erläuterungen kam er auch wieder vermehrt in die Geologische Bundesanstalt und hatte sichtlich Freude an fachlichen Diskussionen. Wohl geordnet übergab er uns noch unvollendete Projekte und besprach mit uns fehlende Arbeitsschritte und offene Fragen. So können wir als Kollegen noch lange von seinem Wissen profitieren.

An der Geologischen Bundesanstalt erlebten wir Gerhard Pestal als umsichtigen und rücksichtsvollen Kollegen. Er war ein äußerst feinfühliger Mensch, ein sanftmütiger und behutsamer Riese, mit einer ausgeprägten sozialen Ader und großer Anteilnahme für die Entwicklungen in seinem Umfeld. So war es für jüngere Kollegen ein ausgesprochenes Glück, wenn er sich ihrer am Beginn der Berufskarriere annahm und half, manch fachliche oder organisatorische Hürde zu meistern. In besonders schöner Erinnerung sind uns die zahlreichen gemeinsam verbrachten Geländetage im Hochgebirge. Die Erlebnisse bei den oft auch harten und anstrengenden Touren, die gemeinsamen Ziele und die Freude an der Geologie verbanden uns und schufen die Basis für Freundschaften.

OR Dr. phil. Gerhard Pestal hat sich durch sein wissenschaftliches Werk schon zeitlebens ein Denkmal gesetzt. Er hat einen festen Platz in der Fachwelt und seine Werke sind Vorbild für zukünftige Generationen von Geologinnen und Geologen sowie wertvolle Grundlage für weitere Forschung.

Lieber Gerhard, Deine wissenschaftlichen Werke tragen ganz wesentlich zum Ansehen der Geologischen Bundesanstalt bei. Wir behalten Dich als großartigen Menschen und Freund in Erinnerung.

Manfred Rockenschaub *, Jürgen M. Reitner *,
Manfred Linner *, Ralf Schuster * & Thomas Hofmann *

Publikationen von Gerhard Pestal

1978

MANDL, G., PAVLIK, W. & PESTAL, G. (1978): Kartierungsübungen im Raum Bad Ischl-Altaussee, Abschnitt NE' von Hütteneck Alm: Sommersemester 1978. – Inst. f. Geologie/Univ. Wien, 16 S., 7 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 18229-R]

1979

PESTAL, G. & HOLZHUBER, M. (1979): Geologische Kartierung im Bergbau Bleiberg. – Inst. f. Geologie/Univ. Wien, 5 S., 1 Beil., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 18182-R.7]

1980

BRÜGGEMANN, H., PESTAL, G., ZEZULA, G. & HEINRICH, M. (1980): Lockersedimente Oberösterreich. – Unveröff. Endber. 1979, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001a/79, 17 S., 10 Beil., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05106-R]

WIEDMANN, S., PESTAL, G. & HAGENGUTH, G. (1980): Kartierungsübungen im Semmeringgebiet, Abschnitt Breitenstein Umgebung: Sommersemester 1979. – 15 S., 2 Abb., 1 Taf., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 18228-R]

1981

BRÜGGEMANN, H., PESTAL, G., ZEZULA, G. & HEINRICH, M. (1981): Lockersedimente Oberösterreich. – Unveröff. Endber. 1980, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001a/80, 17 S., 28 Beil., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05245-R]

HEINRICH, M., ZEZULA, G., BRÜGGEMANN, H., GROISS, R. & PESTAL, G. (1981): Feuerfestsande und Feuerfesttone im Hausruck. – Unveröff. Endber. 1980, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001b/80, 27 S., 4 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05259-R]

1982

FRANK, W., PESTAL, G. & POPP, F. (1982): Bericht über die Aufnahmetätigkeit auf Blatt 152 Matrei im Sommer 1981. – 4 S., 2 Kt., Geol. B.-A. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05427-RA/152/1981]

FRANK, W., PESTAL, G. & POPP, F. (1982): Bericht über die Aufnahmetätigkeit auf Blatt 152 Matrei im Sommer 1981. – 4 S., 1 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05428-RA/152/1981]

HÖCK, V., STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic Correlation Form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). – IGCP-Project No. 5, Newsletter, **4**, 44–46, Padova.

1983

MAYER, J., WEBER, L., APOLLONER, V., WALLNER, P., WARDEN, A.J., PESTAL, G., KRAINER, B., ERTL, V., RADSCHIENER, H. & CERNY, I. (1983): Integrierte Rohstofforschung in der Kreuzeckgruppe und anschließenden Bereichen der Gailtaler Alpen bzw. Reißeckgruppe: Ergänzung der geologischen Aufnahmen: Endbericht 1981. – Unveröff. Endber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-002/81, 3 S., Bad Bleiberg. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05630-R]

PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss., Univ. Wien, 117 S., Wien.

PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **29**, 214–215, Wien.

1984

FRANK, W., PESTAL, G. & POPP, F. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 152 Matrei. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A76–A77, Wien.

1985

BRIEGLEB, D., FINGER, F., KRAIGER, H., PESTAL, G. & STEYRER, H.P. (1985): The K1-Gneiss from the Scheelite-mine Felbertal (Hohe Tauern/Austria). – Fortschr. Mineralogie, Beihefte, **63**/1, 33, Stuttgart.

1986

FRANK, W. & PESTAL, G. (1986): Matrei 1:50.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 2 Bl., 2 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06315-ÖK50/152-2]

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 3 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06215-RA/144/1985]

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 436, Wien.

PESTAL, G. (1986): Bericht über geologische Aufnahmen im Bereich Kals – Heiligenblut auf Blatt 153 Großglockner. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06250-RA/153/1985]

PESTAL, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Bereich Kals – Heiligenblut auf Blatt 153 Großglockner. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 440–441, Wien.

1987

FRANK, W., MILLER, CH. & PESTAL, G. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol, Geol. B.-A., Wien.

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 3 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06424-RA/144/1986]

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 326–327, Wien.

PESTAL, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner. – 3 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06449-RA/153/1986]

PESTAL, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 331, Wien.

PESTAL, G. (1987): Tauerntagung 1987, Salzburg, Mittersill: Exkursion Profil Felbertauernstrasse. – 8 S., 3 Abb., Mittersill.

1988

HEINZ, H. & PESTAL, G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 285–289, Wien.

HEINZ, H., PESTAL, G., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1988): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Tirol: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Tirol. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-011/85, 16 S., 4 Beil., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06709-R]

---

* MANFRED ROCKENSCHAUB, JÜRGEN M. REITNER, MANFRED LINNER, RALF SCHUSTER & THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 3 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06654-RA/144/1987]

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 451, Wien.

PESTAL, G. (1988): Manuskript ÖK 123 Zell am See 1:25.000. – 1 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06822-ÖK25V/123-3]

PESTAL, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06655-RA/153/1987]

PESTAL, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Penninikum auf Blatt 153 Großglockner. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 455, Wien.

1989

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06974-RA/144/1988]

NOWOTNY, A. & PESTAL, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 581, Wien.

PESTAL, G. (1989): Geologische Karte Blatt 150 erstellt als Diskussionsgrundlage. – 1 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07042-ÖK50/150-2]

PESTAL, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06995-RA/123/1988]

PESTAL, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Hohen Tauern auf Blatt 123 Zell am See. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 569–570, Wien.

1990

HÖCK, V. & PESTAL, G. (1990): Exkursion E4: Habachformation, Altkristallin im Habachtal und Felbertal. – Mitt. Öst. Min. Ges., **135**, 129–137, Wien.

HÖCK, V., KRAIGER, H., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1990): The Stratigraphic Correlation Form of the Habach Formation, Hohe Tauern (Austria) – A Revision. – Rendic. Soc. Geol. Ital., **12**, 283–288, Roma.

PESTAL, G. (1990): Zell am See 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07722-ÖK25V/123-4]

PESTAL, G. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07694-RA/122/1989]

PESTAL, G. (1990): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07970-RA/144/90]

PESTAL, G. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 457, Wien.

PESTAL, G. & HEINZ, H. (1990): Magnetische Anomalien im Tauernfenster und ihre Interpretation. – Mitt. Öst. Min. Ges., **135**, 68–70, Wien.

1991

DEMMER, W., MILOTA, CH. & PESTAL, G. (1991): Zur Geologie des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **37**, 127–139, Wien.

NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (1991): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. – In: Die Geologie von Vorarlberg: Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen: Vortrags- und Posterveranstaltung, Wien, 5. Dezember 1991. – 2 S., Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07968-RA/123/1990]

PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07969-RA/122/1990]

PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 501–502, Wien.

PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 503–504, Wien.

PESTAL, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 516, Wien.

1992

NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwacher metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. – 4. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie (TSK IV) 26.–28. März 1992, 269–272, Inst. f. Geol. Univ. Frankfurt, Frankfurt am Main.

NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 867–872, Wien.

PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – 1 S., 2 Kt., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 08215-RA/122/1991]

PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – 1 S., 1 Kt., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 08216-RA/144/1991]

PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand des Tauernfensters auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 732–733, Wien.

PESTAL, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 738–739, Wien.

1993

NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & KLEIN, P. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993 (Geologie des Oberinntaler Raumes: Schwerpunkt Blatt 144 Landeck), 55–91, Wien.

PESTAL, G. (1993): ÖK 153 Großglockner (Geologische Manuskriptkarte). – 2 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 09615-ÖK25V/153-2]

PESTAL, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – 2 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 09984-RA/122/1992]

PESTAL, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen am Tauernnordrand auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 610–611, Wien.

UCIK, F.H., HAUSER, CH., KRAINER, K., PESTAL, G. & NOWOTNY, A. (1993): Geologische Manuskriptkarte ÖK 144 Landeck, Nord und Süd. – 6 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 11022-ÖK25V/144-7]

1994

HÖCK, V. & PESTAL, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 153 Großglockner. – Geol. B.-A., Wien.

1995

ARNDT, R., RÖMER, A. & PESTAL, G. (1995): Geophysik und Geologie am Tauernfenster: Film C 2688 des ÖWF. – Videoband (VHS) [21 Min., dt. Kommentar], Österr. Bundesinst. Wiss. Film, Wien.

BRIEGLEB, D. & PESTAL, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Arbeiten auf Blatt 150 Mayerhofen. – 3 S., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 10662-RA/150/1994]

BRIEGLEB, D. & PESTAL, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 537–538, Wien.

FURTMÜLLER, G., EXNER, CH., PESTAL, G., FRASL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Kompilation ÖK 154 Rauris. – 2 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 10481-ÖK25V/154-1]

HEINISCH, H., PESTAL, G., STINGL, V. & HELLERSCHMIDT-ALBER, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 123 Zell am See. – Geol. B.-A., Wien.

MÖLK, M., PESTAL, G., POSCHER, G. & SPAETH, G. (1995): Exkursion B: Mittwoch, 4. Oktober 1995: Der Südrand des Tauernfensters, die Matreier Zone im Bereich Kals – Matrei in Osttirol; Bretterwand(-bach): Geologie – Massenbewegung – Verbauung; Überblick zur nordwestlichen Schobergruppe. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1995 (Geologie von Osttirol), 126–150, Wien.

PESTAL, G. (1995): Kompilation Geologische Manuskriptkarte ÖK 144 Landeck südlicher Anteil. – 2 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 11306-ÖK25V/144-8]

PESTAL, G. (1995): Scheelitbergbau Mittersill/Westfeld. – 11 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: DIA 444]

PESTAL, G. & STÖCKL, W. (1995): Das Tauernfenster und sein geologischer Rahmen: (basierend auf den geologischen Übersichtskarten von HÖCK et al., 1994 und THIELE, 1980). – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Geol. B.-A.: K III 2375]

PESTAL, G. & STÖCKL, W. (1995): Von der Geologischen Karte des Großglocknergebietes des Jahres 1935 zur digitalen geologischen Karte GÖK 153 Großglockner. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1995 (Geologie von Osttirol), 93, Wien.

1996

BRIEGLEB, D. & PESTAL, G. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 349–351, Wien.

1997

ARNDT, R., RÖMER, A. & PESTAL, G. (1997): Geophysik und Geologie am Tauernfenster: Begleitveröffentlichung zum Film C 2688 des ÖWF. – Wissenschaftlicher Film, **48/49**, 111–118, Österr. Bundesinst. Wiss. Film, Wien.

EBNER, F., FRANK, W., MANDL, G., PASCHER, G., PESTAL, G. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Manuskriptkarte der Metallogenetischen Karte 1:25.000. – 5 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 11380-km]

PESTAL, G. & REITNER, J. (1997): Geologische Manuskriptkarte 1:25.000 auf Blatt 122 Kitzbühel. – 4 Kt., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 17770-RA/122/1997]

1998

PESTAL, G. & DRAXLER, I. (1998): Dem Alter der Alpen auf der Spur in den Tauern. – Jahresber. Geol. B.-A., **1997**, 12–13, Wien.

1999

HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (1999): Kompilation ÖK 122 Kitzbühel. – 4 Bl., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: ALK-122-HPRS/99 Kt.]

KRENMAYR, H.G., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 63 S., Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G. (1999): Area 2: The Northern Greywacke Zone. – In: Excursion Guide for Sveriges Geologiska Undersoekning (Geological Survey of Sweden), Austria, September 18–25, 1999, 59–88, Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G. (1999): Area 3: The Tauern Window. – In: Excursion Guide for Sveriges Geologiska Undersoekning (Geological Survey of Sweden), Austria, September 18–25, 1999, 89–126, Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., DRAXLER, I., EIBINGER, D., EICHBERGER, H., REITER, CH., SCEVIK, F., FRITZ, A. & KOLLER, F. (1999): Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 491–502, Wien.

2000

KRENMAYR, H.G., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (2000): Rocky Austria. A brief Earth History of Austria. – 60 pp., Geol. B.-A., Vienna.

2001

PESTAL, G. (2001): Bericht 1999 und 2000 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 91 St. Johann in Tirol, 90 Kufstein und 121 Neukirchen. – 4 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 16699-RA/121/2000]

2002

KRENMAYR, H.G., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (2002): Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 2. Auflage, 64 S., Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G. (2002): Manuskript ÖK 144 Landeck – N Nördliche Kalkalpen, Luftbildauswertung Quartär. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: ALK-144-PES/2002.1]

PESTAL, G. (2002): Manuskript ÖK 144 Landeck – N Nördliche Kalkalpen, 2 Teilbereiche: 1. Gebiet Alpenschonbach, 2. Gebiet Großbergjoch. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: ALK-144-PES/2002.2]

2003

HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

HELLERSCHMIDT-ALBER, J. & PESTAL, G. (2003): Geologische Karte zwischen Heiligenblut und Zirknitz im obersten Mölltal (Kärnten). – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: ALK-154-HELL/2003]

KEBEDE, T., KLÖTZLI, U. & PESTAL, G. (2003): Single zircon U-Pb geochronology of pre-variscan and variscan basement units of the Central Tauern Window, Eastern Alps (Austria). – Mitt. Öst. Min. Ges., **148**, 182–184,Wien.

KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2003 (Brenner), 65–76, Wien.

PESTAL, G. (2003): Bericht 1999/2000 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 90 Kufstein, 91 St. Johann in Tirol und 121 Neukirchen. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 355–357, Wien.

SCHUBERT, G., LAMPL, H., PAVLIK, W., PESTAL, G., RUPP, CH., SHADLAU, S. & WURM, M. (2003): Hydrogeologie. – 1 Bl., Österr. Kunst- u. Kulturverl., Wien.

SCHUBERT, G., LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W. & PESTAL, G. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

2004

KRAINER, K., HAUSER, CH., PAVLIK, W., PESTAL, G., NOWOTNY, A., ROCKENSCHAUB, M. & UCIK, F.H. (2004): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 144 Landeck. – Geol. B.-A., Wien.

KRENMAYR, H.-G., SCHUSTER, R., LINNER, M., NOWOTNY, A., PESTAL, G., REITNER, J. & SCHNABEL, W. (2004): Die Generallegende der Geologischen Bundesanstalt – eine Diskussionsgrundlage. – Ber. Inst. Erdwiss. K.F.-Univ. Graz, **9**, 223–225, Graz.

PESTAL, G., HEJL, E., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., RUPP, CH. & SCHUSTER, R. (2004): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: ALK-225-PEHE/2004]

2005

PESTAL, G. (2005): Geologischer Bau des Tauernfensters – Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2005 (Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten), 7–37, Wien.

PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2005): Exkursion Tauernfenster (16.9.2005): Zur Geologie des Maltatales. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2005 (Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten), 241–249, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, CH. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

2006

KRENMAYR, H.G., SCHNABEL, W., REITNER, J.M., VAN HUSEN, D., FINGER, F., LINNER, M., ROETZEL, R., RUPP, CH., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

PAVLIK, W., KREUSS, O., MOSER, M., KRENMAYR, H.-G., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (2006): Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich – Eine moderne Aufbereitung des Archivs der Geologischen Bundesanstalt. – In: TESSADRI-WACKERLE, M. (Hrsg.): PANGEO Austria 2006, Innsbruck, 17.–20. September 2006, 241–242, Innsbruck.

PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G. (2006): Bericht 2003, 2004 und 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **146**, 113–118, Wien.

SCHUSTER, R., PESTAL, G., REITNER, J.M., AHL, A., ARNDT, R., HEINRICH, M., HEJL, E., HOBIGER, G., JOCHUM, B., KOLLMANN, W., MOTSCHKA, K., SCHEDL, A., SLAPANSKY, P. & WINKLER, E. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geol. B.-A., Wien.

2008

PESTAL, G. (2008): Würdigung der Leistungen Prof. Dr. Christof Exners für die Geologische Landesaufnahme der Republik Österreich. – Jb. Geol. B.-A., **148**, 12, Wien.

PESTAL, G. (2008): Bericht 2006 und 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jb. Geol. B.-A., **148**, 262–264, Wien.

PESTAL, G., ALLEMANN, F. & TRÜMPY, R. (2008): Chefgeologe Dr. Rudolf Oberhauser 14. September 1926 – 5. August 2008. – Jb. Geol. B.-A., **148**, 149–156, Wien.

SCHIEGL, M., SCHUSTER, R., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., PESTAL, G., STÖCKL, W. & UNTERSWEG, TH. (2008): GeoSciML – Ein konzeptionelles Datenmodell für die Geologie? Übersetzung und Erläuterung ausgewählter Objektklassen von GeoSciML. – Jb. Geol. B.-A., **148**, 213–226, Wien.

SCHUSTER, R., BAYER, I., KRENMAYR, H.-G., LINNER, M., NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M., LIPIARSKI, P., SCHIEGL, M. & STÖCKL, W. (2008): Zur lithostratigraphischen Gliederung kristalliner Gesteinseinheiten. – J. of Alp. Geol., **49**, 98, Wien.

2009

PESTAL, G. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jb. Geol. B.-A., **149**, 545–546, Wien.

PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (2009): Exkursion zur Geologie und Glaziologie der Hohen Tauern: Einführung in die Geologie des Nationalparks Hohen Tauern. – 29 S., Geol. B.-A., Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., SCHUSTER, R., DRAXLER, I., EGGER, H., HEINRICH, M., LENHARDT, W.A., LETOUZÉ-ZEZULA, G., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSHAMMER, B., RUPP, CH., SCHEDL, A., VAN HUSEN, D., WIMMER-FREY, I. & VALENTIN, G. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.

2010

GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A., SCHUSTER, R., AHL, A., BERTLE, R.J., BRANDNER, R., DRAXLER, I., HAUSER, CH., HEINRICH, M., HEISSEL, G., HOFMANN, TH., KRAINER, K., LENHARDT, W.A., NITTEL, P., ORTNER, H., REITNER, J.M., ROCKENSCHAUB, M., SCHEDL, A., SLAPANSKY, P., TILCH, N. & UCIK, F.H. (2010): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 144 Landeck. – 200 S., Geol. B.-A., Wien.

LERCHBAUMER, L., KLOETZLI, U. & PESTAL, G. (2010): Schists and Amphibolites of the Kleinelendtal (Ankogel Hochalm-Gruppe/ Hohe Tauern, Austria): New Insights on the Variscan Basement in the eastern Tauern Window. – Austr. J. of Earth Sc., **103**, 138–152, Wien.

2011

PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – 11 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 16622-RA/154/2009-2010]

PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 142–147, Geol. B.-A., Wien.

RUPP, CH., LINNER, M., MANDL, G.W., ATZENHOFER, B., BERNING, B., BIEBER, G., DRAXLER, I., EGGER, H., FINGER, F., HEINRICH, M., HOFMANN, TH., VAN HUSEN, D., KAPL, S., KOLMER, CH., LENHARDT, W.A., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MOSHAMMER, B., MOTSCHKA, K., PESTAL, G., PFLEIDERER, S., REITER, E., RÖMER, A., SCHEDL, A., SCHUSTER, R., SLAPANSKY, P., WEIDINGER, J.T. & WIMMER-FREY, I. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.

2012

FAVARO, S., HANDY, M.R., SCHARF, A., SCHUSTER, R. & PESTAL, G. (2012): Exhumation structures in the Tauern Window and their relation to present-day crust-mantle structure in the Eastern Alps. – Geophysical Research Abstracts, **14**, EGU2012-5455, Vienna.

FAVARO, S., SCHUSTER, R., HANDY, M.R., SCHARF, A. & PESTAL, G. (2012): The Mallnitz synform and its relation to the Mölltal fault (Tauern Window, Eastern Alps, Austria). – Geophysical Research Abstracts, **14**, EGU2012-10371, Vienna.

HILTY, L., EXNER, U., PESTAL, G., LINNER, M. & SCHUSTER, R. (2012): 3D modeling of the Seidlwinkl-Nappe in the central Tauern Window, Austria. – Geophysical Research Abstracts, **14**, EGU2012-14128-1, Vienna.

2013

MELZNER, S., LOTTER, M., LINNER, M., PESTAL, G. & KOCIU, A. (2013): Rockfall occurrence at the southern border of the Tauern Window – structural, lithological and geomorphologic aspects. – Ber. Geol. B.-A., **99**, 63–64, Geol. B.-A., Wien.

SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2013): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 3. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.

2014

HOFMANN, TH., SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.-G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2014): Rocky Austria. Geologie von Österreich – Eckpunkte der Neuedition 2013. – Ber. Inst. Erdwiss. K.F.-Univ. Graz, **20**, 94, Graz.

SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2014): Rocky Austria. Geology of Austria – brief and colourful. – 2nd Edition, 80 pp., Geol. B.-A., Vienna.

2015

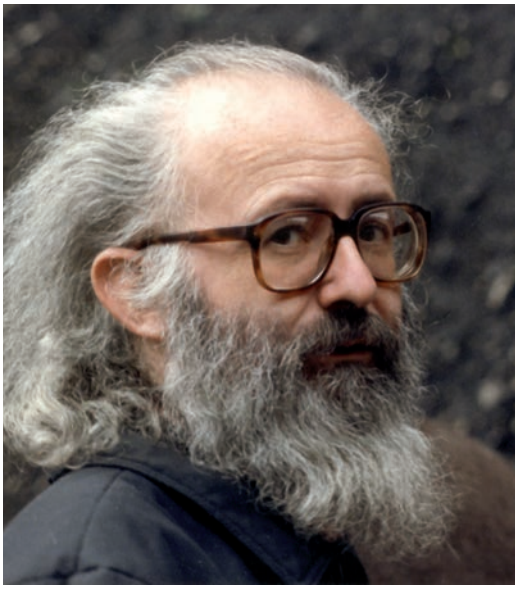
HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – Geol. B.-A., Wien. (in Vorbereitung)

SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien. (in Vorbereitung)

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 13–19 | Wien, Dezember 2014

Dr. phil. Paul Herrmann
7. Juli 1944 – 6. Dezember 2014

Mitte Dezember 2014 erreichte uns die Nachricht, dass Paul Herrmann am 6. Dezember verstorben ist. Pauli, wie er vielfach liebevoll genannt wurde, kam auch nach seiner Pensionierung immer wieder, wenngleich in letzter Zeit die Intervalle größer wurden, an die GBA. Sein Name ist nicht nur untrennbar mit geologischen Karten verbunden, die vom äußersten Westen bis zum äußersten Osten des Landes reichen, sondern mit dem ausgeprägten Charakter einer eigenwilligen Persönlichkeit.



In seinem Lebenslauf vom 20. Dezember 1972, den er anlässlich der Bewerbung an der GBA verfasst hatte, beschrieb er seine Ausbildung:

„Am 7.7.1944 wurde ich, Paul Herrmann, als zweites Kind des Buchhalters Heinrich Herrmann und seiner Frau Philomena, geborene Haas in Wien geboren. Von 1950-1954 besuchte ich die Volksschule in Wien 20., Leystr., ab 1954 das Realgymnasium in Wien 21., wo ich am 23.6.1962 die Matura ablegte. Nach Ableistung des ordentlichen Präsenzdienstes (1.10.1962-28.6.1963) begann ich im WS 1963/64 mit dem Studium der Geologie an der Universität Wien. Vom 1.4.-31.12.1967 und ab 1.7.1968 war ich am Geologischen Institut der Universität Wien als wissenschaftliche Hilfskraft beschäftigt; nach meiner Promotion am 10.12.1970 wurde ich als Assistent übernommen."

Was er nicht erwähnte, ist sein Abschluss der Matura mit „Auszeichnung", sowie der Titel seiner Dissertation: „Geologie der Umgebung des östlichen Leithagebirges."

Seinen Dienst an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) begann Paul Herrmann am 15. Jänner 1973 als Vertretung (VB Ersatzkraft) für den beurlaubten Friedrich Fehleisen unter der Direktion Anton Ruttner. Bereits am nächsten Tag wandte sich Ruttner im Schreiben vom 16. Jänner 1973 (Zahl: 128) an das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung: „*Er* [= Paul Herrmann] *ist der unterfertigten Direktion als sehr guter Feldgeologe und Mikropaläontologe auf dem Gebiete der Tertiär-Geologie bekannt. Sie begrüßt es, ihn auf eigenen Wunsch in den Verband der Geologischen Bundesanstalt aufnehmen zu können und hofft, daß es möglich sein wird, ihn auch weiterhin an der Geologischen Bundesanstalt zu halten, sobald Dr. Fehleisen wieder in den Dienst der Geologischen Bundesanstalt zurückkehrt. Es besteht an der Geologischen Bundesanstalt ein dringender Bedarf nach einem zusätzlichen kartierenden Tertiärgeologen*."

Die Pflichtangelobung erfolgte am 13. März 1973. Mit Verlängerung des Karenzurlaubes für Fehleisen (bis 31.12.1973) wurde die zunächst befristete Anstellung Herrmanns bis 31. Juli 1973 verlängert und dann in ein unbefristetes Dienstverhältnis umgewandelt. Ab 1. Jänner 1974 war an der GBA durch die Pensionierung von Nikolaus Anderle ein freier Planposten für Herrmann vorhanden (Schreiben mit der Zahl 1273 von Dr. Ruttner am 3. Juli 1973 an das Ressort).

Mit 1. Juli 1974 war er zum provisorischen wissenschaftlichen Kommissär ernannt worden. Am 2. Juni 1975 hatte Herrmann die Prüfung für den wissenschaftlichen Dienst mit Erfolg abgelegt, mit 1. Juli 1975 erfolgte daraufhin die Definitivstellung. Mit 1. Jänner 1976 erfolgte die Ernennung zum Wissenschaftlichen Oberkommissär. In der Dienstplatzbeschreibung vom 6. Oktober 1980 wurden seine Tätigkeiten innerhalb der Fachabteilung Sedimentgeologie wie folgt priorisiert: 35 % Geländetätigkeit, 35 % Auswertung der Geländeaufnahmen und des Probenmaterials sowie Dokumentation, 15 % Weiterbildung und 15 % Projektplanung. Herrmann wurde zum Projektleiter der Kartenblätter 82 Bregenz, 83 Sulzberg und 139 Lutzmannsburg sowie zum Mitarbeiter bei den Blättern 137 Rechnitz und 138 Oberwart.

Mit 1. Jänner 1981 rückte er auf die Planstelle eines Rates auf und mit Wirksamkeit vom 30. Juni 1983 erfolgte die Ernennung zum Oberrat (Dienstklasse VII).

Im Jahr 2000 übersiedelte er noch vom Palais Rasumofsky in den Neubau der Geologischen Bundesanstalt mit Standort Neulinggasse 38.

Mit Schreiben vom 3. März 2003 ersuchte Herrmann um Versetzung in den vorzeitigen Ruhestand. Diesem Antrag wurde stattgegeben, und so war der letzte Arbeitstag von Paul Herrmann an der GBA der 30. November 2003.

Paul Herrmann gehörte nicht unbedingt zu den technik- und fortschrittsaffinen Mitarbeitern des Hauses, so beeindruckte ihn der Einstieg der GBA in das EDV-Zeitalter überhaupt nicht. Als es darum ging, die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter der GBA in EDV-Kursen zu schulen, bemerkte er in knappen Worten an „Herrn Dr. U. STRAUSS im Hause“ unter „Betrifft: EDV-Kurse 1995“ mit folgendem Wortlaut: „*Kein Bedarf bis zum Jahre 2004*“; datiert war dieses mit Schreibmaschine verfasste Schriftstück mit 1. Februar 1995, das er eigenhändig unterschrieb. Auch sein Schreiben „An die FA ADV z.H. Dr. U. Strauß“ vom 11. Juli 1995 „*Bezugnehmend auf Ihre Anfrage teile ich Ihnen mit, daß ich keine Benutzernummer für Email benötige*“ belegt seine Abneigung gegen die EDV. Seitens des Hauses wurde dem Wunsch Rechnung getragen und seine als Typoskripte abgelieferten Arbeiten wurden von Dido Massimo für den Satz erfasst.

[T.H.]

Ich verfasse diesen Teil des Nachrufes aus einer sehr persönlichen Sicht. Der Geologe Dr. Paul Herrmann wird darin nur einmal vorkommen, ich konzentriere mich auf den Menschen Paul Herrmann.

Pauli (so kannten und nannten ihn alle) war der erste Geologe, den ich wissentlich kennenlernte. Als ich 1967 mit dem Studium beginnen wollte, gab es nicht wie heute detaillierte Studienpläne, der Maturant war auf Beratung angewiesen. Ich ging also zum ersten Mal ins Institut für Geologie der Universität Wien, da gab es ein Sekretariat, das ich fragte, wer mir was raten könnte. Man schickte mich nach hinten in die Institutsbibliothek zum Bibliothekar; da saß ein bebrillter, bartloser Student höheren Semesters mit kurzen dunklen Haaren, die wissenschaftliche Hilfskraft Paul Herrmann. Er gab mir einen Überblick, welche Vorlesungen ich im ersten Semester inskribieren könnte (nicht müsste), und so kam es, dass ich im Hinblick auf ein noch sehr fernes Philosophikum psychologische und philosophische Vorlesungen besuchte – Pauli hatte eben eine sehr weitgefächerte Vorstellung von einem Universitätsstudium.

In den folgenden Jahren war er als Bibliothekar ein unverzichtbares Element meines Studiums. Er war aber auch als Kartenspieler unentbehrlich, unsere studentischen Tarockrunden wären ohne ihn des Öfteren nicht zu Stande gekommen, auch für Preference oder Bridge war er einsetzbar. Dies änderte sich auch nicht, als er seinen Dienst an der Geologischen Bundesanstalt antrat, er konnte allerdings nicht mehr zu mittäglichem Spontan-Tarock im Buffet des Neuen Institutsgebäudes herbeieilen.

Pauli machte nun eine optische Wandlung durch: Haare und Bart (nun schon grau meliert) wuchsen, eine gewisse Ähnlichkeit mit Karl Marx stellte sich ein, und ich glaube, die war gewollt. Denn parallel dazu bekannte er sich immer mehr zu einer sehr linken politischen Haltung. Er war kein „68er“, er war auch kein Revoluzzer, dafür war er viel zu sanft, außerdem bekennender Pazifist. Er war sehr belesen, in seiner Lektüre war auch viel politische Literatur. Er gehörte sicher zu den wenigen Menschen, die auch „Das Kapital“ gelesen haben. Selber bezeichnete er sich aber nicht als klassischen „Linken“, schon gar nicht als „Kommunist“. Da er sich mit seinen solitären Ansichten nirgendwo richtig einordnen konnte, fand er auch keine politische Gruppierung, in der er sich langfristig wohlgefühlt hätte.

In unseren zahlreichen politischen Diskussionen der 1960er- und 1970er-Jahre konnte er unserem sarkastischen Befund „Wenn du eine politische Partei wärst, müsstest Du Dich dauernd selbst spalten“ durchaus zustimmen. Er sah sich eher als Anarchisten, dem alle anderen Linken viel zu „rechts“ waren. Da ihm Autoritäten grundsätzlich suspekt waren, konnte er auch mit dem Begriff „Vorgesetzter“ nicht wirklich viel anfangen. „Ich brauche keinen, der mir was anschafft, ich weiß selber, was ich zu tun habe“ war ein Satz, den ich öfter von ihm hörte. Dass dies keine leeren Worte waren, kann man an der Zahl der Kartenblätter, Erläuterungen und Projektberichte ablesen, zu denen er seine tertiärgeologischen oder mikropaläontologischen Beiträge lieferte. Mit seiner antiautoritären Haltung hatte er das Glück, an einer wissenschaftlichen Institution tätig zu sein, die Eigenverantwortung immer hoch geschätzt hat.

Ich glaube nicht, dass Pauli jemals glücklich und zufrieden war, immer war eine Aura von leichter Traurigkeit um ihn. Er litt als Person unter dem Zustand der Welt. Die stetige Abfolge von Ungerechtigkeiten, Unterdrückung, Terrorismus, Massakern (Verwandte von ihm fielen dem Holocaust zum Opfer) nahm er persönlich und suchte stets Schuldige; er glaubte, dass es einen Schalter, ein Verfahren oder sonst einen Mechanismus geben müsste, um dies alles zu beenden und die Welt in den ersehnten Zustand totaler Gerechtigkeit und Gleichheit aller Menschen zu führen. Zu dieser Gleichheit versuchte er seinen persönlichen Beitrag zu leisten, indem er große Teile seines Einkommens mit anderen teilte, sprich spendete (die Straßenzeitung „*Augustin*“ kaufte er mehrmals in der Woche). Er gab Flüchtlingskindern aus Tschetschenien Mathematiknachhilfe und verhalf Kindern von den Kapverdischen Inseln zu Operationen in Österreich. Er ging sogar so weit, dass er sich eine Zeit lang in einer Initiative engagierte, die sich um herrenlose Straßenhunde auf den Kapverdischen Inseln kümmerte.

Er litt auch darunter, dass sein Beitrag zur Veränderung der Verhältnisse nicht ausreichte und dass viel zu wenige so dachten wie er und ihm zur Seite standen. Er akzeptierte zwar, dass seine Studien- und Arbeitskollegen Familien gründeten, Existenzen aufbauten oder auch nur ihren Beruf ausübten, aber ihr mangelndes Engagement zur Verbesserung der Welt sorgte immer für eine kleine Kluft zwischen ihm und seiner Umwelt.

Pauli artikulierte sein Unbehagen nicht nur am Stammtisch, er mischte sich als Bürger auch aktiv ein. Er schrieb geschliffene Leserbriefe und auch offene Briefe an hochrangige Politiker, die manchmal sogar veröffentlicht wurden.

Mit dem Begriff „Konsum“ als eine der Grundlagen des herrschenden Wirtschaftssystems konnte Pauli nichts anfangen. Stets fuhr er das kleinste und billigste Auto, seine schlanke Gestalt ermöglichte es ihm, auch als Pensionist noch Kleidungsstücke aus seiner Gymnasialzeit zu tragen; Äußerlichkeiten waren ihm fremd. Da er der Welt und der

Zeit, in der er lebte, immer reserviert bis ablehnend gegenüber stand, wehrte er sich auch gegen seine Integration ins digitale Zeitalter. Ein Computer kam ihm nicht ins Büro, er verweigerte dies ganz formal und korrekt in Briefen an die damalige Fachabteilung ADV.

Nach seiner Pensionierung Ende 2003 hielt Pauli noch fachlichen Kontakt zu einigen Kolleginnen und Kollegen und unterstützte sie bei mikropaläontologischen Fragestellungen. Auch bei Kaffeerunden und Weihnachtsfeiern wurde er gesichtet, aber er wirkte immer mehr aus der Zeit gefallen. Er wurde noch schweigsamer, die Aura der Traurigkeit verstärkte sich. Ein Gespräch mit ihm zu führen wurde schwierig, er sagte nicht mehr viel und oft genug sagte er gar nichts mehr. Er wurde auch körperlich immer weniger, man hatte das Gefühl, dass er verstummte und verging.

Seine singuläre Persönlichkeit wird denen, die ihn kannten, noch lange im Gedächtnis bleiben.

[A.D.]

THOMAS HOFMANN & ALBERT DAURER

Publikationen von/unter Beteiligung von Paul Herrmann

1965

HERRMANN, P., JÜPTNER-JONSTORFF, V. & SALEK, K. (1965): Kartierungsbericht Mitterberg. – 4 S., 1 Beil., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 18177-R.4]

1966

HERRMANN, P. & WEIGERT, U. (1966): Kartierungsbericht Bad Ischl. – 4 S., 1 Beil., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 18205-R.5]

1970

HERRMANN, P. (1970): Geologie der Umgebung des östlichen Leithagebirges. – Diss. Univ. Wien, 106 S., 11 Taf., 12 Beil., 17 Abb., 1 Kt., Wien.

1971

HERRMANN, P. (1971): Pleistozäne Ostracodenfaunen aus dem nördlichen Neusiedlerseebecken. – Anz. Öst. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Kl., **107**, 221–223, Wien.

1972

HERRMANN, P. & WASCHER, W. (1972): Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rottenstein/Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 299–308, Wien.

1973

HERRMANN, P. (1973): Report on geologic investigations of the Kieselgur beds in the Limberg-Parisdorf area, Lower Austria. – 4 S., 9 Beil., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 09943-R]

HERRMANN, P. (1973): Geologie der Umgebung des östlichen Leithagebirges (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Österr., **22**, 165–189, Wien.

HERRMANN, P. (1973): Geol. Karte der Umgebung des östl. Leithagebirges 1:25.000. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

1974

HERRMANN, P. (1974): Bericht 1973 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A58–A59, Wien.

HERRMANN, P. (1974): Bericht 1973 über Aufnahmen auf den Blättern Bregenz (82) und Dornbirn (111). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A60, Wien.

HERRMANN, P. (1974): Bericht 1973 über Untersuchungen auf Blatt Hollabrunn (22). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A60, Wien.

1975

HERRMANN, P., STOJASPAL, F. & SIEBER, R. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 82, Bregenz. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A60–A61, Wien.

PAHR, A. & HERRMANN, P. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 138, Rechnitz. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A92, Wien.

PAHR, A., HERRMANN, P. & SCHARBERT, S. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 137, Oberwart. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A91–A92, Wien.

1976

CERNAJSEK, T. & HERRMANN, P. (1976): Neogene Ostracodes in the Vienna Basin < Austrian part >. Field excursion. – In: International Symposium on Ecology and Zoogeography of recent and fossil Ostracoda, Saalfelden (Salzburg) 30.7.1976–8.8.1976: 2. Field Excursions, 30–37, Wien.

HERRMANN, P. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 82, Bregenz und 111, Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A110, Wien.

HERRMANN, P. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 137, Oberwart und 138, Rechnitz. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A142, Wien.

1977

HERRMANN, P. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 136, Hartberg, 137, Oberwart, 138, Rechnitz und 139, Lutzmannsburg. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A123, Wien.

HERRMANN, P. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 82, Bregenz und 111, Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A81–A82, Wien.

HERRMANN, P. (1977): Blatt 111 Dornbirn 1:10.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05820-k10/111-2]

1979

HERRMANN, P. (1979): Bericht 1979 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 82 Bregenz und 83 Sulzberg. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05298-RA/82/1979]

HERRMANN, P. (1979): Bericht 1979 im Tertiär und Quartär auf Blatt 137 Oberwart und 138 Rechnitz. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05299-RA/137/1979]

HERRMANN, P. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 136, Hartberg. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A112, Wien.

HERRMANN, P. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 138, Rechnitz und 139, Lutzmannsburg. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A114, Wien.

HERRMANN, P. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 82, Bregenz und 111, Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A81, Wien.

1980

HEINRICH, M. & HERRMANN, P. (1980): Übersicht über die Braunkohlevorkommen Vorarlbergs (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung Projekt 2975: Studien über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken, insbesondere in Hinsicht auf ihre Kohleführung und Kohlehöffigkeit). – 40 S., 2 Beil., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05156-R]

HERRMANN, P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 139 Lutzmannsburg. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

HERRMANN, P. & FERENCZ, K. (1980): 139 Lutzmannsburg. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07043-ÖK25V/139-1]

1981

HERRMANN, P. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 136, Hartberg. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A127, Wien.

HERRMANN, P. (1981): Bericht 1978 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 138, Rechnitz und 139, Lutzmannsburg. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A129, Wien.

HERRMANN, P., KOLLMANN, W. & NOBILIS, F. (1981): Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg. – 23 S., 4 Abb., 1 Taf., Wien.

1982

HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Oberwart 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 03443-ÖK25V/137-3]

HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 137 Oberwart. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt 82 Bregenz. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

STEININGER, F., RESCH, W., STOJASPAL, F. & HERRMANN, P. (1982): Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten im Oligozän und Miozän der Molasse-Zone Vorarlbergs. – Doc. Lab. Geol. Fac. Sciences de Lyon, Hors serie, **7**, 77–85, Lyon.

1983

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05557-RA/167/1982]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05745-RA/167/1983]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05622-RA/167/1981]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05743-RA/83/1983]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1983 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 138 Rechnitz. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05682-RA/138/1983]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05558-RA/83/1982]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – 2 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05626-RA/83/1982]

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 82 Bregenz und 83 Sulzberg. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A61–A62, Wien.

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 137 Oberwart und 138 Rechnitz. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A101–A102, Wien.

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 307, Wien.

HERRMANN, P. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 321, Wien.

HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. – 28 S., 2 Abb., 1 Beil., Geol. B.-A., Wien.

PAHR, A. & HERRMANN, P. (1983): Aufnahmsbericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 138 Rechnitz (Tertiär und Quartär). – 8 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 05947-RA/138/1983]

PAHR, A. & HERRMANN, P. (1983): Rechnitz 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 03428-ÖK25V/138-1]

1984

HEINZ, H., HERRMANN, P. & SEIBERL, W. (1984): Geophysikalische Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme auf Blatt 83 Sulzberg (Vorarlberg). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 487–496, Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & HERRMANN, P. (1984): Geophysikalische Untersuchungen bei Hagensdorf (Südburgenland). – Archiv f. Lagerstättenforsch., **5**, 41–44, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A80–A81, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A50–A51, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 250, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 138 Rechnitz. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 241, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 83 Sulzberg. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 222, Wien.

HERRMANN, P. (1984): Sulzberg 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 00774-ÖK25V/83-1]

HERRMANN, P. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 83 Sulzberg. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

PAHR, A., HERRMANN, P. & KOLLMANN, W. (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Geol. B.-A., Wien.

1985

FUCHS, W., GRILL, R. & HERRMANN, P. (1985): Bruck an der Leitha 1:50.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 4 Bl., 4 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06307-ÖK50/60-1]

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über Aufnahmen auf Blatt 166 Fürstenfeld. – 1 Bl., 2 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06036-RA/166/1984]

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – 1 Bl., 5 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06035-RA/167/1984]

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über Aufnahmen auf Blatt 138 Rechnitz. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06031-RA/138/1984]

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 166 Fürstenfeld. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 309, Wien.

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 138 Rechnitz. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 295, Wien.

HERRMANN, P. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 309, Wien.

HERRMANN, P., DRAXLER, I. & MÜLLER, M. (1985): Erläuterungen zu Blatt 83 Sulzberg. – 20 S., 1 Abb., 1 Tab., Geol. B.-A., Wien.

KOLLMANN, W., GAMERITH, W., GOTTSCHLING, H., GYÖRGY, T., HERRMANN, P., MEYER, J., SCHMID, C., SCHMÖLLER, R., SZABADVARY, L. & WEBER, F. (1985): Jahresendbericht 1984 über geophysikalische und hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Burgenland, II. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/84F: Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf, 320 S., 11 Falttaf., Wien.

1986

ALBER, J., HERRMANN, P. & ZEZULA, G. (1986): Krieg der Sterne – Friede den Erdwissenschaften. – In: Arbeitstagung erdwissenschaftliche Aspekte des Umweltschutzes, Geotechnisches Institut, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal Wien, 28. & 29. April 1986, Kurzfassungen, 29, Wien.

HERRMANN, P. (1986): Bericht 1986 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 105 Neunkirchen. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06397-RA/105/1986]

1987

BRÜGGEMANN, H., HERRMANN, P., RATAJ, W., SHADLAU, S., SCHÄFFER, G., VECER, B., WIMMER-FREY, I. & PISTOTNIK, J. (1987): Rohstoffpotential ausgewählter Gebiete: Raum Wien, Ost und Südost (ÖK 59, 60, 61, 77, 78, 79). – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-010a/86, N-C-009e/86, 23 S., 29 Beil., Wien.

FERENCZ, K., HERRMANN, P. & PAHR, A. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 138 Rechnitz. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – 1 Bl., 4 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06419-RA/167/1986]

HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 77 Eisenstadt. – 1 Bl., 1 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06398-RA/77/1986]

HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 303–304, Wien.

HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 77 Eisenstadt. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 294, Wien.

HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 335, Wien.

1988

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 78 Rust. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06667-RA/78/1987]

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – 2 Bl., 2 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06639-RA/167/1987]

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 105 Neunkirchen. – 1 Bl., 1 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06638-RA/105/1987]

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 78 Rust. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 428, Wien.

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 459–460, Wien.

HERRMANN, P. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 433, Wien.

HERRMANN, P., PAHR, A., KOLLMANN, W. & HEINZ, H. (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – 40 S., 15 Abb., Geol. B.-A., Wien.

LOBITZER, H., KODINA, L., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B., SURENIAN, R., DOBRUSKINA, I., DOSZTALY, L., DRAXLER, I., HERRMANN, P., STOJASPAL, F. & STRADNER, H. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine: Ein Zwischenbericht. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107, 1 Abb., 9 Tab., 2 Taf., Innsbruck.

1989

FERKL, R., GAMERITH, W., HERRMANN, P., MEYER, J. & KOLLMANN, W. (1989): Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet. – Jahresendber. f. d. Zeitraum Jänner 88–Februar 89. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/88F, 50 S., Wien.

HERRMANN, P. (1989): Bericht 1988 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – 2 Bl., 1 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 06848-RA/167/1988]

HERRMANN, P. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 592, Wien.

OBERHAUSER, R., RESCH, W., HANTKE, R., LOACKER, H. & HERRMANN, P. (1989): 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 13384-ÖK25V/110-1]

PISTOTNIK, J., BOROVICZENY, F., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., SCHÄFFER, G. & VECER, B. (1989): Rohstoffpotential ausgewählter Gebiete: Raum Wien Ost und Südost: BC 10a und NC 9d (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-010a/86; N-C-009e). – Ber. Geol. B.-A., **16**, 3 + 56 S., 63 Beil., 1 Abb., Wien.

1990

HERRMANN, P. (1990): Bericht 1989 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 (Güssing) und 168 (Eberau). – 2 S., 4 Kt., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07640-RA/167/1989]

HERRMANN, P. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 479, Wien.

KOLLMANN, W., WOLDRON, R., JAWECKI, C., FERKL, R., NIESNER, E., HERRMANN, P., RÜHRIG, J., SCHWAB, E., AUGUSTIN-GYURITS, K., KLEIN, P., GAMERITH, W., MEYER, J. & PÖPPEL, L. (1990): Hydrogeologie Neusiedlersee – Einzugsgebiet. – End- und Abschlußbericht für den Zeitraum März 89 – Sept. 90. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/89F, 254 S., Wien.

1991

HERRMANN, P. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 07984-RA/167/1990]

HERRMANN, P. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 527, Wien.

1992

HERRMANN, P. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 106 Aspang. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 08200-RA/106/1991]

HERRMANN, P. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 168 Eberau. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 08199-RA/168/1991]

HERRMANN, P. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 721, Wien.

HERRMANN, P. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 168 Eberau. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 755, Wien.

HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

1993

FELLNER, D. & HERRMANN, P. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 653, Wien.

HERRMANN, P. (1993): Bericht 1992 über Arbeiten auf Blatt 167 (Güssing). – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 09976-RA/167/1992]

HERRMANN, P. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 167 Güssing. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 624, Wien.

HERRMANN, P., FELLNER, D. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993) : Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 167 Güssing. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

HERRMANN, P., FELLNER, D., SCHÖNLAUB, H.P., PASCHER, G. & STÖCKL, W. (1993): 167 Güssing. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 09678-ÖK50/167-4]

RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R., BRZOBOHATY, R., 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). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 503–526, Wien.

1994

BALOGH, K., EBNER, F., RAVASZ, C., HERRMANN, P., LOBITZER, H. & SOLTI, G. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, **2**, 55–72, 6 Abb., 5 Tab., Wien.

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H., CICHOCKI, O., HERRMANN, P., RAVASZ, C., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR, G. (1994): Erster Nachweis von „Alginit“ (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich). – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, 19–54, 2 Abb., 12 Taf., 7 Tab., Wien.

1996

HERRMANN, P. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 166 Fürstenfeld und 168 Eberau. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 354, Wien.

HERRMANN, P. (1996): Franz Xaver Pausweg 1945–1994. – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Österr., **39**/**40**, VI, Wien.

1997

HERRMANN, P. (1997): Basalt von Tobaj. – In: KOLLMANN, W. & PASCHER, G. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1997, Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 27.–30. Oktober 1997 Burg Schlaining, 120, Wien.

HERRMANN, P. (1997): Korallenriff von Wiesfleck. – In: KOLLMANN, W. & PASCHER, G. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1997, Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 27.–30. Oktober 1997 Burg Schlaining, 145–146, Wien.

1998

HERRMANN, P., PEREGI, Z., CSÁSZÁR, G., NAGY, A., TKACOVA, H., PERESZLENYI, M. & NAGY, A. (Ed.) (1998): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest: Lithofacies and Thickness Map of the Pannonian 1:200.000. – 1 Bl., MAFI, Budapest.

HERRMANN, P., PEREGI, Z., CSÁSZÁR, G., NAGY, A., TKACOVA, H., PERESZLENYI, M. & NAGY, A. (Ed.) (1998): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest: Lithofacies and Thickness Map of the Pontian and the Pliocene 1:200.000. – 1 Bl., MAFI, Budapest.

HERRMANN, P., SCHAREK, P., KAISER, M., PRISTAS, J., TKACOVA, H. & SCHAREK, P. (Ed.) (1998): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest: Map of the Genetic Types and Thickness of Quaternary Sediments 1:200.000. – 1 Bl., MAFI, Budapest.

1999

HERRMANN, P. (1999): Bericht 1998 über Arbeiten auf Blatt 166 Fürstenfeld. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 17813-RA/166/1998]

HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., HERRMANN, P., RUPP, C., STOJASPAL, F., TRÄXLER, B., HEINRICH, M. & WIMMER-FREY, I. (1999): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Unveröff. Jahresber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/97-2000, 26 S., 7 Abb., 2 Tab., Wien.

PASCHER, G., HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., PAHR, A. & SCHNABEL, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

2000

HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, TH., KOLLER, F., KOLLMANN, W., LENHARDT, W., PAHR, A., PILLER, W.E., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H.P., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., DRAXLER, I., FRITZ, I., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., PISTOTNIK, J. & SAUERZOPF, F. (2000): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 130 S., 96 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Wien.

HERRMANN, P. (2000): Geologische Karte auf Blatt 107 Mattersburg 1:25.000. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 16908-ÖK25V/107-4]

HERRMANN, P. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 166 Fürstenfeld. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 311–312, Wien.

HERRMANN, P. (2000): Das Quartär. – In: HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, TH., KOLLER, F., KOLLMANN, W., LENHARDT, W., PAHR, A., PILLER, W.E., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H.P., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., DRAXLER, I., FRITZ, I., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., PISTOTNIK, J. & SAUERZOPF, F.: Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 12–14, Wien.

HERRMANN, P., KAISER, M., PRISTAS, J. & SCHAREK, P. (Ed.) (2000): Map of Genetic types and Thickness of Quaternary sediments. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 447–455, Wien.

HOMAYOUN, M., ANGERER, M., HERRMANN, P., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., RUPP, C., STOJASPAL, F. & ZORN, I. (2000): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Unveröff. Jahresber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/1997-2000, 30 S., 18 Bl., Wien.

PAHR, A. & HERRMANN, P. (2000): Geologisch-tektonischer Überblick. – In: HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, TH., KOLLER, F., KOLLMANN, W., LENHARDT, W., PAHR, A., PILLER, W.E., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H.P., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., DRAXLER, I., FRITZ, I., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., PISTOTNIK, J. & SAUERZOPF, F.: Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 10–11, Wien.

PEREGI, Z., HERRMANN, P. & NAGY, A. (Ed.) (2000): Lithofacies and Thickness Maps of Pannonian and Pontian-Pliocene. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 457–464, Wien.

2001

NOWOTNY, A., PISTOTNIK, J., HERRMANN, P. & HEINRICH, M. (2001): Geologische Karte auf Blatt 107 Mattersburg 1:25.000. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 16874-ÖK25V/107-3]

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., HERRMANN, P., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., STOJASPAL, F. & HEINRICH, M. (2001): Begleitende geowissenschaftliche Auswertung an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich-geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Unveröff. Jahresber. 2000, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-019/2000-2003, 28 S., 24 Abb., Wien.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., HEINRICH, M., HERRMANN, P., KLEIN, P., KOLENPRAT, B., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., PERESSON, H., REITNER, H., RUPP, C. & SCHEDL, A. (2001): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. – Unveröff. Jahresendber. 2000/2001, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-047/2000-2003, 72 S., 51 Abb., 1 Tab., Wien.

2002

HERRMANN, P. (2002): Bericht 2000 über Aufnahmen auf Blatt 168 Eberau. – 1 S., Geol. B.-A., Wien. [Wiss. Archiv Geol. B.-A.: A 17148-RA/168/2001]

PERESSON-HOMAYOUN, M., HERRMANN, P., HOFMANN, TH., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D. & RUPP, C. (2002): Begleitende geowissenschaftliche Auswertung an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich-geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens: Jahresbericht 2001. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-019/2000-2003, 31 S., 21 Abb., Wien.

2003

HERRMANN, P. (2003): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen auf Blatt 168 Eberau. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 371–372, Wien.

HOMAYOUN, M., DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., KLEIN, P., KOLENPRAT, B., KRENMAYR, H.-G., MASSIMO, D., MOSHAMMER, B., NOWOTNY, A., RUPP, C., ROETZEL, R., SCHEDL, A., SCHÖNLAUB, H.P., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & STOJASPAL, F. (2003): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone: Jahresbericht 2002/2003 und Zusammenfassender Endbericht. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032 und N-C-047/1997-2003, 204 S., Wien.

HOMAYOUN, M., HERRMANN, P., HOFMANN, TH., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., PFLEIDERER, S., PLACHY, H., RUPP, C., STOJASPAL, F., ZORN, I., AUER, J., IORDANOVA, E., JAWECKI, C., HEINRICH, M. & WIMMER-FREY, I. (2003): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens: Jahresbericht 2002–2003 und zusammenfassender Endbericht. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/ W-C-019/1997-2003, 177 S., Wien.

2005

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., DRAXLER, I., HERRMANN, P., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., RABEDER, J., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2005): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen: Geo-Dokumentation Großbauvorhaben – Burgenland. – Unveröff. Jahresendber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-013/2004-2005, 63 S., 53 Abb., 8 Tab., Wien.

2006

PERESSON, M., DRAXLER, I., HERRMANN, P., KLEIN, P., MANDIC, O., MASSIMO, D., RABEDER, J. & REITNER, H. (2006): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. – Unveröff. Jahresendber. 2005/2006, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-15/2005-2007, 109 S., 118 Abb., 7 Tab., Wien.

2008

FUCHS, G., HERRMANN, P., PAHR, A., SCHNABEL, W., AHL, A., HABART, F., HOFMANN, TH., HEINRICH, M., KOLLER, F., LENHARDT, W., SCHEDL, A., SLAPANSKY, P., WEIXELBERGER, G. & WIMMER-FREY, I. (2008): Erläuterungen zu Blatt 106 Aspang-Markt, 82 S., 13 Abb., 1 Tab., 2 Taf. + Tektonische Übersicht des Nordostsporns der Zentralalpen 1:250.000 mit zwei Profilen, Wien.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., DRAXLER, I., HEINRICH, M., HERRMANN, P., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., MELLER, B., RABEDER, J. & REITNER, H. (2008): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. – Unveröff. Jahresendber. 2008, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-015/2005-2007, 151 S., 121 Abb., 6 Tab., 18 Taf., Wien.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 21–39 | Wien, Dezember 2014

Identifizierung gravitativer Massenbewegungen mittels multitemporaler Luftbildauswertung in Vorarlberg und angrenzender Gebiete

Nils Tilch*

20 Abbildungen, 1 Tabelle

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 112 Bezau

Vorarlberg
Gravitative Massenbewegungen
Multitemporale Luftbildauswertung

Inhalt

Zusammenfassung 21
Abstract 22
Einleitung und Problemstellung 22
Chancen und Limitierungen der visuellen Auswertung von Luftbildern 24
Verfügbare Luftbilder 25
Strategie und Methodik der Luftbildauswertung 26
Ergebnisse und deren Auswertung 26
Extraktion von Prozessdaten hoher Qualität für Modellrechnungen 36
Schlussfolgerungen und Diskussion 38
Literatur 39

Zusammenfassung

Für Vorarlberg und angrenzende Gebiete wurden Luftbilder unterschiedlichen Datums systematisch visuell ausgewertet, um Informationen zu gravitativen Massenbewegungen und deren Standortfaktoren zu erhalten. Dies erfolgte einerseits basierend auf den für Vorarlberg verfügbaren Luftbildserien der Jahre 2005 (nur partiell vorliegend) und 2006 (flächendeckend vorliegend). Andererseits wurden alle verfügbaren 8 Luftbildserien aufgrund des recht großen Zeitaufwandes vorerst nur für eine Teilregion im Bregenzerwald ausgewertet. Insgesamt konnten so 3.019 gravitative Massenbewegungen identifiziert werden.

Insbesondere basierend auf der flächendeckend verfügbaren Luftbildserie von 2006 konnten viele Prozesse identifiziert werden (n = 2.532). Hierbei handelt es sich überwiegend um Prozesse, die nur mittels dieser Luftbildserie identifizierbar sind (n = 1.901). Dies ist vor allem in der noch recht kurzen Zeitspanne zwischen dem Aufnahmedatum der Luftbildserie und einer überregionalen Katastrophe mit zahlreichen gravitativen Massenbewegungen im August 2005 begründet.

Im Vergleich dazu wurden mittels der nur partiell verfügbaren Luftbildserie von 2005, welche kurz nach derselben überregionalen Katastrophe erzeugt wurde, insgesamt 1.053 gravitative Massenbewegungen identifiziert. Hierbei handelt es sich im Vergleich zu jenen der Luftbildserie von 2006 überwiegend um redundante Informationen (n = 713). Obwohl die Luftbilder von 2005 nicht flächendeckend zur Verfügung stehen, ist der Anteil jener Prozesse recht groß, die nur in dieser Luftbildserie identifizierbar sind (12 % aller identifizierten Prozesse). Es ist allerdings auch aufgrund der nicht flächendeckenden Verfügbarkeit der Luftbildserie der Anteil nicht identifizierbarer Prozesse recht groß. Diese Ergebnisse machen deutlich, dass die Anzahl identifizierbarer Prozesse insbesondere durch zu regionalen Katastrophen zeitnahe Luftbilder (aufgrund der im Allgemeinen noch deutlichen Prozessphänomenologie) sehr erhöht werden kann und dies somit zu einem tendenziell vollständigen Prozesskataster führen kann.

Multitemporale Luftbildauswertungen in einem Teilbereich des Bregenzerwaldes bestätigen zusätzlich, dass dort die Anzahl der mittels der Luftbildserien von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse deutlich größer ist als jene, welche mittels aller anderen Luftbildserien zusammen erzielt wurde.

Der Anteil jener Prozesse, die nur in einer Luftbildserie identifiziert werden konnten, beträgt immerhin 36,7 %, wobei hierbei die Anteile der zur überregionalen Katastrophe im August 2005 zeitnahen Luftbilder von 2005 und 2006 besonders groß sind (11,5 % und 15,7 %). All dies unterstreicht, dass auch eine Auswertung möglichst vieler Luftbildserien unterschiedlichen Datums sehr wichtig ist.

Es konnte ferner aufgezeigt werden, dass eine Auswertung möglichst vieler Luftbildserien unterschiedlichen Datums auch eine zeitliche Eingrenzung des Zeitraumes der Prozessentstehung ermöglichen. So hat sich beispielsweise im bearbeiteten Teilbereich ergeben, dass 70 % der gesamthaft mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse erstmalig mittels dieser Luftbilder identifiziert werden konnten. Es handelt sich somit um potenziell neu entstandene Prozessräume. Bei etwa 30 % handelt es sich demnach um ältere Prozesse, die aufgrund ihrer progressiven Entwicklung und/oder dauerhaft sichtbaren Prozessphänomenologie auch

* Nils Tilch: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. nils.tilch@geologie.ac.at

in diesen Luftbildern sichtbar sind. Von den 557 Prozessen, welche mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 erstmals identifiziert wurden, sind 369 Prozesse nur in diesen Luftbildern sichtbar. Dies bedeutet, dass etwa 47 % der im Kernbereich gesamthaft identifizierten Prozesse nicht erfasst worden wären, wenn es die zur überregionalen Katastrophe zeitnahen Luftbilder nicht gegeben hätte.
Ein weiteres Potenzial multitemporaler Luftbildauswertungen ist, dass Aussagen zur zeitlichen Abhängigkeit der Identifizierbarkeit von Prozessen möglich sind. Zum Beispiel konnte die potenzielle Dauer der Identifizierbarkeit verschiedener Prozessarten und -gruppen abgeleitet werden. So hat sich für jene Prozesse ergeben, die erstmals in der Luftbildserie von 2001, 2005 oder 2006 sichtbar waren, dass bereits nach wenigen Jahren ein recht großer Prozessanteil (insbesondere viele der flachgründigen Prozesse im Lockergestein) nicht mehr identifiziert werden kann. Auf Basis von Luftbildauswertungen resultieren dann sehr unvollständige und zufällige Prozessinventare. Insbesondere nach regionalen Rutschungskatastrophen sollten daher möglichst bald und möglichst flächendeckend neue Luftbilder erstellt werden.
Zwecks statistischer Modellierung von hochwertigen Prozessdispositionskarten (Gefahrenhinweiskarten) wurden abschließend die im Teilbereich des Bregenzerwaldes mittels multitemporaler Luftbildauswertung erzielten Prozessinformationen einer hierarchischen Qualitäts- und Eignungskontrolle unterzogen. Hierdurch hat sich ergeben, dass lediglich 46 % des ursprünglichen Datensatzes für Modellrechnungen relevant sind, mit Hilfe derer prozess- und ereignisspezifische Dispositionskarten hoher Qualität erzeugt werden können.

Identification of gravitational mass movements by means of multitemporal aerial photo interpretation in Vorarlberg and adjacent areas

Abstract

Aerial photos taken on different dates for Vorarlberg and its surrounding areas were systematically evaluated visually to obtain information about gravitational mass movements and their conditions. On the one hand this was done based on the aerial photo series of 2005 (only partially available) and 2006 (broadly available). On the other hand a further six area-covering aerial photo series, which were taken on different dates, were analysed in a partial region of the Bregenz Forest. In total 3,019 gravitational mass movements were identified. Based on the available area-covering aerial photos of 2006 many processes were particularly identified (n = 2,532). These are processes which are principally only identifiable by this photo series (n = 1,901). This is mainly caused by the short period of time between the date of the aerial photos and an over-regional disaster in August 2005, which was characterized by numerous gravitational mass movements.
In comparison, a total of 1,053 gravitational mass movements were identified based on the partially available aerial photos of 2005, which were created shortly after the over-regional disaster. These are on the whole information (n = 713) which are redundant to those of the aerial photos of 2006.
Although the aerial photos from 2005 are not area-wide available, the proportion of those processes is quite large, which are only identifiable in these aerial photos (12 % of all identified processes). But the proportion of non-identifiable processes is quite large, because these aerial photos are not area-wide available. These results make it clear, that the number of identifiable processes can be greatly enhanced in particular by timely aerial photos after regional disasters (due to the generally more significant process phenomenology), so that a potentially more complete process cadastre can be achieved.
Multi-temporal analysis of aerial photos in a partial region of the Bregenz Forest additionally confirm, that there the number of identified processes by using aerial photos of 2005 and 2006 processes is significantly greater than that which was achieved by all other aerial photo series together. The proportion of those processes, which could be identified only in one aerial photo series, is 36.7 %, whereby in this case the proportion of the aerial photo series from 2005 and 2006 are particularly high (11.5 % and 15.7 %). All of this confirms, that an analysis of many aerial photo series of different date is very important.
It could further be shown, that many aerial photo series of different dates also allow a temporal assignment of the processes. For example in the sub-region of Vorarlberg 70 % of the processes, which were identified, based on the aerial photos from 2005 and 2006, are not identifiable in older aerial photos. Therefore, these are potentially new processes, which developed between 2001 and 2005. Approximately 30 % are older processes, which are also visible in this aerial photo series due to their progressive development and/or permanently visible process phenomenology. Of the 557 processes which were identified as new processes in the period 2001 till 2006 are only 369 processes visible in these aerial photos. This means that about 47 % of the overall identified processes in the partial region would not have been recognized, if the aerial photographs created shortly after the events would not exist.
Another potential multi-temporal analysis of aerial photos is, that statements about the temporal dependence of the identifiability of processes are possible. For example, the average potential duration of identifiability of different process types and groups could be derived. It is noteworthy that a large proportion process for a few years ago is already no longer identifiable. These are mainly processes in sediments (earth/mud flows and soil slips). Based on the analysis of aerial photos resulted in very incomplete and random process inventories. Therefore, it is very important that new aerial photos are created as soon as possible after regional disasters and as widely as possible.
Finally, the process information which was generated in the sub-region of the Bregenz Forest were checked regarding their quality and suitability for statistical modelling of process-oriented susceptibility maps. It has been found that only 46 % of the original data set are relevant for modelling in order to generate process- and event-specific susceptibility maps with high quality.

Einleitung und Problemstellung

In den letzten Jahren hat der Bedarf in Österreich insbesondere seitens der Raumplanung dahingehend zugenommen, dass möglichst flächendetaillierte und flächendeckende Beurteilungen der räumlichen und/oder zeitlichen Variabilität der Disposition für verschiedene Arten gravitativer Massenbewegungen vorliegen. Deshalb werden zunehmend Prozessdispositionskarten bzw. sogenannte Gefahrenhinweiskarten erstellt. Zwecks Erzeugung dieser Karten können unterschiedliche Methoden bzw. Modelltechniken eingesetzt werden, wobei den dafür zur Verfügung stehenden Prozessdaten je nach der verwendeten Methode eine unterschiedlich große Bedeutung als Trainings-, Test- und/oder Validierungsdaten zukommt (Abb. 1). So haben auch bisherige Untersuchungen seitens der Geologischen Bundesanstalt gezeigt, dass bei tendenziell schlechterer Prozessdatenlage eher heuristische Methoden geeignet sind, da die Modelle nicht mittels Prozessdaten geringer Qualität und/oder Anzahl trainiert und getestet werden müssen (vgl. Tilch et al., 2011; Abb. 2).

Im Gegensatz dazu benötigen statistische Methoden/Modelle auch Prozessdaten als Modelltrainingsdaten und -testdaten. Die Qualität der mittels statistischer Modelle erzeugten Prozessdispositionskarten hängt somit auch direkt von der Qualität, Anzahl und Lage/Verteilung der zur Verfügung stehenden Prozessdaten ab (Abb. 3). Auf der Basis einer eher schlechteren Prozessdatenlage wer-

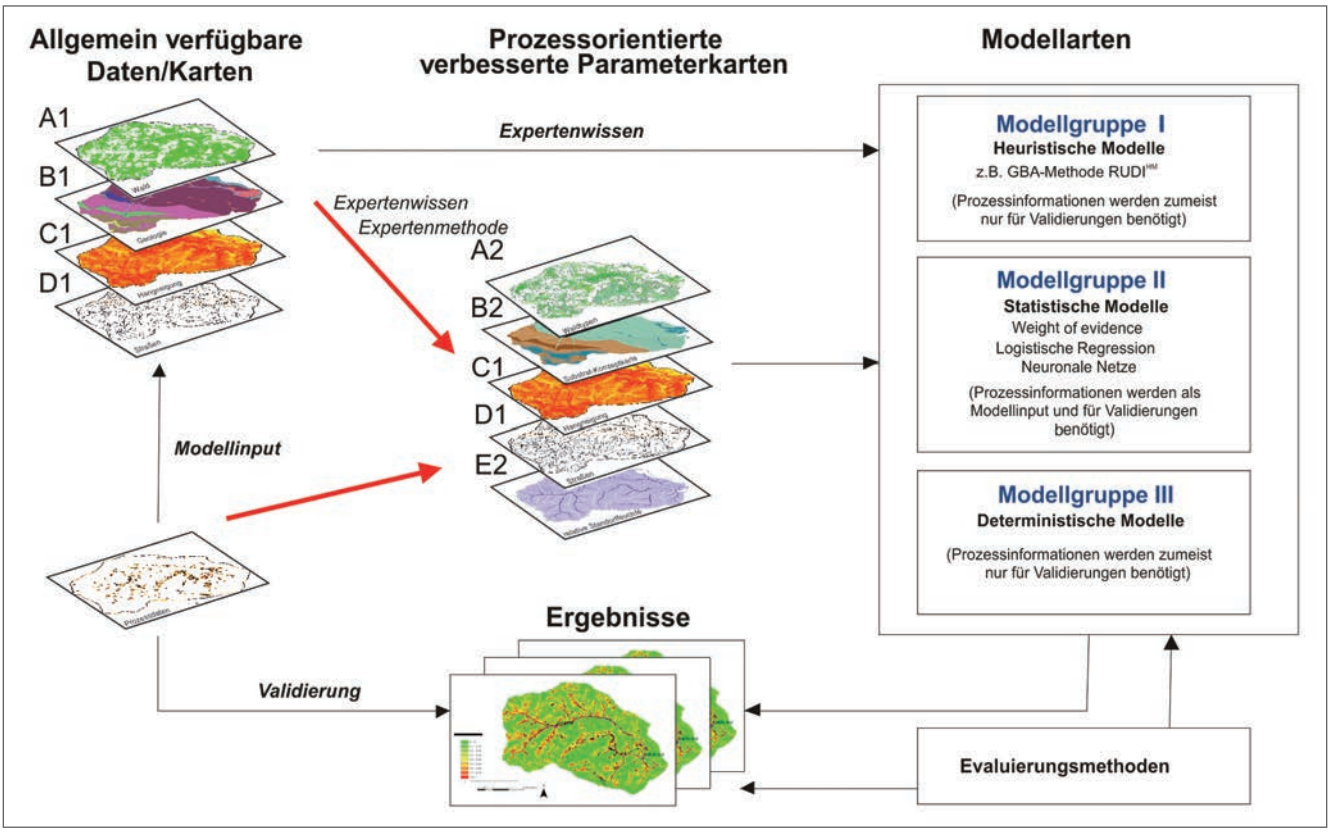


Abb. 1.
Schematische Darstellung des generellen Datenflusses im Rahmen einer Dispositionsanalyse mittels verschiedener Methoden. Im Fall heuristischer Methoden werden nicht zwangsläufig Prozessdaten als Modelltrainingsdaten oder -testdaten benötigt. Auch im Fall fehlender Prozessdaten können heuristische Methoden eingesetzt werden, allerdings sind dann die Ergebnisse nicht validierbar/plausibilisierbar, so dass keine Aussage zur Qualität der Dispositionskarte möglich ist. Abbildung nach TILCH et al. (2011).

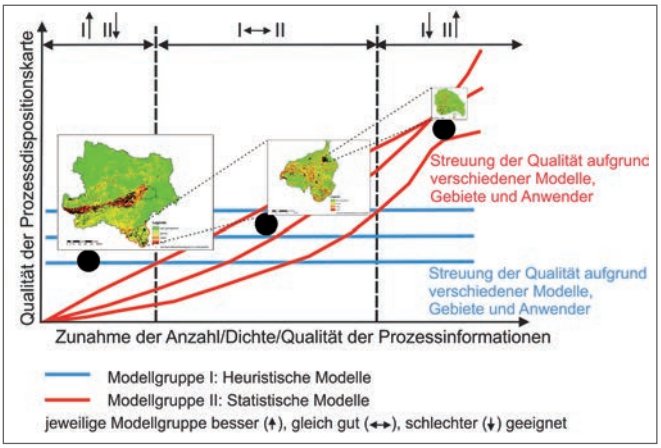


Abb. 2. (links)
Schematische Darstellung einer Arbeitshypothese hinsichtlich der allgemeinen Abhängigkeit der Qualität von Dispositionskarten (y-Achse) von der zur Verfügung stehenden Datenlage (x-Achse), z.B. durch Heterogenität der Datenqualität und der Art der angewendeten Modellierungsmethode. Hier ein Vergleich heuristischer (blaue Linien) und statistischer Methoden (rote Linien). Abbildung nach TILCH et al. (2011).

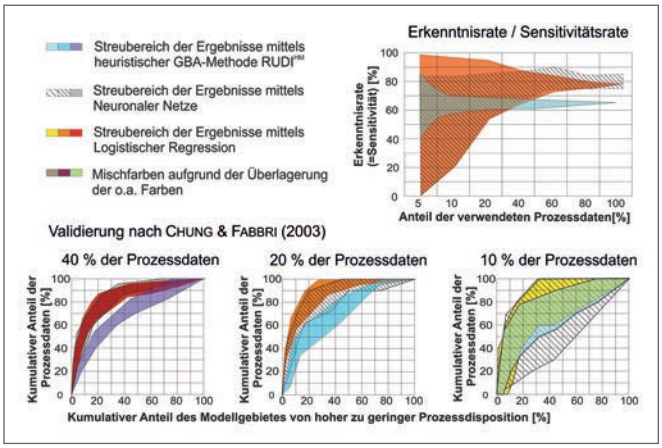


Abb. 3. (rechts)
Validierungsergebnisse mittels Erkenntnisrate/Sensitivitätsrate (Anteil der Validierungsdaten in hohen Dispositionsklassen, Abbildung oben rechts) und mittels Methode nach CHUNG & FABBRI (2003), welche anhand Neuronaler Netze, logistischer Regression und einfacher heuristischer GBA-Methode für die Region Gasen-Haslau unter Verwendung vollständiger und schrittweise reduzierter, unvollständiger Prozessdaten erzielt wurden. Alle Validierungen erfolgten hinsichtlich eines methodenübergreifenden Vergleichs mittels der schrittweise methodenspezifisch zur Verfügung stehenden Validierungsdaten. Abbildung nach TILCH et al. (2013).

den somit mittels statistischer Methoden Prozessdispositionskarten erzeugt, die ebenfalls mit Validierungsdaten schlechterer Datenlage zufällig gut oder schlecht validiert werden. Eine objektive Abschätzung der Qualität der Dispositionskarte ist dann nicht möglich. Grundsätzlich ergibt sich daraus die Schlussfolgerung, dass zwecks Erzeugung von Prozessdispositionskarten im Fall einer eher schlechten Prozessdatenlage heuristische Methoden vorzuziehen sind, auch wenn für diese Methode die Validierungsergebnisse ebenfalls unsicher sind.

Solche Untersuchungen belegen, dass für eine Erzeugung nachweislich objektiverer und hochqualitativerer Prozessdispositionskarten auch möglichst viele Prozessdaten hoher Qualität benötigt werden. Im Idealfall handelt es sich um ein vollständiges Prozessinventar, was allerdings nie und nirgends erreicht werden kann.

Ein erster wichtiger Schritt in die richtige Richtung ist allerdings, dass alle folgenden allgemein verfügbaren Datengrundlagen konsequent und in konformer Weise hinsichtlich relevanter Informationen zu gravitativen Massenbewegungen durchforstet und ausgewertet werden:

- Zeitzeugenauskünfte.
- Tagespresse und Internet.
- Öffentliche Archive und Bibliotheken allgemeiner Art (z.B. jene der Gemeinden) sowie Facharchive und Fachbibliotheken.
- Private Foto- und Kartenarchive.
- Luftbilder und Satellitendaten.
- Digitale Höhen- und Geländemodelle.

Vor diesem Hintergrund hat man sich mit der visuellen Auswertung von Luftbildern im Bereich des österreichischen Bundeslandes Vorarlberg beschäftigt. Hierdurch sollten einerseits möglichst viele gravitative Massenbewegungen identifiziert und im GIS verortet werden, andererseits möglichst detaillierte Informationen zur Prozessart sowie zu den für den jeweiligen Prozess relevanten potenziellen Standortfaktoren und auslösenden Faktoren erhalten werden.

Chancen und Limitierungen der visuellen Auswertung von Luftbildern

Luftbilder sind Momentaufnahmen und zeigen einen Geländebereich räumlich-flächendeckend in jenem Zustand, in dem sich dieser Ausschnitt zum Aufnahmezeitpunkt aus der Bildaufnahmeposition präsentiert. Es können all jene prozessrelevanten Details identifiziert und räumlich abgegrenzt werden, die entsprechend der vorliegenden Bildqualität noch hinreichend groß und/oder kontrastreich sind. Die Luftbildauswertung liefert nicht nur Informationen zur Existenz einer gravitativen Massenbewegung, sondern auch zu den erkennbaren Standortverhältnissen und (potenziellen) Prozess- und Wirkungsbereichen, die beispielsweise wiederum auf Konfliktbereiche (z.B. (potenzielle) Schadensorte) schließen lassen.

Luftbilder geringerer Qualität (unscharf und kontrastarm) führen insbesondere dann zu unsicheren Prozessinformationen, wenn diese die einzige Informationsquelle sind. Mittels multitemporaler Luftbildauswertung ergibt sich aber die Chance, dass sich insbesondere permanente oder episodisch/zyklisch progressiv entwickelnde Prozessräume und deren Standortverhältnisse mittels der Luftbildserien höherer Qualität identifizieren und bewerten lassen. Aber auch nur temporär sichtbare bzw. identifizierbare Prozessräume können möglicherweise noch aufgrund kürzerer Zeitspannen zum zeitlich folgenden Luftbild höherer Qualität identifiziert und bewertet werden, so dass auch hinsichtlich der Qualität der Prozessinformation eine Verbesserung erzielt werden kann.

Je nach dem Sonnenstand zum Aufnahmezeitpunkt und den standortspezifischen topografischen und botanischen Verhältnissen am Prozess-Standort und im näheren Umfeld kann es zu unterschiedlichen Abschattungsbereichen kommen. Dort können dann aufgrund der mangelhaften Kontraste keine oder nur unsichere Prozessinformationen erzielt werden (Abb. 4, links).

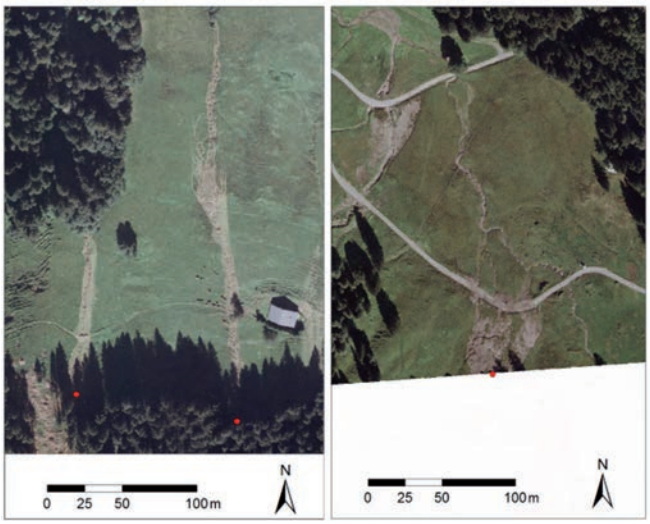


Abb. 4.
Beispiele für erzielte unsichere Prozessinformationen aufgrund von Abschattungen (links: im Bereich der Bäckenwaldalpe südlich Bonacker im Laternsertal. Dort eindeutige Identifizierung einer Hangmure, aber unsichere Verortung des Abrissbereiches) und verfügbarem Luftbildausschnitt (rechts: im Bereich der Iferwiesalpe südöstlich Schönenbachvorsäß), was zu Lageungenauigkeiten führt. Rote Punkte: Ungenaue/unsichere Lage der Abrissbereiche der Hangmuren. Quelle der Luftbilder: WMS-Service der Vorarlberger Landesregierung.

Abb. 5.
Hangmuren im Bereich Berbigen/Vorsäß (Bregenzerwald). Mittels des zeitnahen Luftbildes sind die im August 2005 entstandenen Prozessbereiche und Standortverhältnisse im Abrissbereich der Hangmuren gut sichtbar (oben), während diese mittels eines Luftbildes von 2006 nicht mehr sichtbar bzw. identifizierbar sind (unten). Quelle der Luftbilder: WMS-Service der Vorarlberger Landesregierung.

Eine weitere Limitierung hinsichtlich der möglichen Qualität von Prozessinformationen ergibt sich dann, wenn Prozessbereiche nicht vollständig durch den Ausschnittbereich des Luftbildes erfasst werden (Abb. 4, rechts). So können einerseits Prozessräume mit ihren Transport- und Ablagerungsbereichen in den Luftbildbereich hineinreichen, so dass eine genaue Verortung der Abrissbereiche nicht möglich ist. Andererseits ist es auch möglich, dass sich nur die Abrissbereiche von Prozessräumen im Luftbildbereich befinden, so dass zwar die Abrissbereiche gut verortet werden können, aber die Prozessansprache unsicher bleibt (z.B. Hangmure vs. Lockergesteinsrutschung). In beiden Fällen ist somit zwar die Existenz der Prozesse eindeutig belegt, jedoch sind die Gesamtinformationen aufgrund fehlender wichtiger Teilinformationen unsicher. Allerdings kann der dadurch bedingten unsicheren Prozessansprache mit einer übergeordneten Prozesszuordnung (=> gravitative Massenbewegung im Lockergestein) begegnet werden, während dies im Fall der unsicheren Prozessverortung nur mittels einer Auswertung zeitnah folgender, für den Abrissbereich vorhandener Luftbilder möglich ist. Ferner ergibt sich eine Limitierung durch jene Luftbildserien, die nicht den gesamten Untersuchungsraum abdecken, so dass eine Vielzahl der Prozessräume mittels Luftbildauswertung erst gar nicht identifiziert werden können. Insbesondere im Fall von Prozessräumen mit „kurzlebiger“ Prozessphänomenologie können die dadurch entstehenden Informationsdefizite beträchtlich sein. Allerdings ist ähnliches auch der Fall, wenn die Zeitspanne zwischen zwei aufeinanderfolgenden Luftbildern groß ist. So belegen beispielsweise die für Vorarlberg durchgeführten Luftbildauswertungen, dass Hangmuren und Lockergesteinsrutschungen in siedlungsnahen Bereichen in jenen Luftbildern, deren Aufnahmedatum etwa ein Jahr nach dem Zeitpunkt der Prozessentstehungen liegt, kaum oder nicht mehr zu identifizieren sind (Abb. 5).

Ebenso können andere Prozesse die vorhandene, für bestimmte Prozessarten signifikante Prozessphänomenologie maskieren oder gar ganz beseitigen. So wurde beispielsweise oftmals in hochalpinen Lagen festgestellt, dass die zunächst deutliche Prozessphänomenologie von flachgründigen Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren durch Schneeschurfprozesse beseitigt wurde.

Daher ist es möglich, dass nicht nur im Fall von größeren Zeitspannen zwischen zwei Luftbildserien viele Prozesse nicht mehr identifiziert werden können.

Verfügbare Luftbilder

Im Vergleich zu vielen anderen Bundesländern Österreichs stehen für Vorarlberg viele Luftbildserien unterschiedlicher Aufnahmezeiträume/-Jahre zur Verfügung (Tab. 1), welche seitens der Vorarlberger Landesregierung im Internet mittels WMS-Service bereitgestellt werden.

Vier Luftbildserien liegen flächendeckend vor (2001, 2006, 2009, 2012), während weitere drei Luftbildserien nahezu flächendeckend, abgesehen von kleineren grenznahen Bereichen, verfügbar sind.

Die Luftbilder von 2005 wurden während oder kurz nach der überregionalen Hochwasser- und Rutschungskatastrophe im August 2005 (Amt der Vorarlberger Landesregierung, 2006; Markart et al., 2007) aufgenommen (Abb. 6).

Zeitspanne / Jahr der Luftbildserie	Relative Bildqualität	Räumliche Verfügbarkeit	Auswertung für Vorarlberg	Auswertung für Kerngebiet
1950er	mäßig	nahezu flächendeckend	nein	ja
1970er	mäßig	nahezu flächendeckend	nein	ja
1990er	mäßig–schlecht (unscharf)	nahezu flächendeckend	nein	ja
2001	gut	flächendeckend	nein	ja
2005	sehr gut	partiell („Streifenbefliegungen“)	ja	ja
2006	sehr gut	flächendeckend	ja	ja
2009	sehr gut	flächendeckend	nein	ja
2012	sehr gut	flächendeckend	nein	ja

Tab. 1.
Zusammenstellung der für Vorarlberg verfügbaren Luftbilder, sortiert nach Aufnahmezeitspanne/-Jahr. Angegeben sind die abgeschätzte jeweilige relative Bildqualität, räumliche Verfügbarkeit sowie der Stand der Luftbildauswertungen im Dezember 2013 hinsichtlich der flächendeckenden Auswertung für Vorarlberg und ein Kerngebiet (Abb. 6).

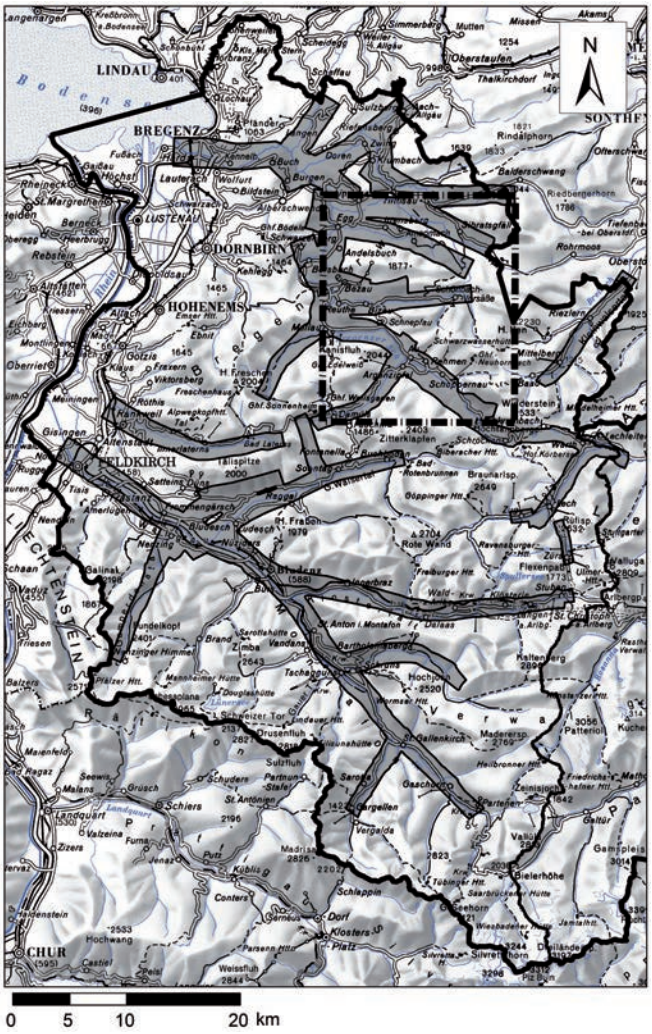


Abb. 6.
Erstreckung der vorhandenen, zur überregionalen Katastrophe im August 2005 zeitnah aufgenommenen Luftbilder des Jahres 2005 (grau hinterlegte Bereiche) und Lage des gewählten Kerngebietes im Bregenzerwald hinsichtlich multitemporaler Luftbildauswertungen (gestrichelt umgrenzter Bereich). Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.

Diese Luftbilder wurden vor allem im näheren Umfeld größerer Gerinne und Siedlungsbereiche erstellt, so dass diese nur für etwa ein Viertel der Landesfläche verfügbar sind. Im Rahmen der Luftbildauswertung ergeben sich deshalb vor allem hinsichtlich der im August 2005 entstandenen Prozesse mit nur kurzzeitig in Luftbildern sichtbarer Prozessphänomenologie Limitierungen zwecks Prozessidentifizierung und -ansprache.

Strategie und Methodik der Luftbildauswertung

Um den Aufwand für eine vollständige Auswertung der für den Bereich Vorarlbergs vorliegenden Luftbilder abschätzen zu können, wurde vorerst die Auswertung auf folgende Luftbilder beschränkt:

- zeitnahe Luftbilder der Jahre 2005 und 2006 zur überregionalen Katastrophe im August 2005;
- multitemporale Luftbildauswertungen im mutmaßlichen Kerngebiet der überregionalen Katastrophe von 2005 im Bereich des Bregenzerwaldes (Abb. 6).

Diese Vorgehensweise wurde gewählt, da mittels der Luftbilder der Jahre 2005 und 2006 potenziell viele Prozessräume identifiziert werden können, andererseits in einem flächenmäßig überschaubaren Kerngebiet der Mehrwert (Chancen) und die Limitierungen einer multitemporalen Luftbildauswertung aufgezeigt werden können.

Nachdem in einem ersten Schritt die landesweite Auswertung der Luftbilder von 2005 und 2006 abgeschlossen war, wurden ergänzend zu den so erhaltenen Daten die Luftbilder der Zeitspannen bzw. Jahre gemäß Tabelle 1 im Kerngebiet entsprechend ihrer Chronologie ausgewertet.

Die ausgewerteten Luftbilder wurden im Maßstab 1:2.000 im GIS systematisch gesichtet. Dies erfolgte aus Gründen der Übersicht von Nord nach Süd zeilenweise, in dem der per Geografischem Informationssystem (GIS) sichtbare Bereich in Ost/West- bzw. West/Ost-Richtung verschoben wurde. An der Grenze Vorarlbergs wurde dann der im GIS sichtbare Bereich um eine Zeile nach Süden verschoben. Im Fall identifizierter/erkannter gravitativer Massenbewegungen wurden die Abrissbereiche (Herkunftsbereiche des Materials) mittels eines Vektor-Punktes verortet.

Die Attribuierung des jeweiligen Vektorpunktes wurde in folgender Weise vorgenommen:

Prozessansprache: Diese erfolgte entsprechend der hierarchischen Prozessklassifikation des Schwerpunktprogramms GEORIOS der Geologischen Bundesanstalt.

Relative Verortungsgenauigkeit: Der Angabe der relativen Verortungsgenauigkeit liegt der Betrachtungs- und Digitalisierungsmaßstab 1:2.000 zugrunde. Eine mangelhafte Verortungsgenauigkeit kann bereits allein dazu führen, dass eine Prozessinformation insgesamt als unsicher bewertet wird. Gründe für unsichere Verortungen können beispielsweise Abschattungen und Vegetationsüberschirmungen sein (Abb. 4).

Relative Informationsqualität: Diese wurde synoptisch, basierend auf der möglichen Prozessansprache und Verortungsgenauigkeit abgeschätzt (sicher, unsicher, sehr unsicher).

Prozessrelevante Faktoren: Erkannte mögliche ursächliche und/oder auslösende Einflüsse von Verkehrswegen (z.B. Untergrundbeschaffenheit, veränderte Hanghydrologie, Hanggeometrie) und Gewässern (z.B. Hangunterschneidung durch fluviatile Ufererosion) auf die Prozessentstehung.

Prozesskategorie „Modellrelevanz": Unterscheidung relevanter (gravitative Massenbewegung im Lockergestein) und nicht relevanter Prozessinformationen (keine gravitative Massenbewegung im Lockergestein) hinsichtlich angestrebter Modellierungen zwecks Erstellung von Prozessdispositionskarten für gravitative Massenbewegungen im Lockergestein.

Sichtbarkeit und Identifizierbarkeit der Prozesse: Insbesondere im Zuge der multitemporalen Luftbildauswertung ist eine Attribuierung der Sichtbarkeit/Identifizierbarkeit eines Prozesses bzw. Prozessraumes angebracht, da so unter Berücksichtigung der Chronologie Informationen zur

- zeitlichen Variabilität der Sichtbarkeit/Identifizierbarkeit und
- möglichen Reaktivierung von Prozessräumen sowie
- permanenten/episodischen Progressivität eines Prozessraumes

gewonnen werden können.

Ergebnisse und deren Auswertung

Mittels der gesamthaft durchgeführten Luftbildauswertungen konnten 3.019 gravitative Massenbewegungen identifiziert werden (Abb. 8). Hierbei handelt es sich vornehmlich um gravitative Massenbewegungen im Lockergestein i.w.S. (gesamt 92 %). Hieran haben in abnehmender Folge Hangmuren (n = 1.506), Lockergesteinsrutschungen (n = 962) und gravitative Massenbewegungen im Lockergestein i.e.S. (n = 282) den größten Anteil (Abb. 7).

Im Fall der gravitativen Massenbewegungen im Lockergestein i.e.S. handelt es sich um Prozesse, die aufgrund der

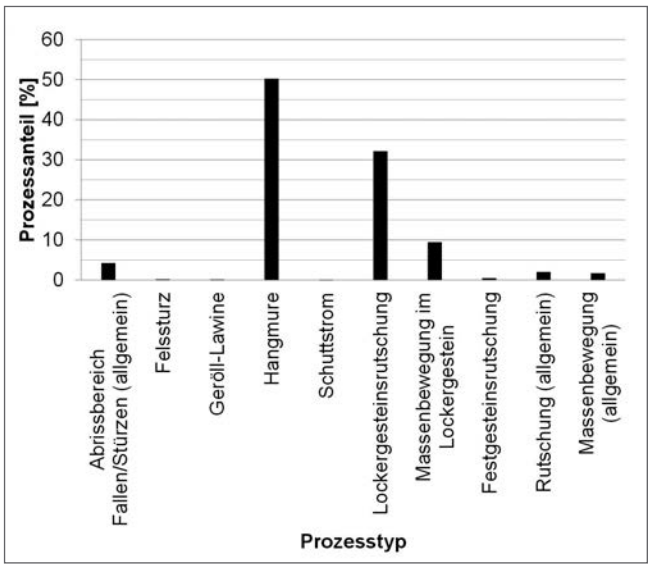


Abb. 7.
Anteile der Prozesstypen, welche mittels Luftbildauswertung für Vorarlberg und dessen nähere Umgebung identifiziert und verortet wurden.

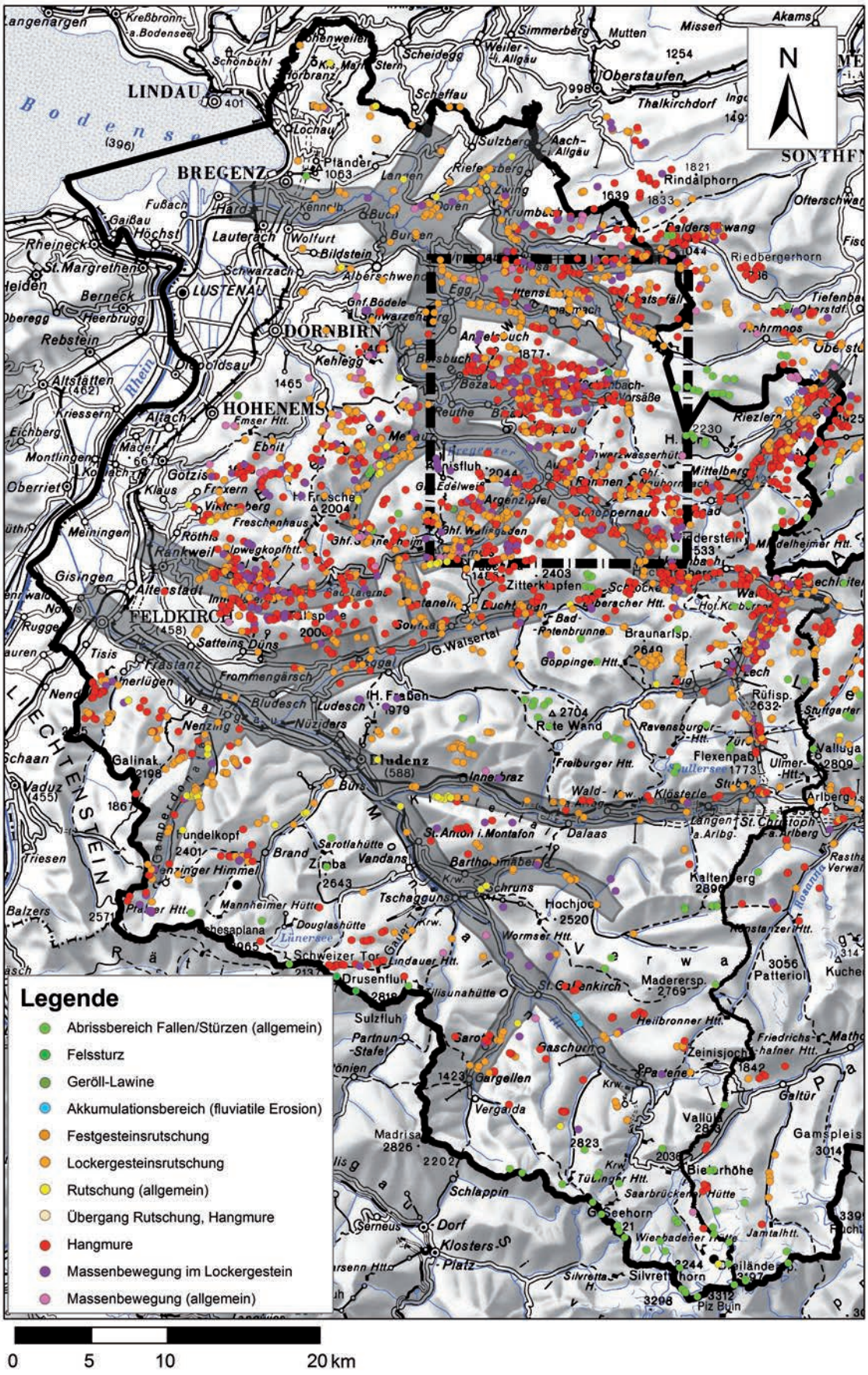


Abb. 8.
Prozessinformationen (Lage, Prozessart), welche mittels Luftbildauswertung für Vorarlberg und dessen nähere Umgebung bisher erzielt wurden. Grau hinterlegter Bereich: Bereich der verfügbaren Luftbildserie des Jahres 2005. Mit gestrichelter schwarzer Linie umgrenztes Gebiet: Kerngebiet der Luftbildauswertung, in dem alle verfügbaren Luftbildserien hinsichtlich möglicher Informationen zu gravitativen Massenbewegungen ausgewertet wurden. Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.

im Luftbild sichtbaren Phänomenologie weder den Lockergesteinsrutschungen, noch den Hangmuren eindeutig zugeordnet werden konnten.

In untergeordneten Anteilen wurden fallend-stürzende Prozesse (Abrissbereich Fallen/Stürzen (allgemein): 4,2 %; Felssturz: 0,1 %), Rutschungen allgemeiner Art (Rutschung (allgemein): 2,0 %), für die es nicht möglich war zu entscheiden, ob es sich um Fest- oder Lockergesteinsrutschungen handelt, und Festgesteinsrutschungen (0,4 %) identifiziert. Ferner sind Massenbewegungen allgemeiner Art (Massenbewegung (allgemein): 1,6 %) bedeutsam, hinsichtlich derer die sichtbare Prozessphänomenologie nicht ausreichend war, um sich für eine Prozessgruppe oder Prozessart festzulegen.

Hinsichtlich ihrer Prozessanteile sind Geröll-Lawinen (0,07 %) und Schuttströme (0,03 %) von sehr geringer Bedeutung.

Naturgemäß konzentrieren sich die identifizierten fallendstürzenden Prozesse in überwiegend hoch gelegenen, relativ vegetationsfreien Gebirgsbereichen, wo sich Felsschrofen in relativ harten Kristallin- und Karbonatgesteinen befinden.

Bezüglich der erzielten relativen Informationsqualität hat sich keine räumlich variable Abhängigkeit ergeben, denn der Anteil unsicherer Informationen ist landesweit etwa gleich (in Bereichen höherer Prozessdichte ist die Anzahl unsicherer Informationen entsprechend höher). Der durchschnittliche Anteil unsicherer Informationen beträgt etwa 20 %.

Hinsichtlich möglicher prozessrelevanter ursächlicher und prozessauslösender Faktoren hat die durchgeführte Luftbildauswertung ergeben, dass sich etwa 30 % der identifizierten und verorteten Prozesse im Nahbereich von Gerinnen befinden (insbesondere auf Grabenflanken). Es ist zu vermuten, dass diese Prozesse potenziell auch durch destabilisierende Einflüsse (Hangunterschneidung) der fluviatilen Ufererosion ausgelöst wurden. Naturgemäß sind die betroffenen Prozesse vornehmlich entlang der größeren Vorfluter, aber auch entlang kleinerer Hanggerinne und Wildbäche vorzufinden.

Im Gegensatz zu durchgeführten Studien in anderen Regionen Österreichs, im Rahmen derer im Gelände kartierte Informationen vorlagen (z.B. Gasen-Haslau in der Steiermark, Klingfurth im südlichen Niederösterreich), hat sich mittels der bisherigen Luftbildauswertungen ergeben, dass der Anteil jener Prozesse sehr klein ist (7,5 %), für welche die Straßen und Wege als bedeutsamer Standortfaktor oder gar indirekt auslösender Faktor (Ableitung von Oberflächenwasser) wahrscheinlich sind. Dies ist möglicherweise in der Methodik der Luftbildauswertung begründet, da kleinere und/oder ältere Forstwege und Straßen im Luftbild aufgrund der Abschirmung durch Vegetation (z.B. im Wald) nicht erkannt werden.

In einem weiteren Schritt wurden ausschließlich jene Prozessinformationen ausgewertet, die mittels Auswertung der Luftbilder von 2006 erzielt wurden. Dies ist sehr sinnvoll, da sich die Auswertungen so auf eine landesweit konform verfügbare Datenbasis beziehen.

Daraus folgt, dass all jene Prozesse nun nicht berücksichtigt werden, die im Bereich des untersuchten Kerngebietes

- mittels älterer Luftbilder identifiziert wurden, aber aufgrund von Lichtabschattungen und/oder Abschirmungen der Vegetation oder vergänglicher Prozessphänomenologie in den Luftbildern von 2006 nicht identifiziert werden können, bzw.
- mittels jüngerer Luftbilder als Prozesse jüngeren Datums identifiziert wurden.

Es ist anzunehmen, dass dies insbesondere zur Identifizierung jener Prozesse führt, die im Zuge der überregionalen Katastrophe im August 2005 entstanden sind, da die Zeitspanne zwischen Ereignisdatum und Luftbilddatum gering ist und somit die Prozessphänomenologie oft noch recht deutlich im Luftbild zu erkennen ist. Dies bestätigt sich durch die räumliche Verteilung der erzielten Prozessinformationen (n = 2.532), da die Prozessinformationsdichte im Bereich der im August 2005 betroffenen Katastrophenregionen im nördlichen Landesgebiet deutlich höher ist (Abb. 11, links).

Eine vergleichbare Verteilung ergibt sich auch für die mittels der Luftbildstreifen von 2005 erzielten Prozessinformationen (n = 1.053). Hierbei handelt es sich aber teilweise um redundante Prozessinformationen (n = 713).

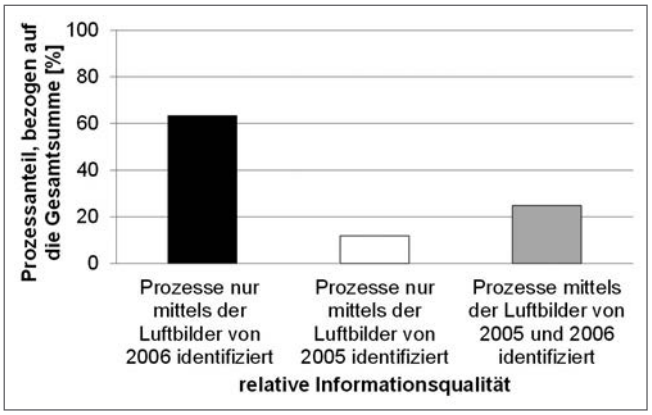


Abb. 9.
Prozessanteile der im Bereich Vorarlbergs mittels der Luftbilder der Jahre 2005 und 2006 identifizierten gravitativen Massenbewegungen.

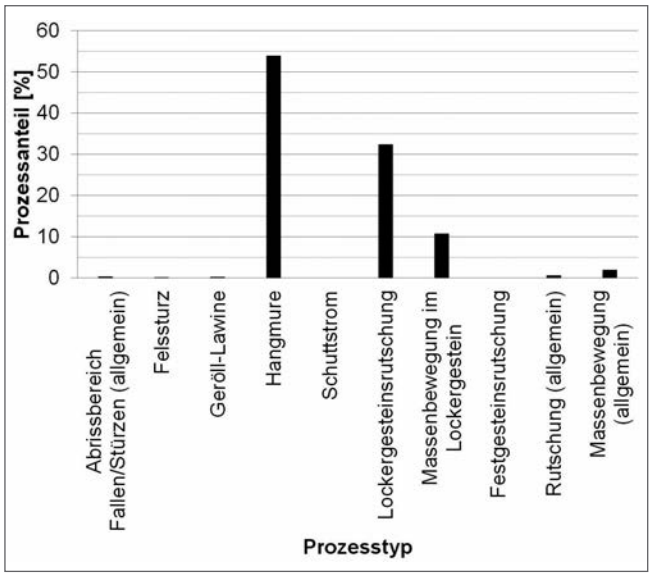


Abb. 10.
Anteile der Prozesstypen, welche mittels Luftbildauswertung innerhalb des Kerngebietes identifiziert und verortet wurden.

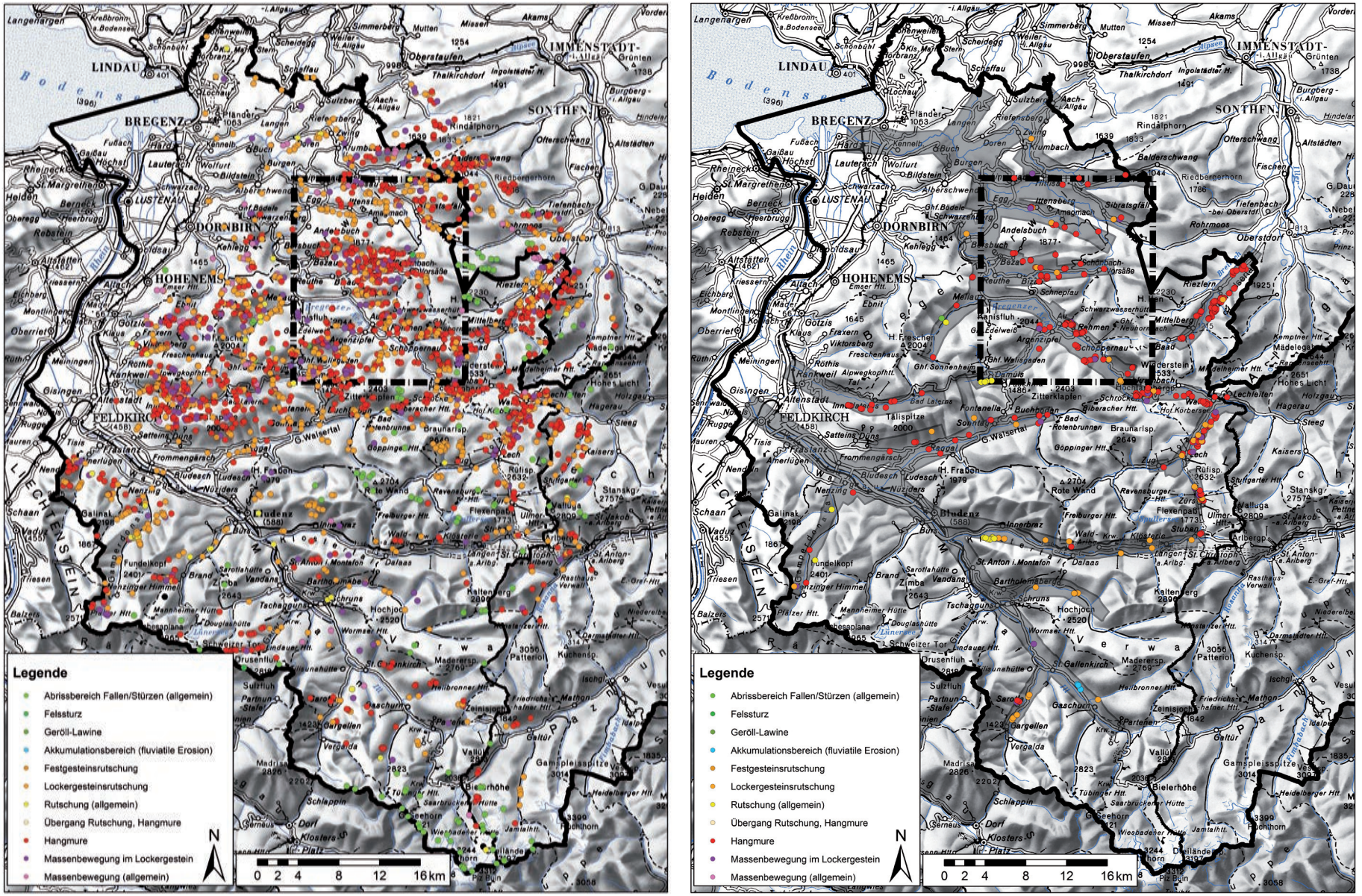


Abb. 11.
Prozessinformationen (Lage, Prozessart), welche mittels vollständiger Auswertung der verfügbaren Luftbilder von 2006 für Vorarlberg und dessen nähere Umgebung identifiziert und verortet wurden (Abb. links) und welche mittels Auswertung der verfügbaren Luftbilder von 2005 zusätzlich identifiziert und verortet wurden (Abb. rechts). Mit gestrichelter schwarzer Linie umgrenztes Gebiet: Kerngebiet der Luftbildauswertung, in dem alle verfügbaren Luftbildserien hinsichtlich möglicher Informationen zu gravitativen Massenbewegungen ausgewertet wurden. Grau hinterlegter Bereich: Bereich der verfügbaren Luftbildserie des Jahres 2005. Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.

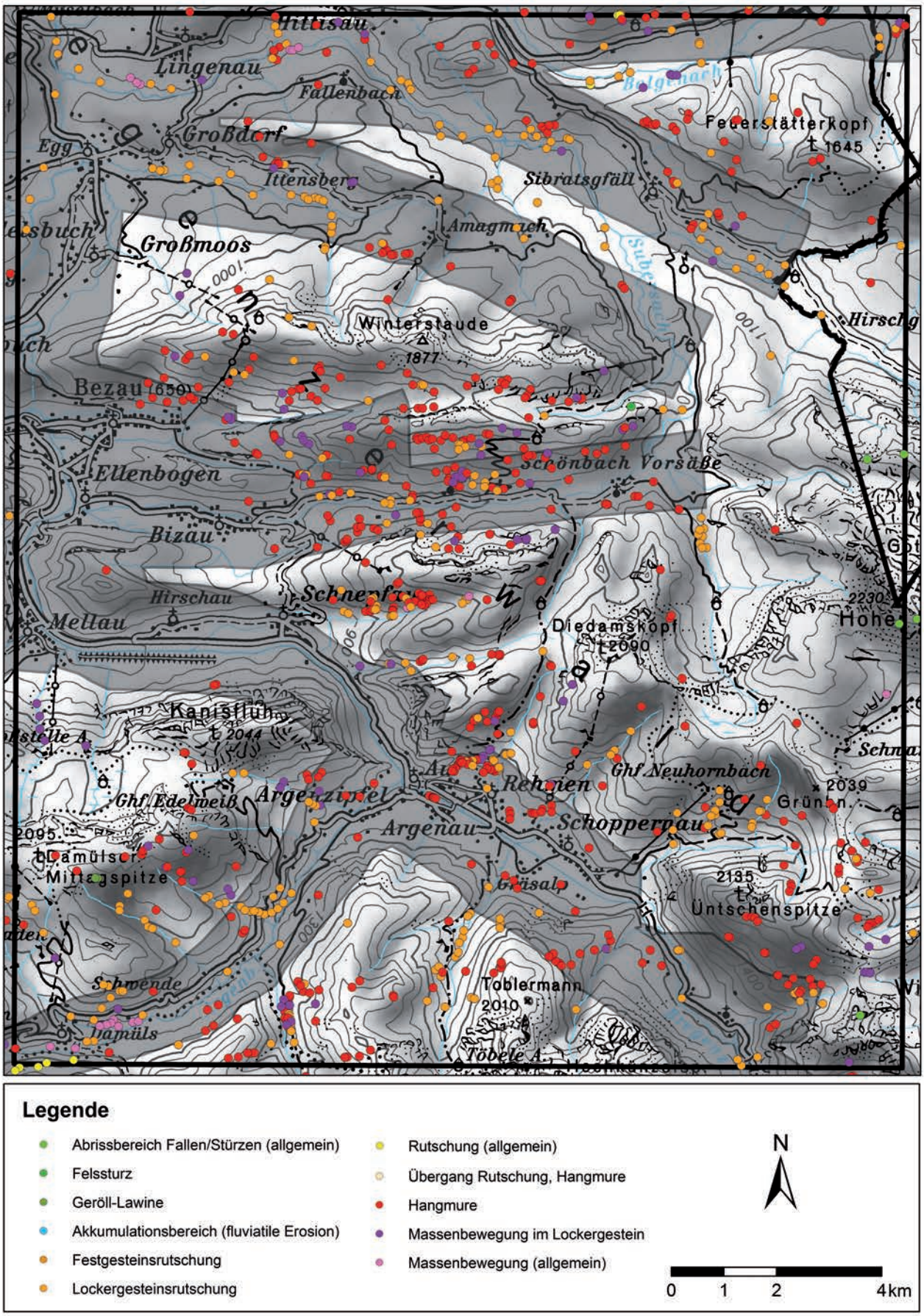


Abb. 12.
Prozessinformationen (Lage, Prozessart), welche mittels vollständiger Auswertung aller verfügbaren Luftbildserien für das Kerngebiet (schwarze Umgrenzung) der Luftbildauswertung identifiziert und verortet wurden. Grau hinterlegter Bereich: Bereich der verfügbaren Luftbildserie des Jahres 2005. Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.

Immerhin konnten aber aufgrund der zeitnahen Erzeugung von Luftbildern 340 Prozesse zusätzlich identifiziert und verortet werden (Abb. 11, rechts).

Zusammenfassend hat sich somit ergeben, dass etwa 63 % der Prozesse nur mittels der Luftbilder von 2006 (man bedenke die flächendeckende Verfügbarkeit der Luftbilder), etwa 12 % der Prozesse nur mittels der Luftbilder von 2005 und etwa 25 % der Prozesse mittels beider Luftbildserien identifiziert werden konnten (Abb. 9).

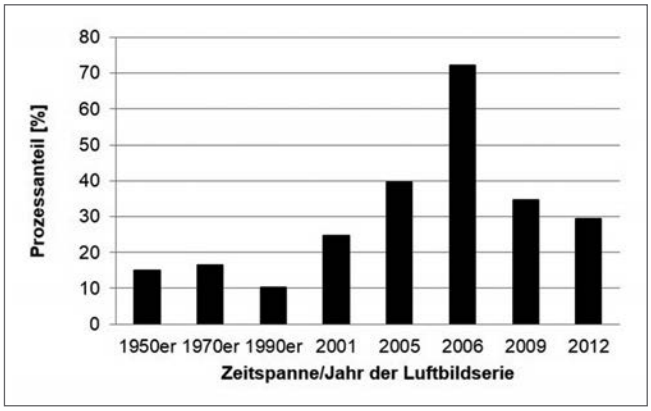
Ferner wurden die Prozesse im Kerngebiet im Bregenzerwald, welches innerhalb der Katastrophenregion vom August 2005 gelegen ist, mittels Daten, die durch multitemporale Luftbildauswertung erzielt wurden, ausgewertet. Hierdurch hat sich ergeben, dass eine relativ hohe gesamthafte Prozessinformationsdichte vorliegt (Kerngebiet: ca. 2,8 Prozesse/km^2; Vorarlberg: ca. 1,2 Prozesse/km^2). Hauptsächlich wurden dort ebenfalls gravitative Massenbewegungen im Lockergestein identifiziert (Abb. 10, 12). Der Anteil unsicherer Prozessinformationen ist ebenso wie bei der landesweiten Luftbildauswertung mit 20 % relativ gering, was vermutlich überwiegend in den der regionalen Katastrophe vom August 2005 zeitnahen Luftbildern von 2005 und 2006 begründet ist.

Hierbei handelt es sich entweder um identifizierte Prozessräume, die aber aufgrund von Abschattungen und Abschirmungen hinsichtlich des Aspektes „Verortung“ als unsichere Prozessinformation bewertet wurden. Oder es handelt sich um vermeintliche Prozessräume, bei denen unklar blieb, ob es überhaupt gravitative Massenbewegungen sind.

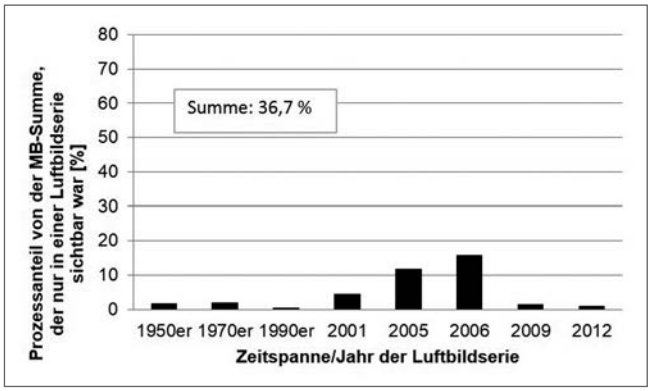
Im Vergleich zu den landesweiten Ergebnissen ist der Anteil jener identifizierten Prozesse, die im Nahbereich von Straßen/Wege positioniert sind, etwas höher (11 % statt 7,5 %). Im Gegensatz dazu ist der Anteil jener Prozesse, die sich im Nahbereich der Gerinne befinden und somit potenziell durch fluviatile Ufererosion bedingt sind, etwas geringer (26 % statt 30 %). Dies liegt überwiegend in den räumlich variablen topografischen und klimatischen Verhältnissen begründet, die sich wiederum auf die räumlich variable Siedlungsstruktur und Verkehrswegdichte sowie auf die Gewässernetzdichte und -typen auswirken.

All diese Auswertungen machen deutlich, dass die Anzahl identifizierbarer Prozesse insbesondere durch die zur überregionalen Katastrophe zeitnahen Luftbilder aufgrund der sichtbar erhaltenen Prozessphänomenologie sehr erhöht werden kann, und dies somit zu einem tendenziell vollständigen Prozesskataster führen kann.

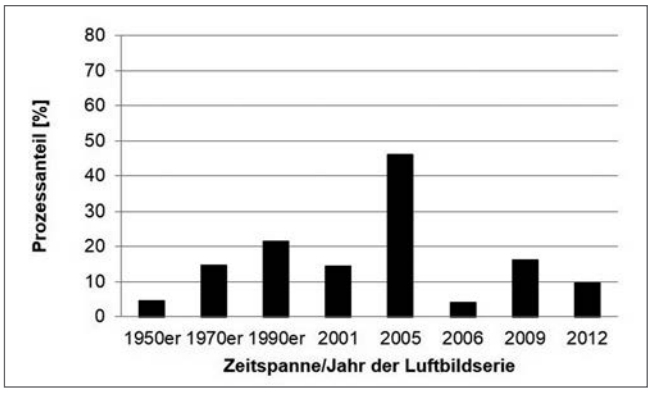
Zusätzlich bestätigt wird dies dadurch, dass die Anzahl der mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse deutlich größer ist, als jene, welche mittels anderer Luftbilder erzielt wurden (Abb. 13a). Obwohl die Luftbilder von 2005 nicht flächendeckend zur Verfügung stehen, ist der Anteil jener Prozesse recht groß, die nur in dieser Luftbildserie sichtbar sind (Abb. 13c), allerdings ist auch der Anteil nicht sichtbarer Prozesse recht groß (Abb. 13b, d). So beträgt auch der gesamthafte Anteil jener Prozesse, die nur in einer Luftbildserie zu identifizieren sind, immerhin 36,7 % (Abb. 13b), wobei hier die Anteile der zur überregionalen Katastrophe im August 2005 zeitnahen Luftbilder von 2005 und 2006 besonders groß sind (11,5 % und 15,7 %).



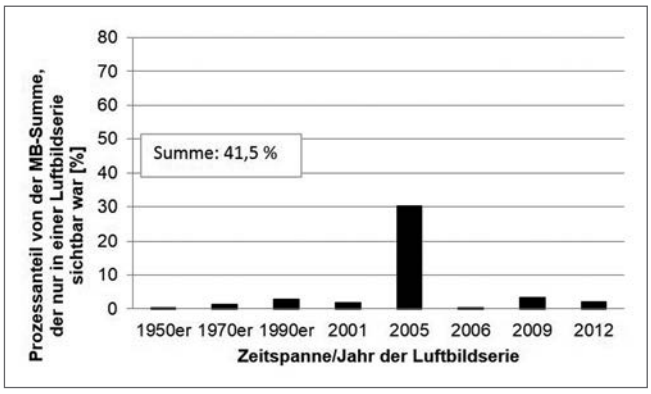
a)



b)



c)



d)

Abb. 13.
Anteile jener Prozessinformationen, welche mittels multitemporaler Luftbildauswertung für das untersuchte Kerngebiet im Bregenzerwald identifiziert wurden: Die auf die gesamthafte Prozesssumme bezogenen Prozessanteile, die je Luftbildserie sichtbar (a) und nur in der jeweiligen Luftbildserie sichtbar (b) waren sowie jene, die je Luftbildserie nicht sichtbar (c) und nur in der jeweiligen Luftbildserie nicht sichtbar (d) waren.

Aufgrund von zufälligen Abschattungen und Überschirmungen ist es möglich, dass ein erheblicher Anteil der Prozesse nicht identifiziert werden kann. So konnten beispielsweise im Bereich der Luftbilder von 2005 79 Prozesse nicht identifiziert werden, die mittels der Luftbilder von 2006 identifiziert werden konnten. Im umgekehrten Fall handelt es sich um 340 Prozesse.

Auch der Vergleich der erzielten Prozesssumme beider Luftbildserien (2005, 2006) mit jener, welche mittels aller Luftbildserien erzielt wurde, zeigt, dass 152 Prozesse aus unterschiedlichen Gründen (Abschattungen, Überschirmungen, vergängliche Prozessphänomenologie) nicht identifiziert würden (Abb. 14), wenn nicht alle anderen Luftbildserien auch ausgewertet worden wären.

Eine Auswertung möglichst vieler Luftbildserien unterschiedlichen Datums ermöglicht auch eine zeitliche Eingrenzung des Zeitraumes der Prozessentstehung. So hat sich beispielsweise im bearbeiteten Kerngebiet ergeben, dass 70 % (Summe: 557) der gesamthaft mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse (Summe: 789, Abb. 14) erstmalig mittels dieser Luftbilder identifiziert werden konnten (Abb. 14). Es handelt sich somit um potenziell neu entstandene Prozessräume. Bei etwa 30 % handelt es sich demnach um ältere Prozesse, die aufgrund ihrer progressiven Entwicklung und/oder dauerhaft sichtbaren Prozessphänomenologie auch in diesen Luftbildern sichtbar sind.

Von den 557 Prozessen, welche mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 erstmals identifiziert wurden, sind 369 Prozesse nur in diesen Luftbildern sichtbar. Dies bedeutet, dass etwa 47 % der im Kernbereich gesamthaft identifizierten Prozesse nicht erfasst worden wären, wenn es die zur überregionalen Katastrophe zeitnahen Luftbilder nicht gegeben hätte. Hierbei handelt es sich vornehmlich um flachgründige Prozesse im Lockergestein (Hangmuren: ca. 78 %; Lockergesteinsrutschungen: ca. 14 %) mit eher vergänglicher Prozessphänomenologie. Insgesamt unterstreichen die Ergebnisse die Wichtigkeit von Luftbildern, die kurz nach regionalen Katastrophen erzeugt wurden.

Insbesondere in siedlungsnahen Bereichen wird die Prozessphänomenologie nach der Prozessentstehung alsbald beseitigt. Aber auch durch andere dominante Prozesse kann die Prozessphänomenologie in weiterer Folge überlagert oder beseitigt werden. So ist in den höher gelegenen Bereichen oftmals festgestellt worden, dass die für flachgründige Rutschungen und Hangmuren signifikante Phänomenologie aufgrund von Schneeschurfprozessen beseitigt wird.

Im Gegensatz dazu handelt es sich im Fall der Prozesse mit eher dauerhaft sichtbarer Prozessphänomenologie naturgemäß zumeist um eher tiefgründige und/oder großflächige Prozesse, deren Phänomenologie nicht mittels einfacher Maßnahmen beseitigt werden kann. Aber auch jene Prozessräume, die durch fluviatile Ufererosion, aufgrund von wiederholten Hochwasserereignissen, ausgelöst und/oder episodisch reaktiviert werden, sind über längere Zeiträume identifizierbar.

Diese Ergebnisse zeigen auch deutlich auf, dass eine Auswertung möglichst vieler Luftbildserien unterschiedlichen Datums eine Unterscheidung von

- spontan entstandenen und durch eine vergängliche Prozessphänomenologie gekennzeichnete Prozessräume und
- immer wieder episodisch reaktivierten oder sich progressiv über längere Zeiträume weiter entwickelnde Prozessräume mit eher dauerhaft sichtbarer Prozessphänomenologie

ermöglicht.

Ein weiteres Potenzial multitemporaler Luftbildauswertungen ist, dass Aussagen zur zeitlichen Abhängigkeit der Identifizierbarkeit von Prozessen möglich sind. So kann beispielsweise die potenzielle Dauer der Identifizierbarkeit der Prozesse abgeleitet werden.

So hat sich unter der Berücksichtigung all jener im Kerngebiet identifizierten Prozesse, welche mittels der Luftbilder von 2001 erstmals erfasst wurden, ergeben, dass die Identifizierbarkeit aller Prozesse gemeinsam über die Jahre kontinuierlich abnimmt (Abb. 15a). Dies liegt einerseits in aufnahmetechnischen Aspekten (z.B. Abschattungen, Überschirmungen der Vegetation), andererseits aber auch in der naturgemäßen Degradierung der Prozessphänomenologie begründet.

Hierbei nimmt vor allem der Anteil der sichtbaren Hangmuren und jener Massenbewegungen im Lockergestein, bei denen es sich vermutlich zu einem Anteil auch um Hangmuren handelt, deutlich über die Folgejahre ab. Im Gegensatz dazu scheinen die Lockergesteinsrutschungen im Mittel noch länger sichtbar zu sein. Dies könnte darin begründet sein, dass sich ein beträchtlicher Anteil der Hangrutschungen im Nahbereich von Gerinnen befindet, wo episodisch auftretende Hochwässer zur Ufererosion führen, was möglichweise wiederum eine Reaktivierung der Prozessräume bewirkt. Dies wird auch dadurch bestätigt, dass vor allem viele gerinnenahe Lockergesteinsrutschungen, für welche die Ufererosion als wichtiger potenzieller Prozessauslöser und -reaktivierer beurteilt wurde, noch viele Jahre mittels Luftbildern identifiziert werden konnten (Abb. 15b). Im Gegensatz dazu sind viele der gerinnefernen Lockergesteinsrutschungen bereits nach wenigen Jahren nicht mehr sichtbar. Auch für jene Prozesse, die in den Luftbildern der Jahre 2005 und 2006 erstmals identifiziert werden konnten, haben sich vergleichbare Relationen ergeben (Abb. 15c–f). Allerdings nimmt der sichtbare Anteil aller betrachteten Prozessgruppen und -Arten vor allem in den ersten Jahren nach der Prozessentstehung deutlicher ab. Dies ist insbesondere bei den Hangmuren der Fall, von denen bereits nach einem Jahr nur noch 60 % sichtbar sind. Ähnliches trifft auch auf die Gesamtheit aller Prozesse zu, da Hangmuren den größten Anteil stellen.

Insbesondere sind auch viele jener Lockergesteinsrutschungen nur über wenige Jahre identifizierbar, für die aufgrund der gerinnefernen Lage Ufererosion als prozessauslösender oder -reaktivierender Faktor ausgeschlossen werden kann. Dies trifft für all jene gerinnefernen Lockergesteinsrutschungen zu, die erstmals in der Luftbildserie von 2005 identifiziert wurden. So sind bereits in der Luftbildserie von 2006 nur noch 60 % sichtbar.

Diese Ergebnisse zeigen somit deutlich auf, dass viele der flachgründigen Prozesse im Lockergestein auch nur dann mittels multitemporaler Luftbildauswertung erfasst werden können, wenn zum Entstehungszeitpunkt der Prozesse

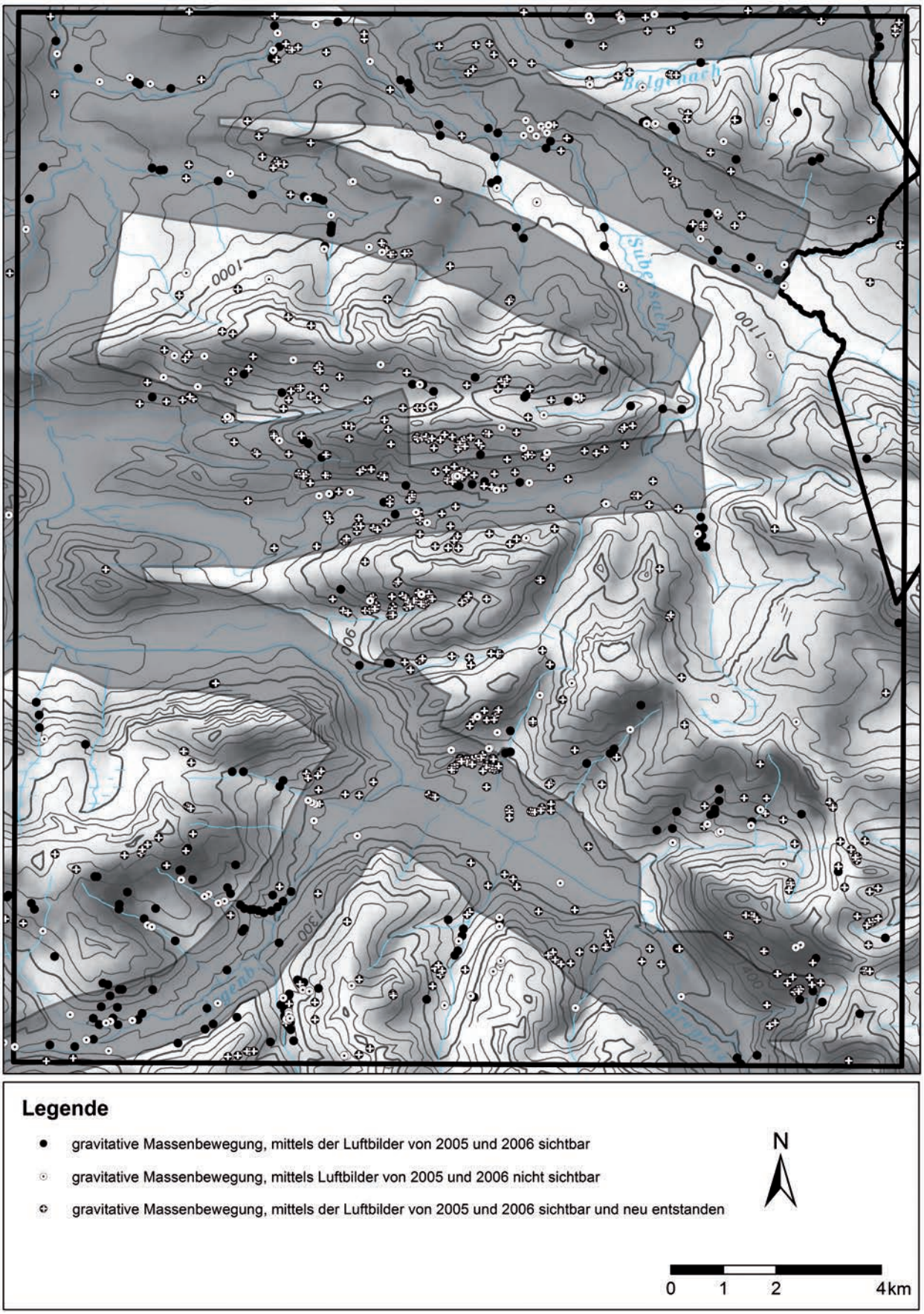
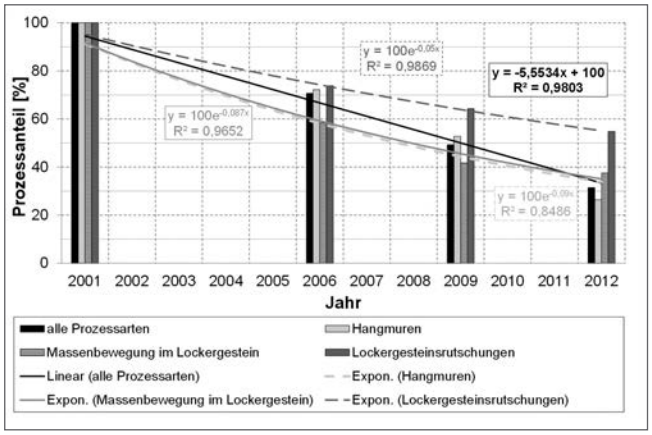
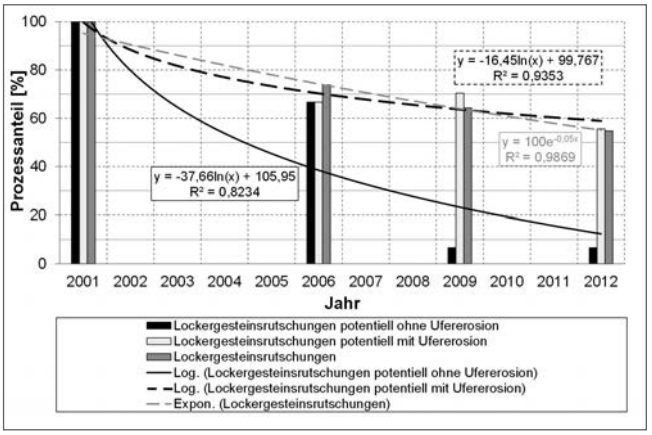


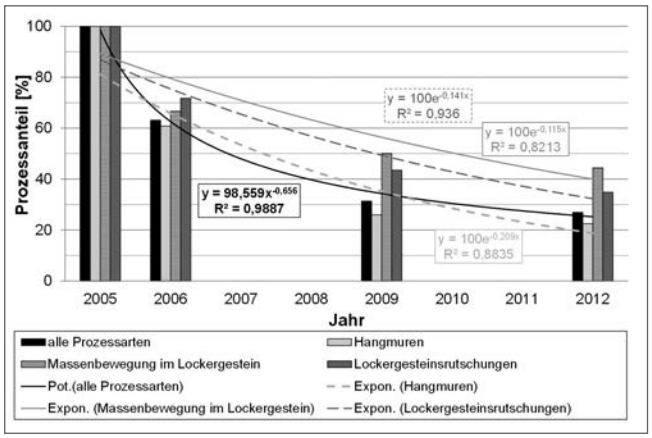
Abb. 14.
In den verfügbaren Luftbildern der Jahre 2005 und 2006 im Bereich des Kerngebietes (schwarze Umgrenzung) identifizierte und verortete gravitative Massenbewegungen (Summe: 789), mit den im Zeitraum 2005 bis 2006 neu entstandenen, sichtbaren gravitativen Massenbewegungen (Summe 557) und mit jenen, die *nicht* in den Luftbildern von 2005 und 2006 im Kerngebiet sichtbar sind (Summe: 152). Grau hinterlegter Bereich: Bereich der verfügbaren Luftbildserie des Jahres 2005. Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.



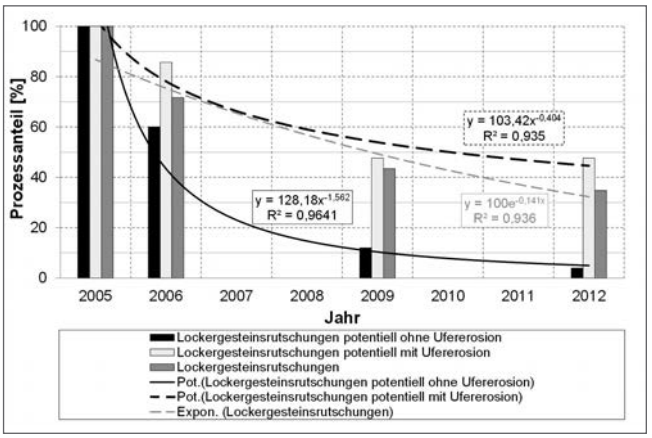
a) Abnahme des Anteils aller Prozesse und der Anteile von verschiedenen Prozessarten, die im Luftbild von 2001 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien von 2006, 2009 und 2012 noch als solche identifiziert werden konnten.



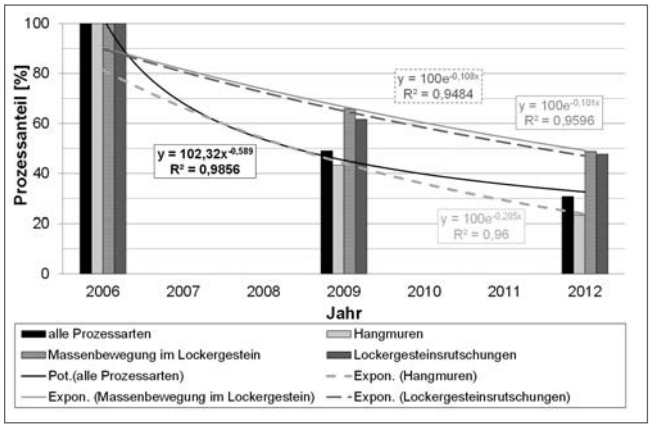
b) Abnahme der Anteile von verschiedenen Gruppen von Lockergesteinsrutschungen, die im Luftbild von 2001 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet sichtbar waren und identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien von 2006, 2009 und 2012 noch sichtbar waren und als solche identifiziert werden konnten.



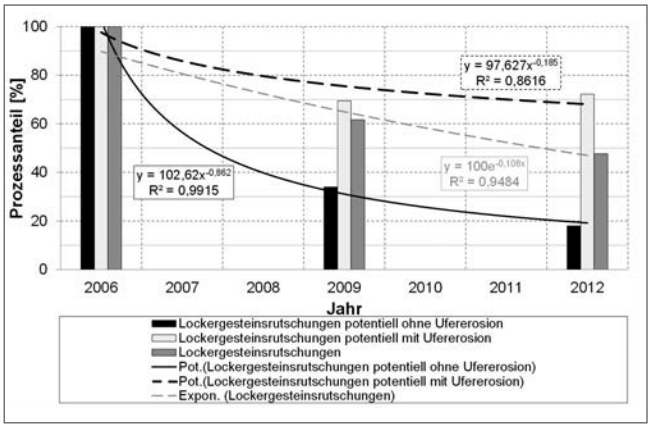
c) Abnahme der Anteile von verschiedenen Prozessarten, die im Jahr 2005 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet sichtbar waren und identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien noch sichtbar waren und als solche identifiziert werden konnten. Achtung: Hierbei handelt es sich um eine Auswertung der Prozessinformationen, die im Bereich partiell vorhandener Luftbilder erzielt wurden. Es handelt sich hierbei nicht um einen repräsentativen Bereich des hier untersuchten Kerngebietes.



d) Abnahme der Anteile von verschiedenen Gruppen von Lockergesteinsrutschungen, die im Luftbild von 2005 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet sichtbar waren und identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien von 2006, 2009 und 2012 noch sichtbar waren und als solche identifiziert werden konnten.



e) Abnahme der Anteile von verschiedenen Prozessarten, die im Jahr 2006 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet sichtbar waren und identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien noch sichtbar waren und als solche identifiziert werden konnten.



f) Abnahme der Anteile von verschiedenen Gruppen von Lockergesteinsrutschungen, die im Luftbild von 2006 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet sichtbar waren und identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien von 2009 und 2012 noch sichtbar waren und als solche identifiziert werden konnten.

Abb. 15.
Mittels der Luftbildserien 2001, 2005 und 2006 erstmals identifizierte Prozessarten und deren jeweilige Prozessanteile, die mittels zeitlich folgender Luftbildserien noch identifiziert werden können.

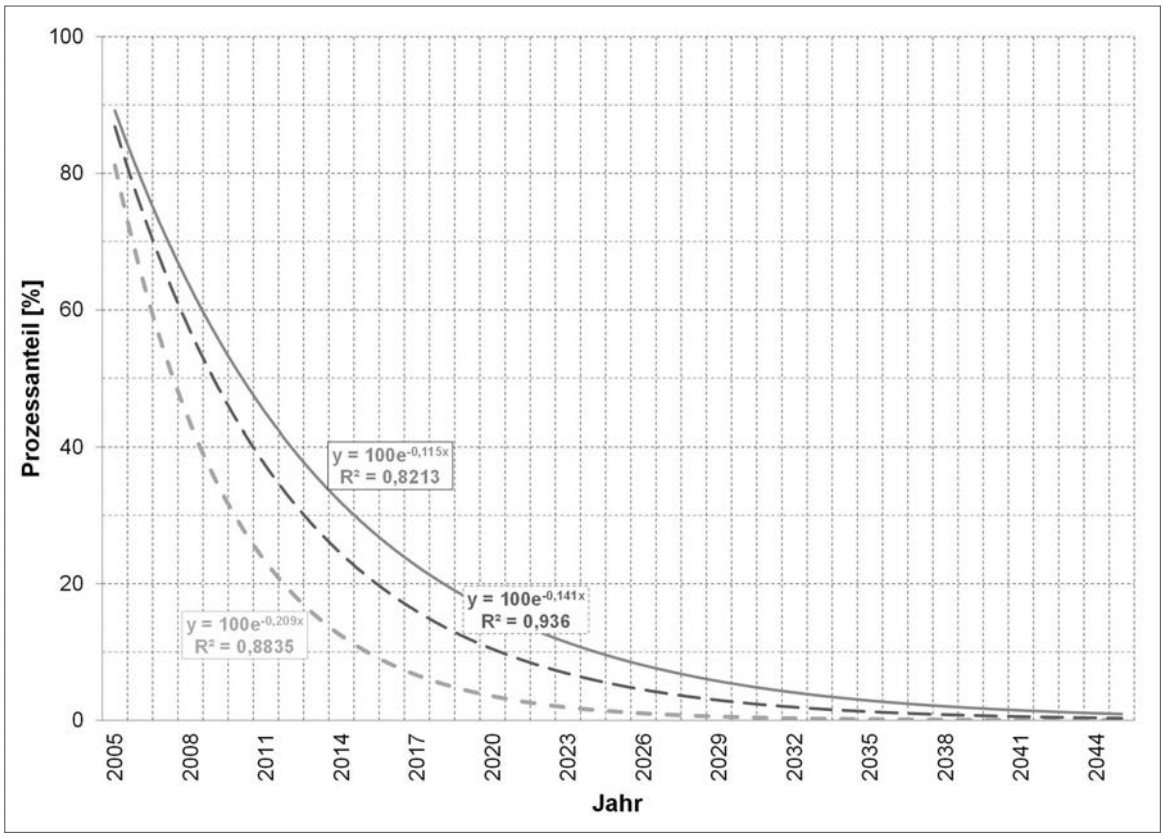


Abb. 16.
Zeitlich extrapolierte Abnahme der Anteile von verschiedenen Prozessarten (rot: Hangmuren, orange: Lockergesteinsrutschungen, grün: Massenbewegungen im Lockergestein) die im Jahr 2005 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien noch als solche identifiziert werden konnten.

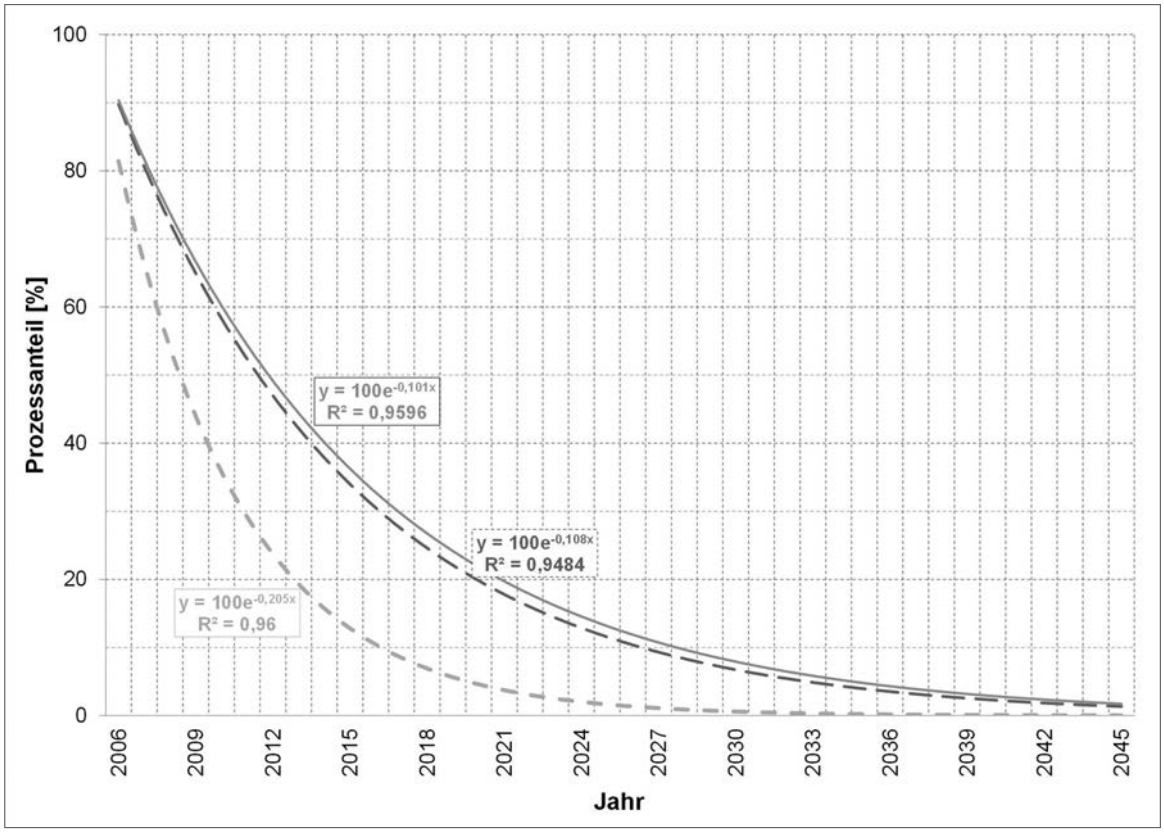


Abb. 17.
Zeitlich extrapolierte Abnahme der Anteile von verschiedenen Prozessarten (rot: Hangmuren, orange: Lockergesteinsrutschungen, grün: Massenbewegungen im Lockergestein) die im Jahr 2006 erstmals im mittels multitemporaler Luftbildauswertung untersuchten Kerngebiet identifiziert werden konnten, und in den folgenden Luftbildserien noch als solche identifiziert werden konnten.

zeitnahe Luftbilder vorhanden sind. Bereits wenige Jahre reichen aus, dass viele dieser Prozesse nicht mehr sichtbar sind, so dass sehr unvollständige und zufällige Prozessinventare resultieren. Insbesondere nach regionalen Rutschungskatastrophen sollten daher möglichst bald und möglichst flächendeckend neue Luftbilder erstellt werden.

Mittels der erzielten Ergebnisse lassen sich auch Trends für die zeitliche Abnahme der Anteile identifizierbarer Prozessgruppen und Prozessarten kalkulieren (Abb. 16, 17). Sofern dies zulässig ist, können sich basierend auf diesen Trends näherungsweise dahingehend Aussagen ergeben, nach wie vielen Jahren nur noch sehr wenige oder keine Prozesse mehr identifizierbar wären. So hat sich beispielsweise für die in der Luftbildserie von 2005 erstmals sichtbaren Prozesse im Lockergestein ergeben, dass von den Hangmuren bereits 2015 nur noch 10 % und etwa 2030 keine mehr identifizierbar wären, während hinsichtlich der Lockergesteinsrutschungen und Massenbewegungen im Lockergestein ein Anteil von 10 % noch 2020 bzw. 2025 identifizierbar wäre. Nach etwa 30 Jahren wäre fast kein Prozess mehr identifizierbar. Eine vergleichbare Relation hat sich auch basierend auf jenen Prozessen ergeben, die in der Luftbildserie von 2006 erstmals identifiziert wurden (Abb. 14).

Extraktion von Prozessdaten hoher Qualität für Modellrechnungen

Hinsichtlich der Verwendung von Prozessdaten für Modellrechnungen, beispielsweise hinsichtlich der Erzeugung von Prozessdispositionskarten, ist es sehr wichtig, die Daten einer Qualitäts- und Eignungskontrolle zu unterziehen.

Unter Qualitätskontrolle wird in diesem Zusammenhang verstanden, dass die Prozessdaten unter Einbeziehung der Aspekte

- relative Identifzierungsgüte (Luftbildqualität, Abschattungen etc.) und
- relative Lagegenauigkeit, auf einen Maßstab bezogen

hinsichtlich ihrer Qualität beurteilt werden.

Hingegen wird in diesem Zusammenhang unter Eignungskontrolle verstanden, dass die Prozessdaten unter Einbeziehung der Aspekte

- vorliegende Informationen zu prozessdisponierenden Faktoren (Straßen/Wege, potenzielle fluviatile Ufererosion),
- Relevanz eines Prozesses hinsichtlich der Modellierung prozessspezifischer Dispositionskarten (-> Identifizierte der Prozessart/Gruppe) sowie
- Relevanz eines Prozesses hinsichtlich ereignisbezogener Modellrechnungen

hinsichtlich fragestellungsorientierter Modellrechnungen geeignet sind.

So konnte beispielsweise seitens der GBA basierend auf bisher durchgeführten Modellrechnungen zwecks Erzeugung prozessorientierter Dispositionskarten abgeleitet werden, dass all diese Aspekte neben der Anzahl und Dichte der Prozessdaten einen bedeutsamen Einfluss auf die Modellergebnisse haben können.

Vor diesem Hintergrund wurden die mittels multitemporaler Luftbildauswertung erzielten Prozessdaten einer hierarchischen Qualitäts- und Eignungskontrolle unterzogen, in dem Schrittweise all jene Prozesse aus dem gesamthaft erzielten Datensatz entfernt wurden, die geringe Qualität und eine nur eingeschränkte Eignung für gezielte Fragestellungen aufweisen (Abb. 18).

Im Folgenden wird kurz auf die einzelnen Schritte dieser Datenkontrolle eingegangen:

1) Zunächst werden all jene Daten extrahiert, die sich im Modellgebiet (Kerngebiet im Bregenzerwald) befinden. Hierbei handelt es sich um 789 Prozesse.

2) Aufgrund kumulativer Datenunsicherheiten (schlechter Bildqualität, Teilabschattungen, teilweiser Abbildung im Luftbild und relativ schlechter Verortungsgenauigkeit) wurden aus dem sich unter 1.) ergebenden Datensatz weitere 134 Prozesse eliminiert. Demzufolge haben 655 Prozesse eine hohe Datenqualität. Der sich so ergebende Datensatz mit hoher Qualität ist für Modellrechnungen hinsichtlich prozess-, ereignis- und auslöserunabhängiger Fragestellungen geeignet.

3) In einem weiteren Schritt wurden all jene Prozesse aus dem Datensatz eliminiert (n = 153), die potenziell nicht allein aufgrund hanghydrologischer Prozesse ausgelöst wurden. Hierbei handelt es sich um jene Prozesse,

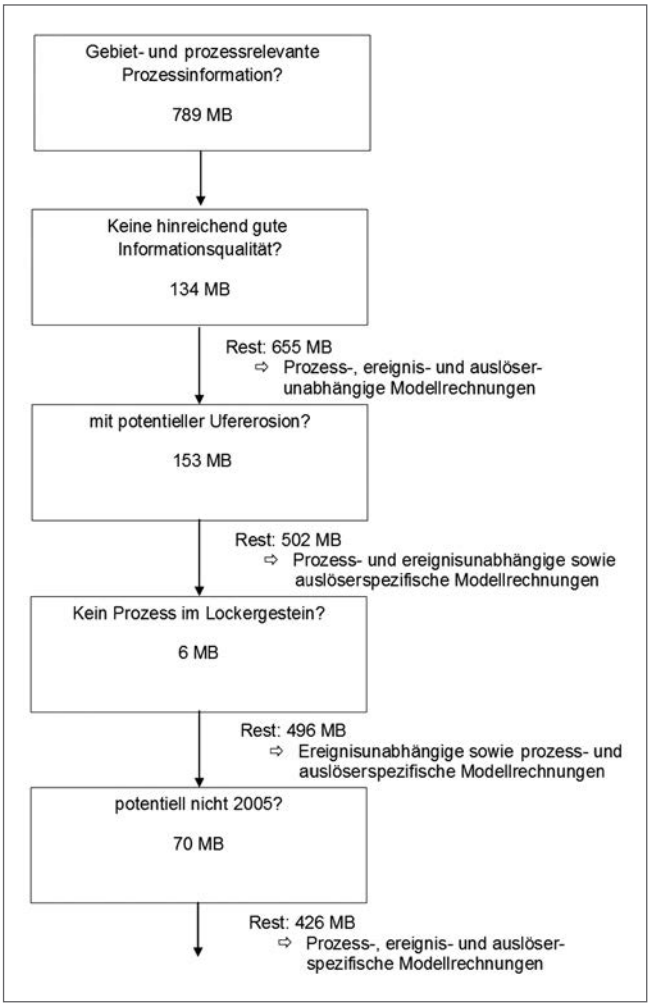


Abb. 18.
Hierarchische Qualitäts- und Eignungskontrolle der mittels multitemporaler Luftbildauswertung im Kerngebiet erzielten Prozessdaten hinsichtlich der Verwendung für Modellrechnungen zwecks Erzeugung von (ereignisspezifischer) Dispositionskarten für Massenbewegungen (MB) im Lockergestein.

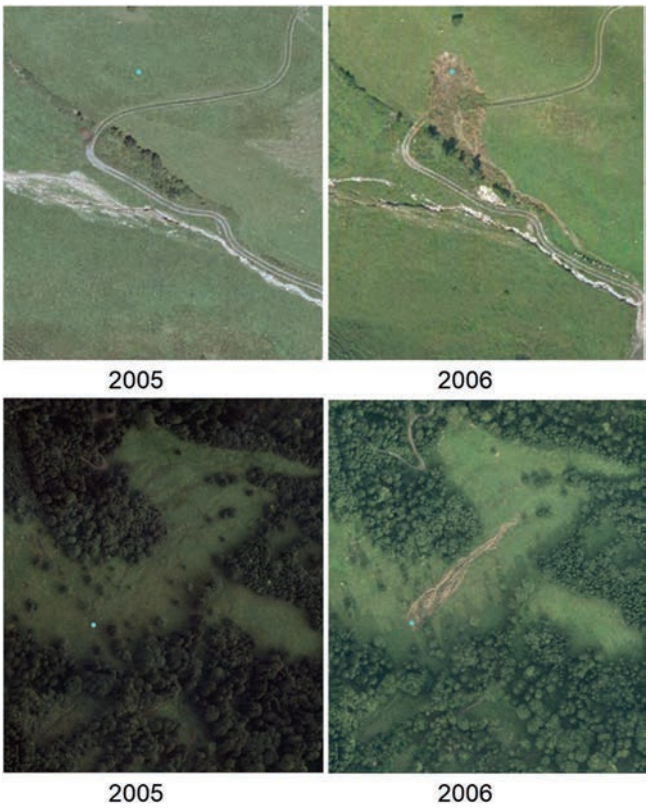


Abb. 19.
Vergleich der Luftbilder von 2005 (links) und 2006 (rechts) und dadurch identifizierte Prozesse, die erst nach dem Datum des Luftbildes von 2005 entstanden sind. Es handelt sich somit um Prozesse, die potenziell nicht aufgrund des Niederschlagsereignisses entstanden sind, die zur überregionalen Katastrophe im August 2005 führten. Abbildungen oben: Im Bereich Ahornenvorsäß westlich von Au; Abbildungen unten: Im Bereich der Gopfalpe südlich Reuthe. Quelle der Luftbilder: WMS-Service der Vorarlberger Landesregierung.

deren Prozessräume sich im Nahbereich von Gerinnen befinden (überwiegend auf Grabenflanken), die somit potenziell durch fluviatile Ufererosion ausgelöst wurden.

Der sich so ergebende verbleibende Datensatz (n = 502) mit hoher Qualität ist für Modellrechnungen hinsichtlich prozess- und ereignisunabhängiger sowie auslöserspezifischer Fragestellungen geeignet.

4) In weiterer Folge werden all jene Prozesse extrahiert, bei denen es sich relativ sicher ausschließlich um gravitative Massenbewegungen im Lockergestein handelt (n = 496).
   Demnach handelt es sich bei 6 Informationen um unsichere Prozessinterpretationen (z.B. Massenbewegung allgemein), oder es wurden Massenbewegungen im Festgestein identifiziert (z.B. Festgesteinsrutschung).
   Der sich so ergebende verbleibende Datensatz (n = 496) mit hoher Qualität ist für Modellrechnungen hinsichtlich ereignisunabhängiger sowie prozess- (Massenbewegungen im Lockergestein) und auslöserspezifische (Hanghydrologie) Fragestellungen und Zielsetzungen geeignet.

5) In einem letzten Schritt werden all jene Prozessinformationen extrahiert, die eine Prozessentstehung im Kontext zum überregionalen Katastrophenereignis im August 2005 annehmen lassen. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass all jene Prozesse aus dem Datensatz eliminiert werden, die einerseits bereits in älteren Luftbildern identifiziert wurden. Es handelt sich demnach um Prozesse, die bereits vor dem Ereignis existierten und fallweise durch das Ereignis reaktiviert wurden. Andererseits sind auch all jene Prozesse aus dem Datensatz zu entfernen, die erst nach dem Ereignis im August entstanden sind. Dies ist deshalb wichtig, da die Luftbilder vom August 2005 nur für einen Teilbereich des betrachteten Gebietes existieren und der andere verbleibende Teilbereich des Gebietes mittels der Luftbilder von 2006 beurteilt werden muss. Es ist anzunehmen, dass dort auch junge, frische Prozesse identifiziert werden, die aber nicht im zeitlichen Kontext zum überregionalen Ereignis vom August 2005 stehen. Dies wird dadurch bestätigt, dass in jenem Bereich, wo beide Luftbildserien existieren, 5 Prozesse jüngeren Datums als August 2005 identifiziert wurden (Abb. 19). Deren Anteil ist jedoch an der gesamthaften Prozessanzahl im Bereich der Luftbilder von 2005 gering (2,3 %). Unter der Annahme eines vergleichbaren Prozessanteils für jenen Bereich, für den nur die Luftbilder von 2006 existieren, ergibt sich eine hinsichtlich des Entstehungsdatums fehlinterpretierte Summe von 5 weiteren Prozessen. Aufgrund des geringen Anteils kann aber die dadurch entstehende Unsicherheit für die Modellergebnisse eher vernachlässigt werden.

Der sich so ergebende verbleibende Datensatz (n = 426, Abb. 20) mit hoher Qualität ist für Modellrechnungen hinsichtlich prozess-, ereignis- und auslöserspezifischer Fragestellungen und Zielsetzungen geeignet.

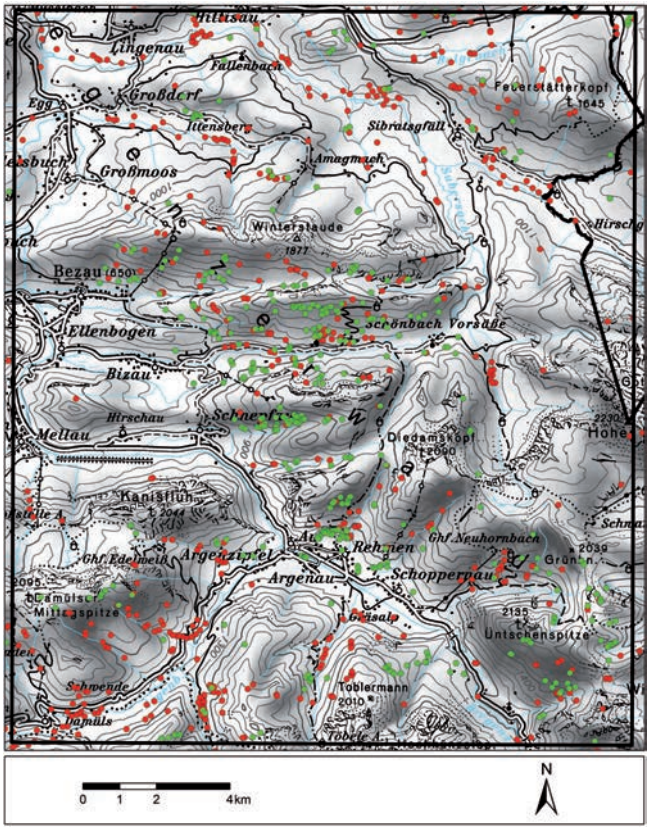


Abb. 20.
Mittels Qualitäts- und Eignungskontrolle identifizierte Prozessdaten, die für eine prozessorientierte Modellierung ereignisspezifischer Dispositionskarten hoher Qualität von hinsichtlich hanghydrologisch bedingter gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein geeignet sind (grüne Punkte) oder nicht geeignet sind (rote Punkte). Quelle von DHM, Landesgrenzen und Situation: BEV ©.

Eine Unterscheidung von prozessspezifischen und -unspezifischen sowie auslöserspezifischen und -unspezifischen Datensätzen ist deshalb sehr bedeutsam, da in Abhängigkeit von der Prozessart und dem lageabhängigen Prozesskomplex naturgemäß auch unterschiedliche Standortfaktoren und auslösende Faktoren bedeutsam sind. Für diese Faktoren sind deshalb bestenfalls auch Parameter-Daten und Parameter-Karten in die Modellrechnung einzubeziehen, so dass auch potenziell prozessorientierte Dispositionskarten modelliert werden. Ebenso ist eine Unterscheidung von ereignisspezifischen Prozessdaten dann bedeutsam, wenn Niederschlagskarten als zeitlich triggernde Faktoren in eine Modellrechnung integriert werden.

Schlussfolgerungen und Diskussion

Mittels der gesamthaft bisher durchgeführten Luftbildauswertungen konnten 3.019 gravitative Massenbewegungen in Vorarlberg identifiziert und verortet werden. Hierbei handelt es sich vornehmlich um gravitative Massenbewegungen im Lockergestein i.w.S. (gesamt 92 %). Hieran haben Hangmuren (n = 1.506), Lockergesteinsrutschungen (n = 962) und gravitative Massenbewegungen im Lockergestein i.e.S. (n = 282) den größten Anteil.

Im Gegensatz zu durchgeführten Studien in anderen Regionen Österreichs, im Rahmen derer im Gelände kartierte Informationen vorlagen (z.B. Gasen-Haslau, Klingfurth), hat sich mittels der bisherigen Luftbildauswertungen ergeben, dass der Anteil jener Prozesse sehr klein ist (7,5 %), für welche die Straßen und Wege als bedeutsamer Standortfaktor oder gar indirekt auslösender Faktor (Ableitung von Oberflächenwasser) wahrscheinlich sind. Dies ist möglichweise in der Methodik der Luftbildauswertung begründet, da kleinere und/oder ältere Forstwege und Straßen im Luftbild aufgrund der Abschirmung durch Vegetation nicht erkannt werden.

Es wurde auch eine gesonderte Auswertung der auf Basis der Luftbilder von 2006 erzielten Ergebnisse vorgenommen, da sich diese dann auf landesweit konform verfügbare Luftbilder bezieht. So wurden jene Prozesse nicht berücksichtigt, die im Bereich des untersuchten Kerngebietes

- mittels älterer Luftbilder identifiziert wurden, aber aufgrund von Lichtabschattungen und/oder Abschirmungen der Vegetation oder vergänglicher Prozessphänomenologie in den Luftbildern von 2006 nicht identifiziert werden konnten, bzw.
- erst mittels jüngerer Luftbilder als Prozesse jüngeren Datums identifiziert wurden.

Dadurch wurden insbesondere jene Prozesse identifiziert, die im Zuge der überregionalen Katastrophe im August 2005 entstanden sind. Dies bestätigt sich durch die räumliche Verteilung der so erzielten Prozessinformationen (n = 2.532), da die Prozessinformationsdichte im Bereich der im August 2005 betroffenen Katastrophenregionen im nördlichen Landesgebiet deutlich höher ist. Eine vergleichbare Verteilung ergibt sich auch für die mittels der Luftbildstreifen von 2005 erzielten Prozessinformationen (n = 1.053). Hierbei handelt es sich aber teilweise um redundante Prozessinformationen (n = 713), so dass aufgrund der nicht langfristig geplanten Befliegungen zwecks Erzeugung von zur Katastrophe im August 2005 zeitnahen Luftbildern 340 Prozesse zusätzlich identifiziert und verortet werden konnten.

Somit wurden etwa 63 % der Prozesse nur mittels der Luftbilder von 2006 (man bedenke die flächendeckende Verfügbarkeit der Luftbilder), etwa 12 % der Prozesse nur mittels der Luftbilder von 2005 und etwa 25 % der Prozesse mittels beider Luftbildserien identifiziert.

Diese Ergebnisse machen deutlich, dass insbesondere durch zu regionalen Katastrophen zeitnahe Luftbilder die Anzahl identifizierbarer Prozesse aufgrund der im Allgemeinen noch deutlichen Prozessphänomenologie sehr erhöht werden kann und dies somit zu einem tendenziell vollständigen Prozesskataster führen kann.

Multitemporale Luftbildauswertungen in einem Kerngebiet im Bereich des Bregenzerwaldes bestätigen zusätzlich, dass dort die Anzahl der mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse deutlich größer ist als jene, welche mittels aller anderen Luftbildserien zusammen erzielt wurde. Obwohl die Luftbilder von 2005 nicht flächendeckend zur Verfügung standen, ist der Anteil jener Prozesse recht groß, die nur in dieser Luftbildserie sichtbar waren, allerdings ist auch der Anteil nicht sichtbarer Prozesse recht groß.

Der Anteil jener Prozesse, die nur in einer Luftbildserie identifiziert werden konnten, beträgt immerhin 36,7 %, wobei hierbei die Anteile der zur überregionalen Katastrophe im August 2005 zeitnahen Luftbilder von 2005 und 2006 besonders groß sind (11,5 % und 15,7 %). Dies unterstreicht, dass auch eine Auswertung möglichst vieler Luftbildserien unterschiedlichen Datums sehr wichtig ist. Auch der Vergleich der erzielten Prozesssumme beider Luftbildserien mit jener, welche mittels aller Luftbildserien erzielt wurde, zeigt, dass 152 Prozesse aus unterschiedlichen Gründen (Abschattungen, Überschirmungen, vergängliche Prozessphänomenologie) nicht identifiziert würden, wenn nicht alle anderen Luftbildserien auch ausgewertet worden wären.

Am Beispiel der durchgeführten Auswertungen konnte ferner aufgezeigt werden, dass möglichst viele Luftbildserien unterschiedlichen Datums auch eine zeitliche Eingrenzung des Zeitraumes der Prozessentstehung ermöglichen. So hat sich beispielsweise im bearbeiteten Kerngebiet ergeben, dass 70 % (Summe: 557) der gesamthaft mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 identifizierten Prozesse (Summe: 789) erstmalig mittels dieser Luftbilder identifiziert werden konnten. Es handelt sich somit um potenziell neu entstandene Prozessräume. Bei etwa 30 % handelt es sich demnach um ältere Prozesse, die aufgrund ihrer progressiven Entwicklung und/oder dauerhaft sichtbaren Prozessphänomenologie auch in diesen Luftbildern sichtbar sind.

Von den 557 Prozessen, welche mittels der Luftbilder von 2005 und 2006 erstmals identifiziert wurden, sind 369 Prozesse nur in diesen Luftbildern sichtbar. Dies bedeutet, dass etwa 47 % der im Kernbereich gesamthaft identifizierten Prozesse nicht erfasst worden wären, wenn es die zur überregionalen Katastrophe zeitnahen Luftbilder nicht gegeben hätte. Hierbei handelt es sich vornehmlich um flachgründige Prozesse im Lockergestein (Hangmuren: ca. 78 %; Lockergesteinsrutschungen: ca. 14 %) mit eher ver-

gänglicher Prozessphänomenologie. Insgesamt unterstreichen die Ergebnisse zusätzlich die Wichtigkeit von Luftbildern, die kurz nach regionalen Katastrophen erzeugt wurden.

Ein weiteres Potenzial multitemporaler Luftbildauswertungen ist, dass Aussagen zur zeitlichen Abhängigkeit der Identifizierbarkeit von Prozessen möglich sind, indem beispielsweise die potenzielle Dauer der Identifizierbarkeit der Prozesse abgeleitet wird. So hat sich beispielsweise für jene Prozesse ergeben, die erstmals in der Luftbildserie von 2001, 2005 oder 2006 sichtbar waren, dass bereits nach wenigen Jahren ein recht großer Prozessanteil (insbesondere viele der flachgründigen Prozesse im Lockergestein) nicht mehr identifiziert werden kann. Auf Basis von Luftbildauswertungen resultieren dann sehr unvollständige und zufällige Prozessinventare. Insbesondere nach regionalen Rutschungskatastrophen sollten daher möglichst bald und möglichst flächendeckend neue Luftbilder erstellt werden.

Basierend auf eigenen bisher durchgeführten Ereignisdokumentationen im Feld und den Erkenntnissen im Rahmen der Luftbildauswertungen der vorliegenden Studie lassen sich folgende Vor- und Nachteile für diese beiden Erkundungsmethoden hinsichtlich gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein formulieren:

- Neben dem erheblich größeren Zeitaufwand der Geländeerhebung besteht bei dieser auch ein wesentlicher Nachteil hinsichtlich der Verortungsgenauigkeit und räumlichen Abgrenzung der Prozesse. Dies kann mittels der Luftbildauswertung wesentlich genauer erfolgen, insofern Luftbilder existieren, in denen die Prozessphänomenologie noch deutlich sichtbar und abgrenzbar ist.
- Darüber hinaus besteht ein Nachteil der Geländeerhebung darin, dass Prozesse in entlegenen und nicht gut einsehbaren Gebietsbereichen häufig nicht erfasst werden. Dort werden mittels Luftbildauswertung im Allgemeinen mehr Prozesse erfasst.
- Ein wesentlicher Vorteil von Geländeerhebungen ist, dass diese unabhängig von der zeitlichen Zufälligkeit existierender Luftbilder zeitnah zu bekannten bedeutsamen Ereignissen zumindest partiell durchgeführt werden können (für größere Gebiete ist dies jedoch mit einem entsprechend größeren Zeitaufwand verbunden, so dass dann vielerorts nicht von einer zeitnahen Geländeerhebung ausgegangen werden kann). Dort werden dann mehr Prozesse identifiziert und die Prozessräume besser räumlich abgegrenzt, als dies mittels nicht zeitnaher Luftbilder möglich ist.
- Ein weiterer Vorteil der Geländeerhebungen besteht darin, dass auch jene Prozesse erfasst werden können, die mittels Luftbildauswertung aufgrund der Abschirmung durch Vegetation und/oder Abschattungen nicht oder nur rudimentär erfasst werden können.
- Nicht zuletzt ist ein weiterer großer Vorteil der Geländeerhebung im Vergleich zur Luftbildauswertung, dass über den Nachweis der Existenz eines Prozessraumes hinaus mittels Geländeerhebung detaillierte Informationen zum Prozess (Prozessart, Größe) und zu den Standortfaktoren (z.B. Gesteinsart, Gefügedaten, Vegetation, Topografie) erhalten werden, während man sich diesbezüglich im Rahmen der ausschließlichen Luftbildauswertung auf die Luftbildinformationen und andere allgemein verfügbare Daten (z.B. Geologische Karte, Landnutzungskarte, ALS-Daten) stützen muss.

Im Kerngebiet wurde eine Qualitäts- und Eignungskontrolle der erzielten Prozessdaten hinsichtlich ihrer Verwendung für Modellrechnungen zwecks Erzeugung von Prozessdispositionskarten durchgeführt. Hierdurch hat sich ergeben, dass lediglich 46 % des ursprünglichen Datensatzes für Modellrechnungen relevant ist, mit Hilfe derer prozess- und ereignisspezifische Dispositionskarten hoher Qualität erzeugt werden können.

Literatur

Amt der Vorarlberger Landesregierung (2006): Das Starkregen- und Hochwasserereignis des August 2005 in Vorarlberg. – Bericht des Amtes der Vorarlberger Landesregierung, 58 S., Feldkirch.

Chung, C.J. & Fabbri, A.G. (2003): Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. – Natural Hazards, **30**, 451–472, Dordrecht (Springer).

Markart, G., Perzl, F., Kohl, B., Luzian, R., Kleemayr, K., Ess, B. & Mayerl, J. (2007): 22. und 23. August 2005 – Analyse von Hochwasser- und Rutschungsereignissen in ausgewählten Gebieten Vorarlbergs. – BFW-Dokumentation, Schriftenreihe des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, **5**/2007, 48 S., Wien–Innsbruck.

Tilch, N., Schwarz, L. & Winkler, E. (2011): Einfluss der Prozessdatenqualität auf die mittels Neuronaler Netze, logistischer Regression und heuristischer GBA-Methode erstellten Dispositionskarten hinsichtlich spontaner gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein und die Ergebnisvalidierung. – Poster im Rahmen des Geoforums Umhausen, 20./21.10.2011, Niederthai.

Tilch, N., Schwarz, L. & Winkler, E. (2013): Gefahren(hinweis) karten für gravitative Massenbewegungen (Hangrutschungen und Hangmuren) – Herausforderungen, Limitierungen, Chancen. – Ber. Geol. B.-A., **100**, 47–53, Wien.

Eingelangt: 7. Mai 2014, Angenommen: 22. Mai 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 41–70 | Wien, Dezember 2014

Petrografie und ausgewählte technische Eigenschaften von Inschriftenträgern aus dem römischen Tempelbezirk auf dem Pfaffenberg bei Carnuntum

Nina Gadermayr[1], Hans Kurzweil[2] & Walter Strasser[3]

43 Abbildungen, 14 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 61 Hainburg an der Donau

Sedimentologie
Petrologie
Geophysik
Hydrogeologie
Leithakalk
Badenium
Sarmatium
Pannonium

Inhalt

Zusammenfassung . . . 42
Abstract . . . 42
Einleitung . . . 42
Geologische Rahmenbedingungen . . . 44
Der Leithakalk . . . 45
Untersuchungskonzept . . . 47
Einleitende Arbeiten . . . 47
Makroskopische Beurteilung von Inschriftenträgern . . . 47
Probenahme . . . 49
Tätigkeiten im Gelände . . . 49
Sedimentpetrografischer Untersuchungsteil . . . 51
Mikroskopische Untersuchungen . . . 51
Röntgendiffraktionsanalytik . . . 56
Zusammengefasste Ergebnisse . . . 58
Gesteinskundlich-technischer Untersuchungsteil . . . 59
Spaltzugfestigkeit . . . 59
Ultraschallanalytik . . . 60
Kapillare Saugfähigkeit . . . 60
Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck . . . 62
Gesteinsdichte und Gesteinsporosität . . . 62
Hygrische Dehnung . . . 63
Bestimmung des thermischen Ausdehnungskoeffizienten . . . 64
Zusammengefasste Ergebnisse . . . 65
Ergänzende technische Gesteinsprüfungen . . . 66
Architektonisches Baumaterial: Druckfestigkeit . . . 66
Haldenfunde: Schleifabrieb nach Böhme . . . 66
Zusammenfassende Beurteilung der Untersuchungsergebnisse . . . 67
Quellenverzeichnis . . . 70
Literatur . . . 70
Normen und Richtlinien . . . 70

1 Nina Gadermayr: Hammer-Purgstall-Gasse 3, 1020 Wien. nina.gadermayr@gmx.at
2 Hans Kurzweil: Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. johannes.kurzweil@univie.ac.at
3 Walter Strasser: TPA – Gesellschaft für Qualitätssicherung und Innovation GMBH, Polgarstraße 30, 1220 Wien. walter.strasser@tpaqi.com

Zusammenfassung

Grundsätzliches Ziel dieser Arbeit war es, ausgewählte Fragmente von Inschriftenträgern aus dem römischen Tempelbezirk auf dem Pfaffenberg bei Carnuntum petrografisch zu charakterisieren, Aussagen zur Herkunft und Qualität der zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten abzuleiten und in Verbindung mit der Erarbeitung technischer Parameter auch eine Art von Datenbank für Restauratoren zu schaffen, als Grundlage beispielsweise für Restaurierungen im Rahmen von Denkmalpflege. Nach makroskopischer Sichtung von ca. 650 Inschriftenfragmenten konnten diesen insgesamt fünf Arten von Leithakalk zugeordnet werden, die durch Korngrößenverteilung, Sortierung im Kornaufbau, Strukturen und andere Gesteinsmerkmale deutlich unterschieden sind. Detaillierte Beschreibungen dieser Gesteinstypen erfolgten anschließend auf mikroskopischem und röntgenanalytischem Wege. Aussagen zum Entstehungsbereich der Leithakalke konnten vor allem unter Einbindung mikrofazieller Untersuchungen gemacht werden, wonach diese in einem flachen Schelfmeer, im Bereich der Fazieszonen 6, 7 und 8 nach WILSON (1975) entstanden sind. Die genaue Herkunft der für die Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten konnte nicht eindeutig festgelegt werden. Die festgestellten sedimentpetrografischen, aber auch technischen Kennwerte der untersuchten Materialarten sprechen dafür, dass die benötigten Gesteine aus der näheren Umgebung von Carnuntum, insbesondere aus den Hainburger Bergen und aus Wolfsthal stammen. Die Kennwerte gesteinstechnischer Eigenschaften vermitteln interessante Informationen über die Qualität der genützen Gesteinsarten und lassen vorsichtige Schlüsse auf ihre selektive Verwendung zu. Wegen mangelnder Probenverfügbarkeit an Inschriftenträgern wurden ergänzende gesteinstechnische Untersuchungen auch an architektonischem Baumaterial etc. durchgeführt und Übereinstimmung mit den an den Inschriftenträgern ermittelten Eigenschaften gefunden.

Die zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten sind hauptsächlich als poröse, weiche Kalksteine bzw. Kalksandsteine zu bewerten. Nachteilig auf die Beständigkeit dieser Gesteine wirken sich manche, für ihre Bearbeitung vorteilhafte Eigenschaften aus, wie geringe Festigkeit oder hohe Porosität. Ein weiterer Nutzen dieser Arbeit ist schließlich im Wissen um spezifische Eigenschaften der verwendeten Gesteine für Aufgaben im Rahmen von Denkmalpflege zu sehen. Die erarbeiteten Daten sollten für Restauratoren im Zuge anfallender Konservierungsmaßnahmen bzw. bei der Auswahl geeigneter Gesteine für Ausbesserungszwecke eine wesentliche Grundlage sein, um diesbezügliche Aufgaben erfolgreich durchzuführen.

Petrography and selected technical characteristics of epigraphic tablets from the Roman temple precincts at the top of Pfaffenberg situated nearby Carnuntum, Lower Austria

Abstract

The aim of this study was to investigate petrographic properties of selected fragments of epigraphic tablets from the Roman temple precincts from the top of the Pfaffenberg nearby Carnuntum, Lower Austria. In addition to the collection of data on provenance and qualities of the rocks used to produce epigraphic tablets, technical parameters of these materials also have been acquired to establish a kind of database for restorers supporting monument preservations. After examination of about 650 tablet fragments, five types of the so called "Leithakalk" have been distinguished according to their grain size distribution, sorting, structures and other rock forming characteristics. In addition, more detailed investigations have been carried using microscopic and X-ray diffraction analytical methods. Concerning the formation of "Leithakalk", the shelf sea facial zones 6, 7 and 8 have been specified according to WILSON (1975), particularly based upon microfacies analyses. The exact origin of the rocks used for these epigraphic tablets could not be determined. However, petrography and also the technical characteristics of the investigated rocks indicate a source from the nearby surrounding of Carnuntum. Furthermore, technical data can also be used to get information on the particular building use of different rock materials.

Due to the lack of adequate sizes to test specimens following official instructions, supplementary investigations of architectural building material have been carried out. The results were equivalent to those obtained from studied tablets. The rock types used to produce our research objects are mainly porous and even soft limestones or calcareous sandstones. Low strength and/or high porosity are generally considered negative material properties for alteration resistance. However, they can be very helpful for manual processing of rock materials. The knowledge of the specific properties of the "Leithakalk" helps to meet requirements for monument preservations.

Einleitung

Die antike Stadt Carnuntum verdankt ihre historische Bedeutung zweifellos ihrer strategisch günstigen Lage am Schnittpunkt von Bernstein- und Limesstraße, im Bereich der heutigen Gemeinden von Petronell-Carnuntum und Bad Deutsch-Altenburg im Osten Niederösterreichs. War der Donaulimes von großer militärischer Wichtigkeit, so verschaffte zum anderen die Lage an der Bernsteinstraße Carnuntum große wirtschaftliche Vorteile. Diese führten letztlich zur Entwicklung Carnuntums zur antiken Hauptstadt der römischen Reichsprovinz Oberpannonien und gleichzeitig zu einem der wichtigsten Militärstützpunkte am Donaulimes (JOBST, 1996).

Zur Blütezeit im 3. Jahrhundert nach Christus lebten in der *Colonia Septima Aurelia Antoniniana Carnuntum* etwa 50.000 Einwohner. Die Stadt war zu dieser Zeit ein Zentrum römischer Lebenskultur und ein Treffpunkt der Kulturen (www.carnuntum.co.at). Tempelbezirke, Amphitheater

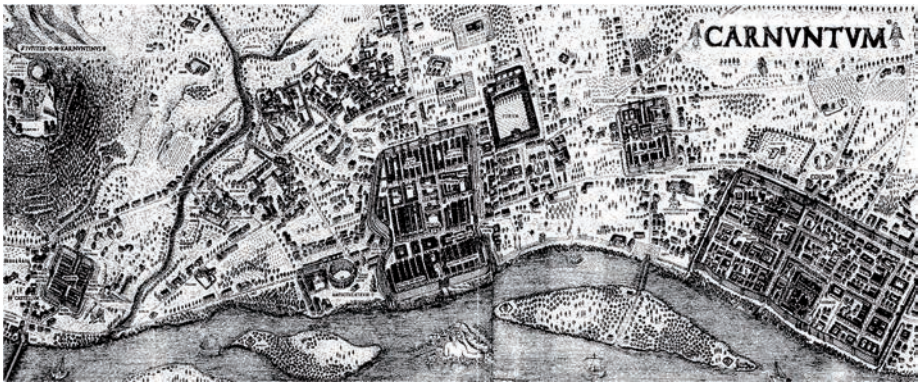


Abb. 1.
Idealisierte Rekonstruktion der Provinzhauptstadt Carnuntum (3. Jahrhundert nach Christus); Kartenentwurf: Werner Jobst, Suzanna Szentes (JOBST, 1998).

und andere Kulturdenkmäler gaben der Stadt ein prächtiges Aussehen, würdig einer der bedeutendsten Metropolen des römischen Imperiums (Abb. 1). Ein bevorzugtes Areal für die Anlage solcher Kulturdenkmäler war der Pfaffenberg im Ortsgebiet von Bad Deutsch-Altenburg (Abb. 2). Er spielte in der Antike die Rolle eines Stadtberges von Carnuntum.

Auf dieser landschaftlich so charakteristischen, heute durch einen Steinbruch zerstörten Anhöhe war für die Architekten und Baumeister des pannonischen Heeres der ideale Platz, ein zentrales Provinzheiligtum zu errichten. Es wurde dem Gott *Jupiter Optimus Maximus Carnuntinus* geweiht und diente auch als offizielle Verehrungsstätte des römischen Kaiserkultes (Jobst, 1978, 1992; Piso, 2003). Errichtet wurde dieser Tempelbezirk in der 1. Hälfte des 2. Jahrhunderts nach Christus, mit einer umfangreichen Ausstattung von Altären, einem Tempel, Kultstatuen, einem Kulttheater, verschiedenen Denkmälern und anderen Heiligtümern.

Verfall und gewaltsame Zerstörung in der Spätantike führten dazu, dass von der gesamten Anlage auf dem Pfaffenberg nur mehr Bruchstücke erhalten blieben. Den unansehnlichen Gebäuderelikten des ehemaligen Tempelbezirks wurde bis um die Mitte des 20. Jahrhunderts kaum Aufmerksamkeit gewidmet, auch sind archäologische Forschungstätigkeiten deshalb ausgeblieben. Erst als durch die rasante Entwicklung des immer größer werdenden Steinbruchs von Bad Deutsch-Altenburg (Hollitzer Baustoffwerke) eine akute Gefährdung des Ruinengeländes erkannt wurde und eine Zerstörung dieses Areals unmittelbar bevorstand, wurden überstürzt Grabungsarbeiten zur Freilegung und Bergung verschiedener Fundstoffe eingeleitet (Piso, 2003).

Es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, den Verlauf der Rettungsarbeiten und die damit verbundene Freilegung von Baudenkmälern des größten bisher auf dem Boden Pannoniens bekannten Heiligtums für Jupiter Optimus Maximus zu kommentieren. Feststeht, dass im Zuge des Fortschreitens dieser Tätigkeiten ein nie vermuteter Umfang an archäologischen Kostbarkeiten entdeckt werden konnte. Diese Vielfalt an Funden und Freilegungen im Tempelbezirk führte sogleich zur Inangriffnahme umfangreicher wissenschaftlicher Forschungstätigkeit (Piso, 2003). Ein diesbezügliches Aufarbeitungsprogramm sah eine Gliederung der wissenschaftlichen Arbeiten nach bestimmten Themenschwerpunkten vor, wobei neben Architektur, Weihaltären, Skulpturen u.a. den aufgefundenen Inschriften besondere wissenschaftliche Aufmerksamkeit zuteil wurde (Mayr, 2003).

Es mag Zufall sein, aber es entspricht auch einer gerne eingehaltenen Vorgangsweise im Rahmen solch umfangreicher und komplexer archäologischer Forschungsprogramme, nämlich die Bearbeitung und Interpretation des inschriftlichen Materials an den Beginn der Untersuchungstätigkeit zu stellen, um mit den sich einstellenden Ergebnissen allen anderen am Gesamtprojekt beteiligten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern ein richtungsweisendes Instrument zur Erleichterung ihrer Forschungstätigkeit zur Verfügung zu stellen (Piso, 2003). Diese ebenso anspruchsvolle wie schwierige Aufgabe, die zum Teil sehr schlecht erhaltenen Inschriftenfunde des Tempelbezirks zu bearbeiten, wurde von Ioan Piso, einer international anerkannten Persönlichkeit auf dem Gebiet der lateinischen Epigraphik, übernommen.

Abb. 2.
Römischer Tempelbezirk am Pfaffenberg, kurz vor seiner Zerstörung durch den Steinbruchbetrieb; Flugaufnahme, generell Blickrichtung SE (Mayr, 2003).

Die Veröffentlichung der Ergebnisse dieser umfassenden und so ausgezeichneten Forschungsarbeit erfolgte im Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften: Jobst Werner (Hrsg.) - Werner Jobst „Das Heiligtum des Jupiter Optimus Maximus auf dem Pfaffenberg/Carnuntum, Band 1“ - Band 1: Ioan Piso: Die Inschriften, Reihe: Der römische Limes in Österreich, Band 41, 2003.

Die aus den Arbeiten von Piso am Inschriftenmaterial gewonnenen Erkenntnisse förderten das wissenschaftliche Interesse an diesem Forschungsgebiet (Abb. 3) und führten in der Folge dazu, auch das mit dieser Thematik verbundene wissenschaftliche Umfeld in Forschungsaktivitäten einzubinden. Diese betrafen u.a. materialkundliche Untersuchungen an den Inschriftenträgern im Tempelbezirk.

In seinen Ausführungen hat Piso (2003) zwar generell auf die als Inschriftenträger genützten Gesteinsarten verwiesen. Weiterführende materialspezifische Aspekte nach der Art und Herkunft der Gesteine blieben dabei aber unberührt, weil mit seinen Forschungsarbeiten interdisziplinäre Betrachtungsweisen, insbesondere im Hinblick auf die Einbindung der Natur- bzw. Erdwissenschaften, nicht verknüpft waren. Dieser, aus naturwissenschaftlicher Sicht etwas einseitigen Betrachtung der Inschriftenträger, sollte mit der Durchführung nach nachstehend beschriebenen Untersuchungen begegnet werden.

Anknüpfend an diverse Vorarbeiten wurde dieses Projekt (NA 42/F-2000 „Petrologie der Inschriftentafeln auf dem Pfaffenberg“) vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung (Baudirektion, Abteilung Allgemeiner Baudienst-Geologischer Dienst) finanziell unterstützt. Ziel und Zweck dieser Arbeit war es, Aussagen zur Herkunft und Qualität der zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten zu erstellen und, in Verbindung mit der Erarbeitung technischer Parameter, auch eine Grundlage für Restauratoren zu schaffen, beispielsweise für Restaurierungen im Rahmen von Denkmalpflege.

Die Untersuchungen erfolgten an vom Museum Carnuntinum zur Verfügung gestellten Forschungsobjekten. Sie wurden im Wesentlichen an dem zu diesem Zeitpunkt benannten Institut für Geologische Wissenschaften an der

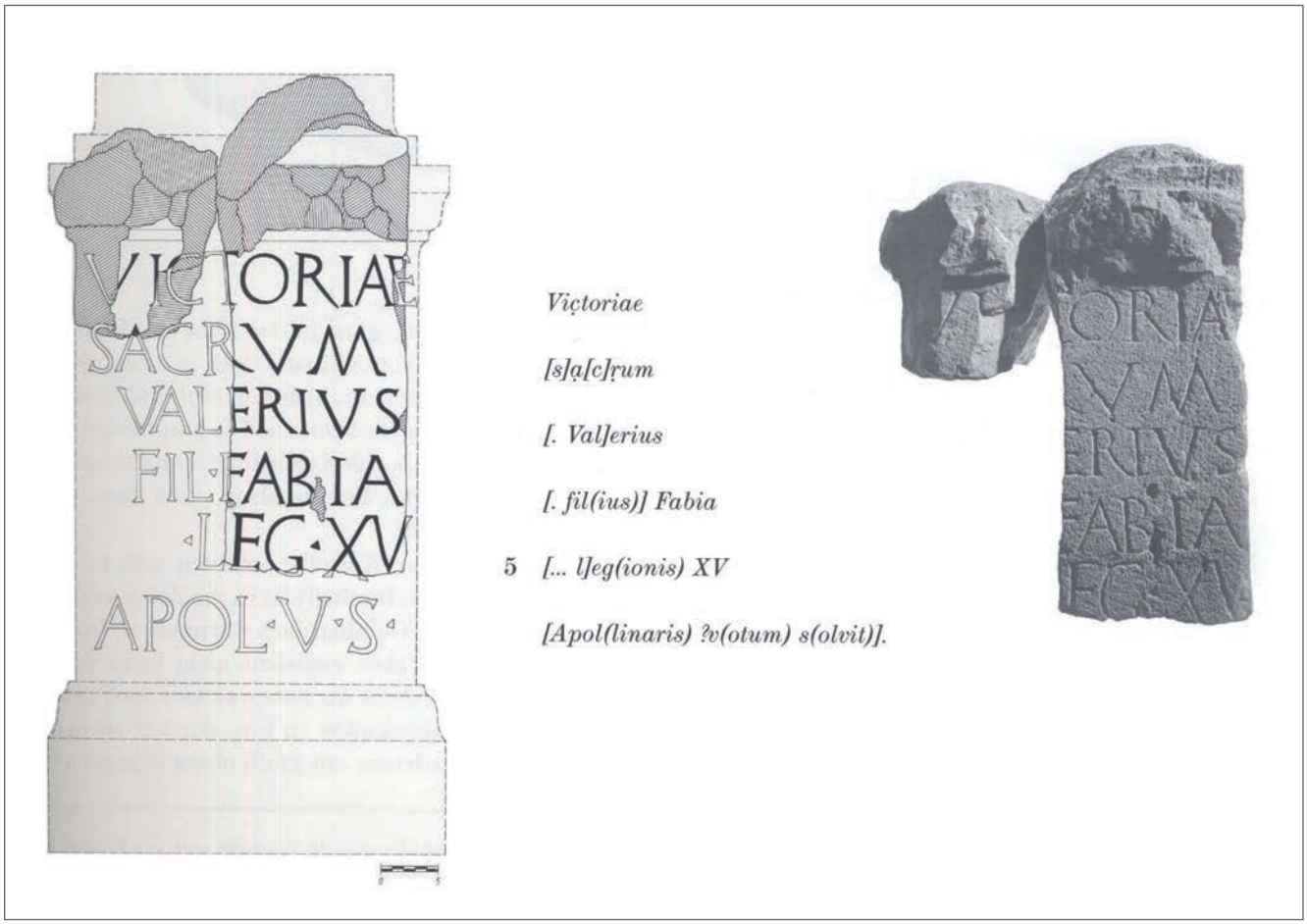


Abb. 3.
Inschriftenbeispiel aus PISO (2003): Altar oder Basis aus Kalksandstein, Zwei Fragmente aus dem Amphitheater/Tribüne (rechts) mit Rekonstruktionsversuch (links).

Universität Wien durchgeführt. Zur Bestimmung der nachgenannten technischen Parameter erwies sich eine Kooperation mit der TPA – Gesellschaft für Qualitätssicherung und Innovation GMBH, als besonders wertvoll und erfolgreich.

Geologische Rahmenbedingungen

Wie aus Abbildung 2 ersichtlich, befand sich der durch den Steinbruchbetrieb zerstörte Pfaffenberg aus geologischer Sicht im Bereich der Nordwest-Abdachung der Hainburger Berge, die, am Ostrand des Wiener Beckens gelegen, die morphologische Fortsetzung des Leithagebirges darstellen.

Geologisch gesehen bestehen die Hainburger Berge aus einem mächtigen Kern aus kristallinen Schiefern mit kleineren Intrusivkörpern aus Granit bis Granodiorit. Dieser Komplex wird von permomesozoischen Gesteinen umhüllt und in weiterer Folge von einer mitteltriadischen Karbonatgesteinsserie überlagert (Abb. 4). Über den Kalken und Dolomiten dieser Abfolge liegt transgressiv Leithakalk, der bereits im Zeitalter der Römer in groß angelegten Steinbrüchen zwischen Pfaffenberg (331 m), Hundsheimer Berg (480 m) und dem sogenannten Hexenberg, im Bereich des Südhanges des Hundsheimer Berges, abgebaut wurde. Über dem Leithakalk sind vor Ort schließlich lithologisch

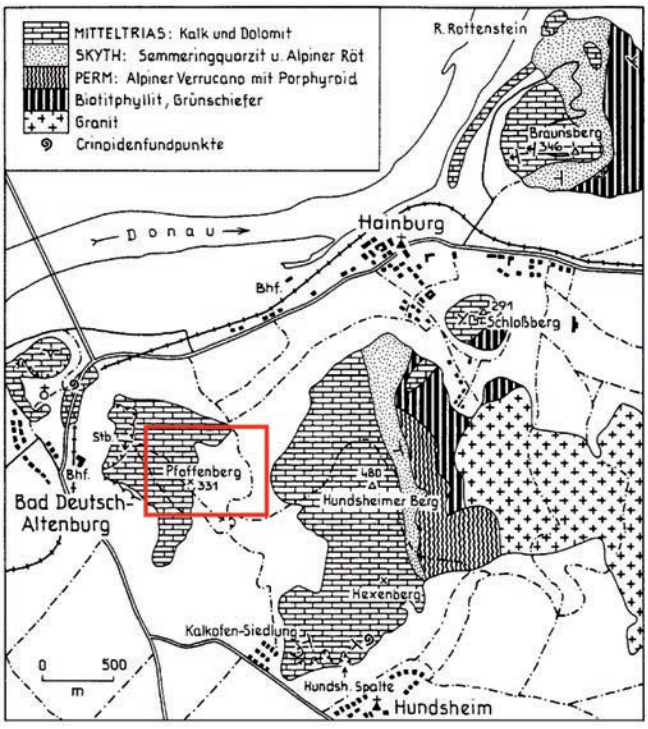


Abb. 4.
Geologische Skizze der Hainburger Berge (TOLLMANN, 1977: Abb. 28, nach SPENDLINGWIMMER).

unterschiedlich zusammengesetzte sarmatische und pannonische Ablagerungen verbreitet (WESSELY, 1958, 1961). Pleistozäne Schotter und Löss bilden den Abschluss dieses generellen Sedimentationsprofils.

Eine etwas weiter führende Gliederung der genannten Einheiten nach lithologischen Aspekten sieht nach den vorhandenen Unterlagen im kristallinen Kern der Hainburger Berge grundsätzlich durch Metamorphose bedingte Unterschiede in den hier verbreiteten Gesteinsarten (TOLLMANN, 1977; SCHNABEL, 2002).

Der höher metamorphe Anteil dieses kristallinen Kerngebietes besteht überwiegend aus Paragneisen (Oligoklas führende Zweiglimmergneise), Glimmerschiefern (Granat und Staurolith führend) und quarzitischen Glimmerschiefern, während in einer schwächer metamorph ausgeprägten Serie die zugehörenden Gesteinsarten aus Biotitphylliten, sandigen Schiefern, Grünschiefern sowie aus Kalksilikathornfelsen zusammengesetzt sind. Die als Intrusivkörper innerhalb der Schiefer beschriebenen sauren Intrusivgesteine liegen in den Wolfsthaler Bergen und am Teichberg bei Hainburg in Form von pegmatitisch bzw. aplitisch durchzogenen, fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergraniten bis Granodioriten vor. Ihr geologisches Alter ist als variszisch ausgewiesen. Die Lithologie der über dieser Kernformation entwickelten permomesozoischen Hülle ist deutlich umfangreicher variiert (Abb. 4). Sie umfasst insbesondere im Gebiet um den Braunsberg (346 m) und im Süden von Hainburg „Alpinen Verrucano“ in Form von Phengitschiefern und Serizitphylliten mit gelegentlichen Einschaltungen von Porphyroid. Mächtig entwickelt sind hier vor allem Ablagerungen aus der Untertrias, die als gut geschichteter Semmeringquarzit, mit rötlicher, hellvioletter bis hellgrüner Farbe, häufig mit Einschaltungen von Quarzkonglomeratlagen und Tonschiefern des „Alpinen Röt“ verbunden sind.

Über diesen tieferen Hüllgesteinen befindet sich der bekannte, mächtige, mitteltriadische Karbonatgesteinskomplex, dessen dunkelgraue, geschichtete Dolomite sowie die hellen dolomitischen Kalke mit untergeordneten Brekzien den Rohstoff für den Steinbruchbetrieb in Bad Deutsch-Altenburg darstellen.

Im Hangenden dieser Basis aus kristallinem Kern und den permomesozoischen Hüllgesteinen folgen dann neogene Ablagerungen, die vor Ort am östlichen Rande des Wiener Beckens ebenfalls durch eine beträchtliche Bandbreite an verschiedenen Sedimentgesteinsarten charakterisiert sind. Die stratigrafische Gliederung des Neogen im Bereich des Wiener Beckens ist, unter besonderer Berücksichtigung des gegenständlchen Untersuchungsgebietes, in Tabelle 1 dargestellt.

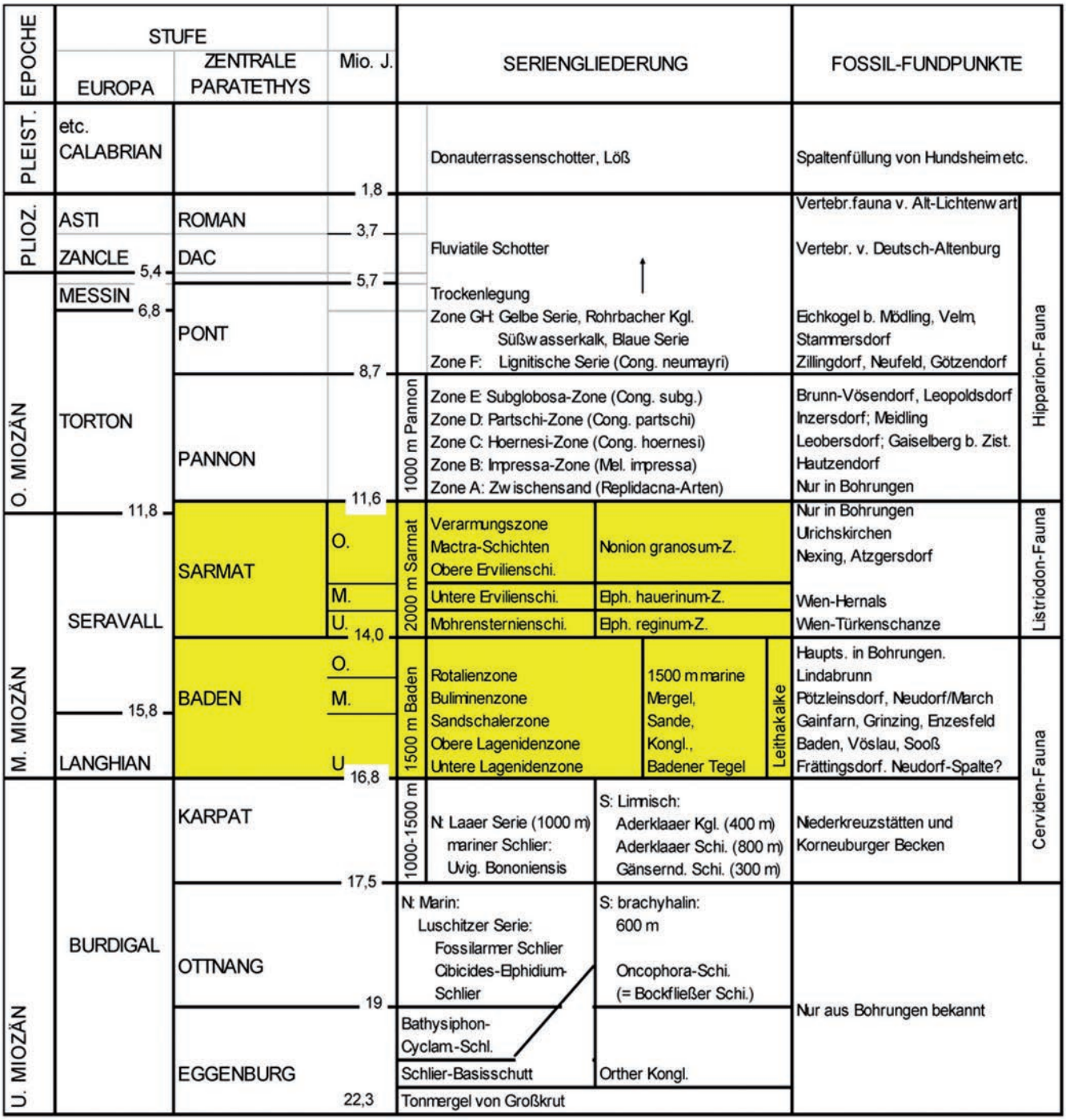
Das Wiener Becken als eigenständiger Sedimentationsraum erreichte im mittleren Badenium im Zuge einer kräftigen Dehnungsphase seine heute vorliegende geometrische Ausbildung. Durch die Aktivität von Bruchsystemen, in Verbindung mit einer sich einstellenden, spezifischen Beckenmorphologie, kam es zur Entwicklung faziell deutlich gegliederter Sedimentarten, die vor allem längs der Randbereiche des Beckens durch größere Heterogenität in ihrer Zusammensetzung auffallen. Während im zentralen Beckenabschnitt überwiegend tonig-mergelige Sedimente auf ruhige, im Wesentlichen gleichbleibende Sedimentationsvorgänge verweisen, sind die Sedimentabfolgen an den Randlagen des Beckens durch wechselnde Ablagerungsverhältnisse vergleichsweise lokal geprägt und durch überwiegend grobkörnigere Ablagerungen, wie Konglomeraten, Sandsteinen, Sanden und auch dem Leithakalk gekennzeichnet. Die lithologischen Entwicklungen der Beckenrandlagen sind auch für das gegenständliche Untersuchungsgebiet zutreffend und für Carnuntum deswegen von großer Bedeutung, weil mit der Entstehung des Leithakalkes vor Ort der Baustoff seinen Ursprung hat, der von den Römern später zur Errichtung ihrer Provinzhauptstadt mit ihren Baudenkmälern bevorzugt wurde. In weiterer Folge änderten sich die Sedimentationsbedingungen im Wiener Becken wenig. Zwar setzten mit einer Aussüßung des Meeres allmählich Brackwasserverhältnisse ein, die Fazies des Sarmatiums ist lithologisch aber der des Badenium ähnlich und durch entsprechende Gesteinsformationen auch im Gebiet um Carnuntum belegt. Später, im Pannonium, sind Klimaschwankungen, in Verbindung mit Änderungen von Verdunstungsraten und Zuflussmengen aus dem Hinterland die Ursache für zunehmend wechselhafte Sedimentationsbedingungen mit vor Ort überwiegend feinkörnig, schluffig-tonigen Sedimenten. Diese und nachfolgend auf eiszeitliche Einflussnahmen zurückgehende fluviatile Ablagerungen haben für die gegenständliche Problematik aber keinerlei Bedeutung

Der Leithakalk

Bei den zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinen handelt es sich bis auf einige aus Marmor bestehende Inschriftenfragmente, die nicht Gegenstand dieser Untersuchungen waren, um Leithakalke, welche im Badenium und Sarmatium des Wiener und auch des Eisenstädter Beckens anzutreffen sind und petrografisch generell als helle, poröse Kalksteine und Kalksandsteine beschrieben werden (SCHNABEL, 2002).

Die Leithakalke können lithologisch grundsätzlich in „gewachsene“ und „detritär“ entstandene Kalkgesteinsarten gegliedert werden (JANOSCHEK, 1951).

„Gewachsene“ Leithakalke sind nach dieser Auffassung ursprüngliche Riffbildner, die im Wesentlichen aus Skelettfragmenten kalkabscheidender Rotalgen zusammengesetzt sind und oft noch Kolonie bildende Organismen in Lebendstellung erkennen lassen. Neben dieser Art von Abkömmlingen aus Biohermen sind längs der Beckenrandlagen häufig auch Leithakalke entwickelt, die aus einer Anhäufung umkrusteter Fremdkörper und fragmentierter Korallenäste bestehen und mit Schlamm, Sand und sonstigen Fossiltrümmern verkittet sind. Übergänge zwischen beiden Gesteinsarten sind weit verbreitet, auch zu konglomeratischen Einschaltungen, Sandsteinen oder Mergeln, dann meist nur mit untergeordneten Anteilen von Korallenschutt. „Detritäre“ Leithakalke bestehen aus stärker aufgearbeitetem Korallengrus, der gemeinsam mit Sand, Schlamm und Hartteilen anderer Organismen zu einem kompakten bis mürben Gestein verfestigt ist. Sie sind häufiger anzutreffen als die „gewachsenen“ Leithakalke und oft in Übergängen zu diesen. Zum Entwicklungszeitraum beider Gesteinsarten ist schließlich anzuführen, dass „gewachsener“ Leithakalk nur bis zum Ende des Badenium gebildet wurde, während „detritäre“ Leithakalke auch im Sarmatium und, zurücktretend, selbst im Pannonium verbreitet sind.



Tab. 1.
Stratigrafische Abfolge des Wiener Beckens nach TOLLMANN (Orginaltext 1985: 494). Der eingefärbte Bereich kennzeichnet die vor Ort gegebene stratigrafische Entwicklung.

Zur Frage der Einbindung bestimmter Leithakalkvorkommen in die baulichen Tätigkeiten von Carnuntum liegen bisher keine lithologisch bzw. technologisch begründeten Erkenntnisse vor. Beweisführungen dieser Art sind im Regelfall auch praktisch kaum möglich, da spezifische, nur auf bestimmte Bereiche zutreffende Materialeigenschaften an den Leithakalken kaum abzusichern sind. Diese Problematik konnte auch im Rahmen dieser Untersuchungen nicht zufriedenstellend geklärt werden, auch wenn durch die eingeschlagene Untersuchungsmethodik die Herkunft der für die Inschriftentafeln am Pfaffenberg verwendeten Leithakalke eingeengt werden konnte.

KIESLINGER (1949), der sich mit dem Baustein „Leithakalk“ in Wien als einer der ersten auseinander setzte, beschreibt zehn verschiedene Vorkommen von Leithakalk in Niederösterreich und dem Burgenland, deren Gesteine zum Bau des Stephansdoms in Wien verwendet wurden. Aus materialkundlicher Sicht kommen diese Gesteine grundsätzlich auch für die Herstellung von Inschriftentafeln auf dem Pfaffenberg in Betracht, da zwischen ihnen und den Vorkommen um den Tempelbezirk keine wesentlichen Materialunterschiede bestehen. Mitentscheidende Ausschließungsgründe für derartige Überlegungen – und das gilt wohl für alle von Carnuntum weiter entfernten Leithakalk-

vorkommen – sind dann sicherlich transporttechnische Beweggründe, die bei der Beurteilung nach dem Woher von Bau- und Dekorsteinen für das Heiligtum des Jupiter Optimus Maximus auf dem Pfaffenberg zu berücksichtigen sind.

Untersuchungskonzept

Nach den Vorstellungen zum Projektprogramm waren folgende Arbeitsstufen vorgesehen:

Einleitende Arbeiten mit den Schwerpunkten:

- Sichtung und makroskopische Beurteilung von Inschriftenträgern; Fotodokumentation und Scannen charakteristischer Materialflächen zur Archivierung auf Datenträgern.
- Probenahmen von Inschriftenträgern für sedimentpetrografische und technische Gesteinsanalysen.
- Geländebegehungen, einschließlich von Beprobungen und Fotodokumentationen im Bereich Carnuntum als Grundlage für herkunftsspezifische Zuordnungen der zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten.

Sedimentpetrografischer Untersuchungsteil betreffend:

- Mikroskopische Untersuchungen
- Röntgendiffraktionsanalytik
- Zusammengefasste Ergebnisse

Gesteinskundlich-technischer Untersuchungsteil mit den Schwerpunkten:

- Spaltzugfestigkeit
- Ultraschallanalytik
- Kapillare Saugfähigkeit
- Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck
- Gesteinsdichte und Gesteinsporosität
- Hygrische Dehnung
- Bestimmung des thermischen Ausdehnungskoeffizienten
- Zusammengefasste Ergebnisse

Ergänzende technische Gesteinsprüfungen betreffend:

- Architektonisches Baumaterial: Druckfestigkeit
- Haldenfunde: Schleifabrieb nach BÖHME

Ursprünglich war geplant, das Untersuchungsprogramm wesentlich umfangreicher zu gestalten und insbesondere Oberflächenprüfungen sowie Untersuchungen zur Frostbeständigkeit zu berücksichtigen. Im Zuge von Materialsichtungen und Beurteilungen zur Probenahme stellte sich jedoch sehr bald heraus, dass die für die Untersuchungen zur Verfügung gestellten Inschriftenfragmente nur in einzelnen Fällen den Erfordernissen bezüglich Probengröße entsprachen und damit ein wesentlicher Anteil der vorgesehenen technologischen Materialprüfungen (mechanische Oberflächenprüfung, Bohrfestigkeitsprofil, Pendelversuch, Sandfleckmethode, optische Oberflächenprüfung, Wasserabgabe bei verschiedenen Temperaturen, Frostbeständigkeitsprüfung) entfallen musste. Versuchsweise wurde der Schleifabrieb nach BÖHME und die Druckfestigkeit an vergleichbarem, architektonischem Baumaterial vom Pfaffenberg ermittelt. Weiters musste im Zuge sedimentpetrografischer Arbeiten auf Schwermineraluntersuchungen verzichtet werden, da die dafür benötigten Probemengen nicht annähernd zur Verfügung standen.

Einleitende Arbeiten

Makroskopische Beurteilung von Inschriftenträgern

Die makroskopische Sichtung von insgesamt ca. 650 Inschriftenfragmenten (Abb. 5, 6) erfolgte nach Farbe, Korngrößeninhalt, Sortierung im Kornaufbau, Strukturen und anderen Gesteinsmerkmalen, wie beispielsweise dem Fossilinhalt und auch dem Erhaltungszustand der Inschriftenträger. Damit konnte ein erster Überblick über die verwendeten Gesteinstypen und die zur Probenahme geeigneten Fragmente gewonnen werden.

Abb. 5.
Inschriftendepot in Bad Deutsch-Altenburg mit den in Kisten gelagerten Inschriftenfragmenten.

Abb. 6.
Zusammenstellung ausgewählter Inschriftenfragmente.

Zum Erhaltungszustand der Inschriftenträger ist generell anzumerken (Abb. 7), dass aufgrund von Vandalismus die Stücke zum Großteil stark zerbrochen sind (DAVIES, 1980) und zusätzlich einen variierenden Verwitterungsgrad aufweisen, der auf Dauer und Art von Lagerung im Boden zurückzuführen ist.

Bei dieser Sichtung konnten fünf Leithakalktypen den Inschriftenträgern zugeordnet werden:

(a) Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig, gelblich (Abb. 7):

Bei diesem Gestein handelt es sich um einen Kalksandstein mit sehr guter Partikelsortierung und einem hohen Porositätsgrad. Es besteht aus karbonatischen Materialanteilen und terrigenen Beimengungen, die überwiegend aus Quarz, untergeordnetem Feldspat und hellem Glimmer zusammengesetzt sind. Auffällig sind bei vielen Fragmenten deutliche „Stege“, aufgrund eines sedimentären Schichtgefüges, sowie die Ausbildung häufiger cm-großer „Rostflecken“. Das Gefüge dieses Kalksteintyps entspricht dem Endprodukt intensiver Sedimentaufbereitung sowie beträchtlichem Partikeltransport in seinem Bildungsmilieu. Nach dem genetischen Zuordnungsschema von WILSON (1975) entspricht diese Art von Leithakalk einem Foraminiferen reichen Grainstone der Fazieszonen 7 und 8, der im Bereich von Gezeitenbarren oder Lagunenkanälen gebildet wurde.

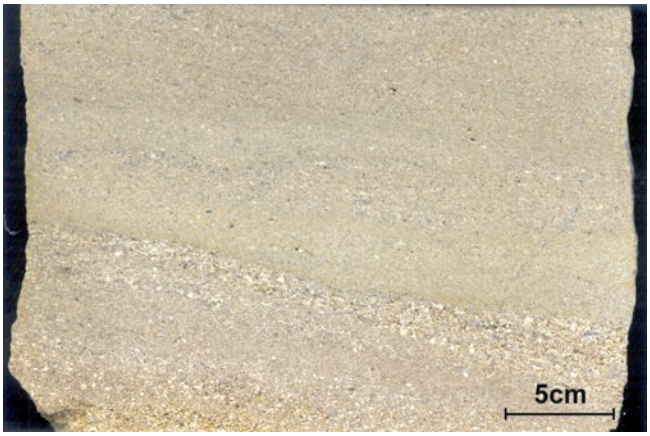


Abb. 7.
Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig, gelblich; weitere Details im Rahmen von Dünnschliffbeobachtung ausgewiesen.

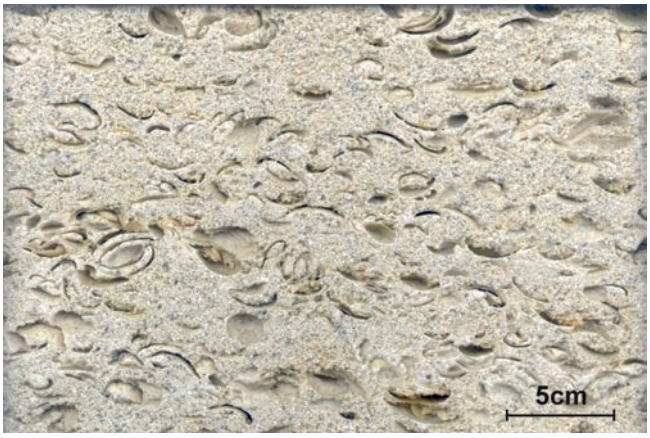


Abb. 8.
Fossilkalk, dicht; weitere Details im Rahmen von Dünnschliffbeobachtung ausgewiesen.

(b) Fossilkalk, dicht (Abb. 8):

Dieser Gesteinstyp beschreibt gegenüber dem erstgenannten einen sehr kompakten, dichten und meist hellgrauen Leithakalk zu dessen sichtbarem Mineralbestand Kalzit (Fossilreste) und Quarz vorrangig zählen. Nach WILSON (1975) wurde dieser Kalkstein den Fazieszonen 2 und 7 zugeordnet und entspricht damit dem Bildungsmilieu im Bereich von Schelflagunen mit offener Wasserzirkulation und Ruhigwasserbereichen unterhalb der normalen Wellenbasis.

(c) Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig (Abb. 9):

Bei diesem korngestützten Material handelt es sich um einen groben, schlecht sortierten Kalkrudit mit großer Variabilität hinsichtlich Gefüge, Farbe und Zusammensetzung. Unterschiede im Einregelungsgrad der Komponenten führen zu annähernd schichtigen, meist aber massig ausgebildeten Brekzien, auch sind nach dem Rundungsgrad der Gemengteile häufig Übergänge zu konglomeratischer Gesteinsausbildung gegeben. Das Bildungsmilieu dieses bioklastischen Grainstones ist im Hangbereich zum tieferen Wasser bzw. zum Schelfrand hin anzusetzen.

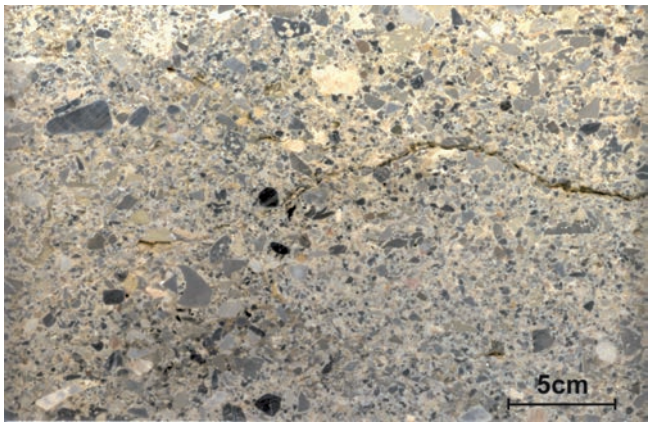


Abb. 9.
Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig; weitere Details im Rahmen von Dünnschliffbeobachtung ausgewiesen.

(d) Lithothamnienkalk (Abb. 10):

Kennzeichnend für diesen Kalkarenit sind gut erhaltene, weiße, bis dm-große, rundliche Rotalgennester, die in einer ansonsten fein- bis mittelkörnigen, grauen Grundmasse regellos verteilt sind. Bei den Bestandteilen dieser Grundmasse handelt es sich um feinzerriebene Biogenpartikel, gut sortiert und hochporös. Vereinzelt treten auch hier „Rostflecken“ auf. Nach dem genetischen Zuordnungsschema von WILSON (1975) ist es wiederum ein Foraminiferen reicher Grainstone der Fazieszonen 7 und 8, der im Bereich von Gezeitenbarren und Lagunenkanälen entstanden ist.

(e) Kalkoolith (Abb. 11):

Bei diesem Leithakalk handelt es sich um einen sehr gut sortierten, weitgehend aus Ooiden zusammengesetzten Gesteinstyp, der als Inschriftenträger auf dem Pfaffenberg nur in einem einzigen Fall diagnostiziert werden konnte. Ooide sind generell rundliche Körner mit einem Durchmesser von < 2 mm, die aus einer oder mehreren konzentrisch um einen Kern angeordneten Lamellen aufgebaut sind. Der Kern besteht oft aus einem karbonatischen Partikel oder einem Quarzkorn. Ein aus Ooiden aufgebautes Sediment-

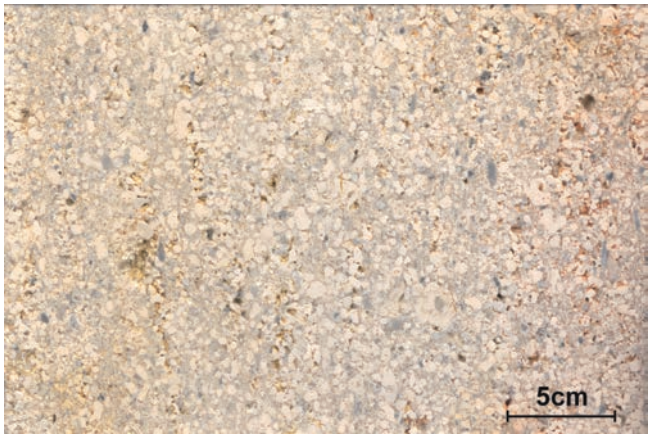


Abb. 10.
Lithothamnienkalk; weitere Details im Rahmen von Dünnschliffbeobachtung ausgewiesen.

gestein wird als Oolith bezeichnet (TUCKER, 1985). Oolithische Grainstones entstehen vorzugsweise in der bewegten Wasserzone von Gezeitenbarren („Ooid-Untiefen“) am äußeren Rand von Karbonatplattformen oder auch im lagunären Milieu. Nach WILSON (1975) handelt es sich um die Fazieszone 6, die diesen Kriterien entspricht.

Zwischen diesen deutlich differenzierten Leithakalktypen sind Übergangsentwicklungen häufig zu beobachten, wie auch manche Inschriftenträger erkennen lassen. Proben

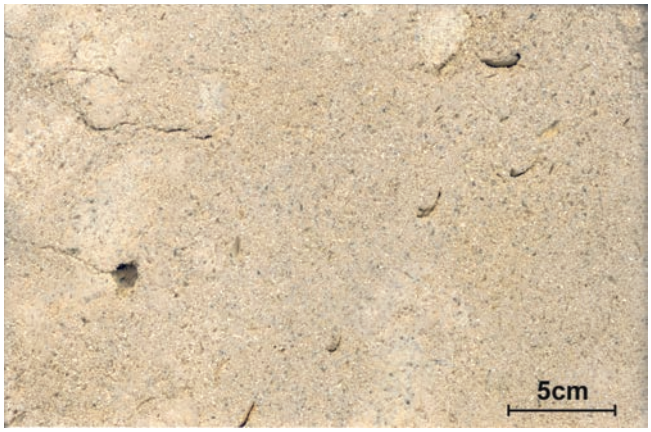


Abb. 11.
Kalkoolith; weitere Details im Rahmen von Dünnschliffbeobachtung ausgewiesen.

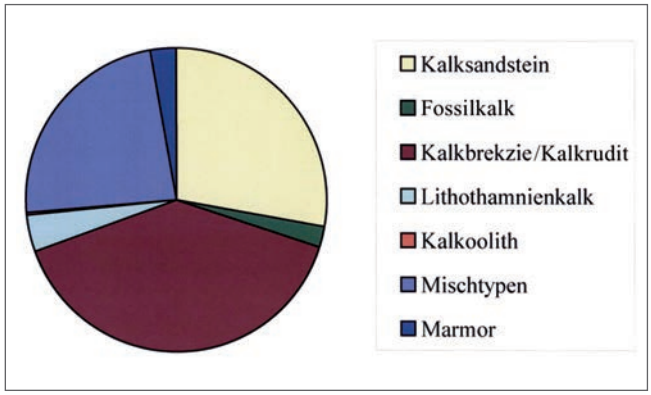


Abb. 12.
Grafik zu den makroskopisch als Inschriftenträger festgestellten Gesteinsarten.

dieser Art wurden dann als „Mischtyp“ eingestuft. Wie bereits erwähnt, liegt bei einigen Inschriftenfragmenten weißer Marmor als Trägermaterial vor. Diese Fragmente wurden im Rahmen dieses Untersuchungsprogramms nicht weiter begutachtet, da Mamorvorkommen in diesem Teil Pannoniens nicht vorhanden sind und es sich demnach um importiertes Bau- oder Dekormaterial handelt.

Eine mengenmäßige Erfassung der makroskopisch unterschiedenen Gesteinsarten ist aus Abbildung 12 bzw. aus Tabelle 2 ersichtlich.

Gesteinstyp	Anzahl in Stk.	%
Kalksandstein	182	28
Fossilkalk	15	2
Kalkbrekzie/Kalkrudit	259	39
Lithothamnienkalk	25	4
Kalkoolith	1	0,15
Mischtypen	155	24
Marmor	19	3
Summe	**656**	**100**

Tab. 2.
Prozentuelle Anteile der begutachteten Inschriftenfragmente.

Probenahme

Im Anschluss an die makroskopische Beurteilung von Inschriftenträgern erfolgten Probenahmen zur Durchführung der geplanten sedimentpetrografischen und technischen Gesteinsanalysen.

Im Einvernehmen mit dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abteilung für Kultur und Wissenschaft, Herrn Univ. Prof. Dr. Werner Jobst, und dem Restaurator und Bildhauermeister Erich Pummer, Rossatz, wurden Inschriftenfragmente ausgewählt, welche die festgestellten Gesteinstypen repräsentieren und für eine Beprobung geeignet waren. Die Durchführung der Probenahme oblag dem Restaurator. Die daraufhin für obiges Untersuchungsprogramm zur Verfügung gestellten Proben entsprachen dann Bohrkernen mit einem Querschnitt von 2,5 cm und einer Länge zwischen 1,8 und maximal 9,7 cm (Abb. 13). Auf die Problematik zur Vorgangsweise dieser Art von Probenahme für den angestrebten Untersuchungsumfang wurde bereits verwiesen. Es wird klar, dass nach dieser Vorgabe, selbst bei geringstmöglichem Probeeinsatz, zahlreiche der vorgesehenen Untersuchungen nicht vorschriftsgemäß durchgeführt werden konnten.

Tätigkeiten im Gelände

Geländebegehungen im Raum von Carnuntum mit angeschlossenen Beprobungen waren die Grundlage für herkunftsspezifische Zuordnungen der zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten. Bezüglich der Tempelanlage auf dem Pfaffenberg wurde davon ausgegangen, dass unmittelbar in der Nähe liegende Gesteinsvorkommen, nämlich am Pfaffenberg selbst, als Materialquelle verwendet wurden.

Römische Steinbrüche sind allerdings nicht nur aus dem Raum von Bad Deutsch-Altenburg bekannt, sondern nach

Abb. 13.
Beispiel für die Beprobung eines Inschriftenfragmentes: Der entnommene Probekörper ist rechts aufgelegt. Das Inschriftenfragment wurde vom Restaurator nach erfolgter Probenahme dem ursprünglichen Zustand wieder angeglichen (links).

ROHATSCH (1996, 1997) auch in den Leithakalkvorkommen bei Au/Leithagebirge, Winden/Neusiedlersee, Wolfsthal und Edelsthal sowie im südlichen Wiener Becken und um Wien (Abb. 14) nachgewiesen. Da man, wie bereits erwähnt, davon ausgehen musste, dass diese Vorkommen durchwegs Leithakalke mit im Gesamtgebiet weitgehend gleichwertig ausgebildeten lithofaziellen Eigenschaften erschließen, war es im Hinblick auf abgesicherte Aussagen zur Herkunft der als Inschriftenträger auf dem Pfaffenberg verwendeten Gesteinsarten grundsätzlich sehr zu bezweifeln, konkrete Zusammenhänge zwischen einzelnen Leithakalkvorkommen und den Inschriftenträgern herzustellen.

Aus dieser Sicht konzentrierte sich die Geländetätigkeit ausschließlich auf die nächste Umgebung von Carnuntum, wobei die in Abbildung 14 ausgewiesenen Vorkommen eingehend geprüft und beprobt wurden. Es handelt sich um folgende Gebiete:

- Bereich um den Pfaffenberg und den Hundsheimer Berg: Römersteinbrüche 1 und 2.
- Steinbruch Wolfsthal: Oolithvorkommen.
- Geländeabfall zur Donau zwischen Bad Deutsch-Altenburg und Petronell.

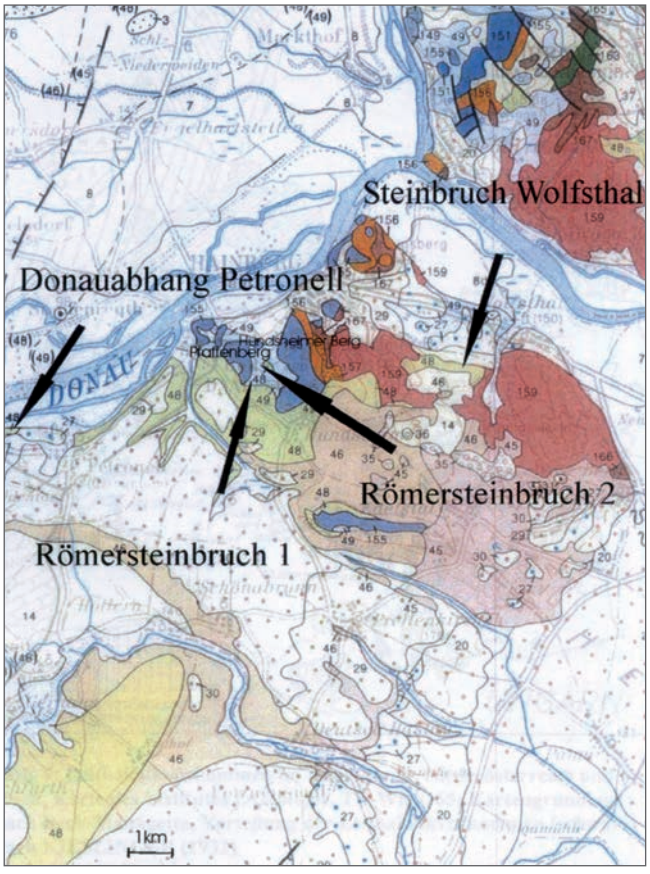


Abb. 14.
Lage der untersuchten Leithakalkvorkommen (Pfeile) in einem vergrößerten Ausschnitt der geologischen Karte von Wien und Umgebung 1:200.000 von FUCHS & GRILL (1984). Index: 48 – Tonmergel, Sand, Schotter – Sarmatium, 49 – Tonmergel, Sand, Schotter – mittleres- bis unteres Badenium.

Sedimentpetrografischer Untersuchungsteil

Mikroskopische Untersuchungen

Von Proben der makroskopisch unterschiedenen Leithakalktypen wurden in einem ersten Arbeitsabschnitt Präparate zur mikroskopischen Beschreibung der Gesteine angefertigt. Diese betrafen zum einen Dünnschliffpräparate für polarisationsmikroskopische Untersuchungen (Schliffdicke < 20 Mikrometer) zur Feststellung des mineralogischen Stoffbestandes und dem Korngefüge der Gesteine, zum anderen paläontologische Dickschliffe (Schliffdicke 30–70 Mikrometer) zur Identifizierung mikrofazieller Strukturmerkmale. In beiden Fällen wurden besondere Präparationstechniken eingehalten. Die meist Hohlraum-reichen und stark porösen Materialproben wurden zunächst zur Festigung ihres Gefüges mit Kunstharz imprägniert, wobei die blaue Farbe des Harzes spätere Beobachtungen zur Entwicklung des Porenraumes ganz wesentlich erleichterte. Eine zusätzliche karbonatspezifische Einfärbung der Gesteinsdünnschliffe erfolgte nach Anleitung von Evamy & Sherman (1962), abgewandelt nach Dickson (1965), und diente zur genaueren Unterscheidung von Kalzit und Dolomit, insbesondere auch zur Unterscheidung Fe^{2+} freier und Fe^{2+} führender Karbonate.

Die nachfolgenden Dünnschliffbeschreibungen charakterisieren das mikroskopische Erscheinungsbild der makroskopisch zugeordneten fünf Leithakalktypen der Inschriftenträger:

(a) Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig, gelblich (Abb. 15, 16):

Wie bereits erwähnt und durch Dünnschliffbeobachtung hier bestätigt, bestehen die Kalksandsteine der Inschrif-

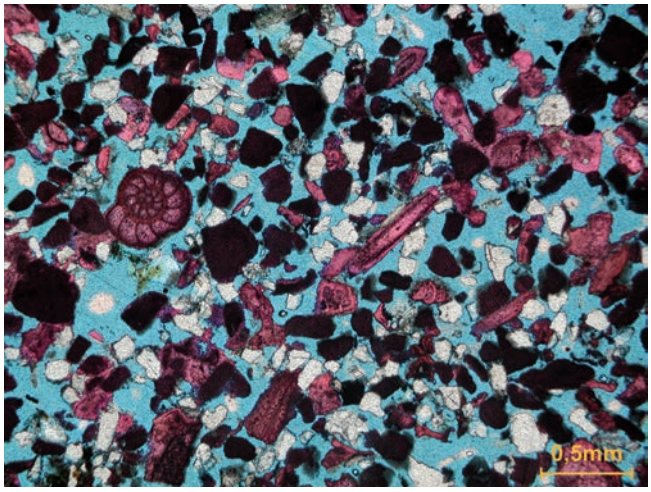


Abb. 16.
Inschriftenfragment 1a/313 – Dünnschliffdokumentation: kalzitische Skelettanteile – rötlich/bräunliche Farbtöne, silikatische Anteile – hell, Porenraum – blau.

Abb. 15.
Inschriftenfragment 1a/313 – Kalksandstein mit entnommenen Bohrproben.

tenfragmente aus karbonatischen (kalzitischen) Materialanteilen mit terrigenen Beimengungen aus überwiegendem Quarz, untergeordnetem Feldspat und hellem Glimmer. Feinkörnige und mittelkörnige Materialarten sind kornmorphologisch deutlich unterschieden. Die annähernd isometrisch-rundlichen Kornformen der terrigenen Anteile stehen im Gegensatz zu den nach Größe und Form beträchtlich variierenden karbonatischen Partikeln, die sich im Zuge hydrodynamischer Aufbereitungsprozesse anders verhalten als Quarzkörner und beim Zerfall karbonatischer Skelette auch noch durch zusätzliche Faktoren geprägt sind. Dieser Materialvorgabe sind auch die Korngrößenentwicklungen in diesem Gesteinstyp angepasst. Bei insgesamt guter Sortierung variieren sie bei terrigenen Komponenten zwischen 0,1 und 0,6 mm Korndurchmesser und liegen bei den Skelettfragmenten etwas über dieser Größenordnung. Letztere zeigen auch eine geometrische Einregelung länglicher Partikel.

Die durchschnittliche Porosität beträgt ca. 40 % und tritt im Wesentlichen in Form von sekundären Gesteins- und Partikellösungsporen auf. Die hohe Porosität der Kalksandsteine ist in ihrer nur sehr gering entwickelten Zementation begründet. An diagenetischen Erscheinungsformen finden sich drei Arten von Zement:

Feiner, zirkumgranularer, randlich häufig Fe-haltiger, kalzitischer Zement, der als Umsäumung von Komponenten in Erscheinung tritt. Syntaxiale Zementumwachsungen bevorzugt an Echinodermenresten. Blockig-drusige Zemente in diversen biogenen Hohlräumen, beispielsweise in Ostracoden (Abb. 16).

Am Fossilinhalt der Skelettfragmente sind Corallinaceen, Echinodermen, Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden beteiligt. Zu den beobachteten Foraminiferenarten zählen hyaline Formen wie *Elphidium, Uvigerina, Bolivina, Heterostegina, Cibicides lobulatus, Asterigerinata, Borealis, Reusella, Globigerina* und diverse andere Rotalien, auch treten vereinzelt nicht näher bestimmte miliolide und agglutinierende Foraminiferen auf.

Mit Bezugnahme auf vorliegende Nomenklaturen handelt es sich bei diesem Gesteinstyp also um einen Kalksandstein, der nach DUNHAM (1962) als quarzreicher, bioklastischer „Grainstone“ bzw. nach FOLK (1962) als quarzreicher Biosparit einzustufen ist. Nach WILSON (1975) fällt er aus genetischer Sicht in den Bereich eines Foraminiferen reichen Grainstone der Fazieszonen 7 und 8, dessen Bildungsmilieu innerhalb von Gezeitenbarren oder Lagunenkanälen anzusetzen ist.

Abb. 17.
Inschriftenfragment 2/126 – dichter Fossilkalk mit entnommenen Bohrproben.

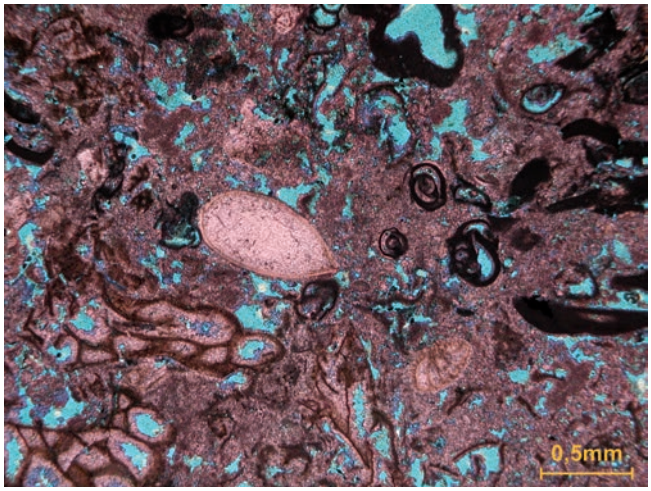


Abb. 18.
Inschriftenfragment 2/126 – Dünnschliffdokumentation: Kalkskelette von Bryozoen als wesentliche Gesteinsbildner.

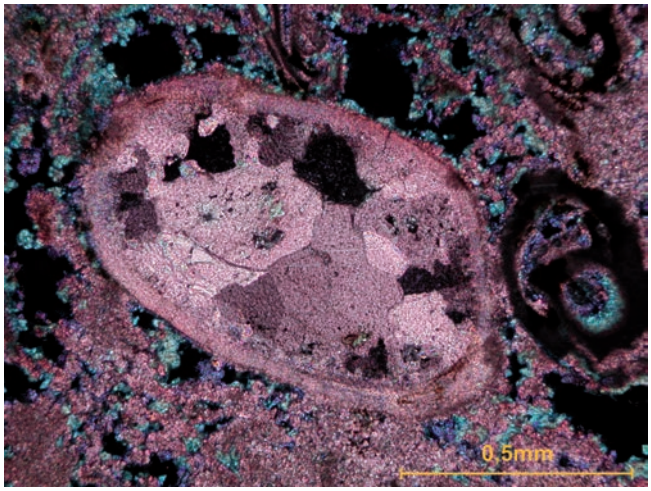


Abb. 19.
Inschriftenfragment 2/126 – Dünnschliffdokumentation: drusiger Kalzitzement in einer Ostracodenschale.

(b) Fossilkalk, dicht (Abb. 17–19):

Dieser kompakte und sehr dicht entwickelte Kalkstein besteht mineralogisch im Wesentlichen aus Kalzit (Skelettanteile) sowie, zurücktretend, aus Quarz in Form von feinkörnig-eckigen Körnern und gelegentlich auftretenden Schichtsilikaten.

Die durchschnittliche Porosität liegt bei ca. 20 % und äußert sich in Zwickel-, Hohlform- und Partikellösungsporen. Deutliche Hinweise auf die im Rahmen der Kalksteinbildung abgelaufenen diagenetischen Prozesse liegen in Form von teilweise Fe^{2+} reichen, zirkumgranularen Zementsäumen und drusigem Zement vorzugsweise in Hohlräumen von Biogenresten vor. Dominierend im Gestein sind allerdings feinkörnige Kalzitzemente in häufig wolkiger Ausbildung, die sich im Zuge diagenetischer Prozesse aus primär mikritischen Anteilen (Einzelkorndurchmesser < 0,03 mm) im Gerüst von Karbonatpartikeln entwickeln konnten.

Die hauptanteiligen Skelettfragmente bestehen im Wesentlichen aus grobmaschigen, zerlegten Bryozoenresten und Foraminiferen, darunter *Elphidium, Quinqueloculina* und anderen inkrustierten Formen. Auch Ostracoden und Reste von Wurmröhren sind in diesem Gesteinstyp keine Seltenheit.

Mit Bezug auf DUNHAM (1962) ist dieser Fossilkalk als „Grainstone“ bis „Wackestone“ zu bezeichnen.

(c) Kalkbrekzie/Kalkrudit (Abb. 20–22):

Die mm bis wenige cm großen Komponenten dieses korngestützten Karbonatgesteins sind stark fragmentiert und setzen sich überwiegend aus kalzitischen Bioklasten, untergeordneten karbonatischen Gesteinsfragmenten sowie terrigenem Material aus Quarz und Feldspat zusammen. Die Porosität dieses schlecht sortierten Kalkrudits ist bei ca. 30 % anzusetzen. Auch in diesem Gestein sind verschiedene Zementgenerationen anzutreffen, wobei syntaxiale Anwachssäume an Echinodermenfragmenten, hundezahnartiger Blockzement auf Partikelrändern (Abb. 21) oder blockig bis drusiger Zement in biogenen Hohlräumen besonders auffällig sind.

Die auch hier hauptanteiligen Skelettfragmente bestehen im Wesentlichen aus Bruchstücken von Rotalgen, austernartigen Muschelschalen und Foraminiferen sowie Echino-

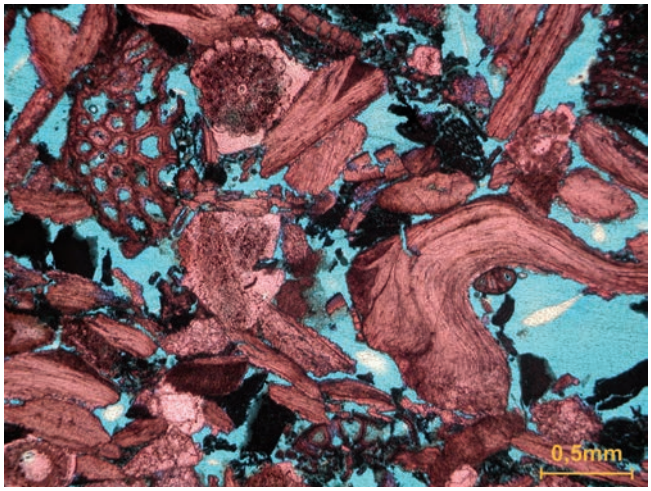


Abb. 20.
Inschriftenfragment 3/28 – Dünnschliffdokumentation: biogene Kalkbrekzie im Wesentlichen aus kalzitischen Bioklasten.

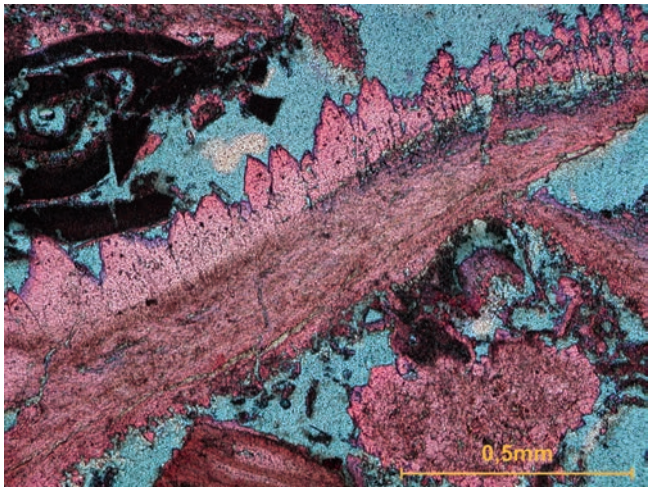


Abb. 21.
Inschriftenfragment 3/65 – Dünnschliffdokumentation: hundezahnartiger Blockzement auf einer Molluskenschale.

Abb. 22.
Inschriftenfragment 3/28 – Kalkbrekzie mit entnommenen Bohrproben.

dermenresten, Korallen, Ostracoden und Bryozoen. Die Bandbreite an Foraminiferenvergesellschaftungen ist beträchtlich und umfasst *Elphidium, Amphistegina, Alveolina* (ev. *Borealis*), agglutinierende Foraminiferen, nummulitide Großforaminiferen, miliolide Foraminiferen wie *Quinqueloculina* und inkrustierende Formen. Der Fossilgehalt unterliegt starken Schwankungen.

Einzustufen ist dieser Gesteinstyp als bioklastischer „Grainstone“ bzw. als „Rudstone“ (DUNHAM, 1962) oder nach FOLK (1962) als „Biosparit“.

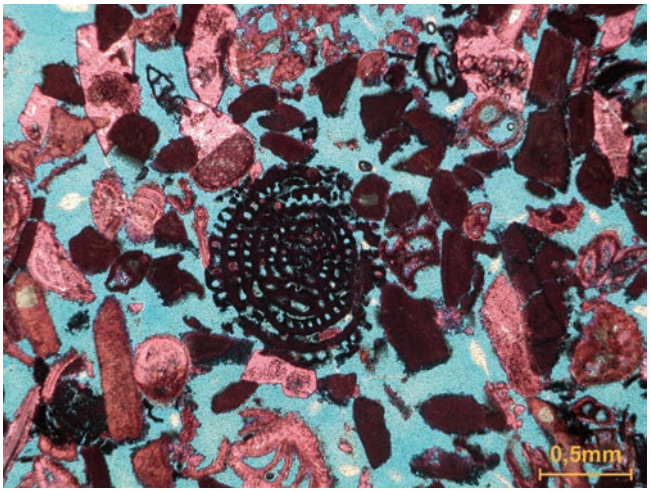


Abb. 23.
Inschriftenfragment 4/40 – Dünnschliffdokumentation: poröser Lithothamnienkalk mit Anteilen des zuvor genannten Fossilinhalts.

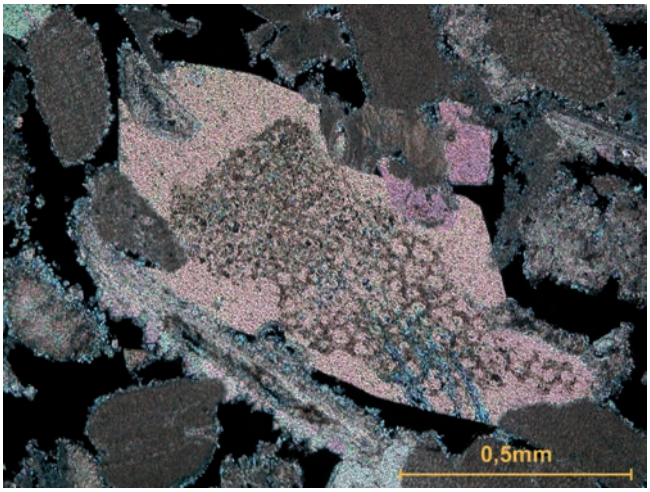


Abb. 24.
Inschriftenfragment 4/40 – Dünnschliffdokumentation: syntaxial zementierter Echinodermenrest.

Abb. 25.
Inschriftenfragment 4/40 – Lithothamnienkalk mit entnommenen Bohrproben.

(d) Lithothamnienkalk (Abb. 23–25):

Dieser Gesteinstyp besteht nahezu ausschließlich aus kalzitischen Skelettfragmenten. Die Partikelgröße der Fossilreste liegt im Allgemeinen zwischen 0,2 bis 0,6 mm, vereinzelt treten auch längere Individuen bis zu über 1 mm auf.

Die hohe Porosität dieses Kalkes beruht auf starker sekundärer Gesteins- und Partikellösung. Weitere diagenetische Erscheinungsformen betreffen syntaxialen Kalzitzement auf Echinodermenresten (Abb. 24) und hundezahnartigen Blockzement an diversen Partikelrändern.

Am Fossilinhalt hauptbeteiligt sind wiederum Rotalgen sowie Echinodermenreste, Molluskenschalen, Ostracoden, Bryozoen und Foraminiferen (hauptsächlich *Elphidium, Asterigerinata, Cibicides lobulatus, Alveolina, Quinqueloculina* und *Globigerina*), auch sind Wurmröhren verbreitet.

Nach Dunham (1962) und Folk (1962) handelt es sich bei diesem Gesteinstyp abermals um einen bioklastischen „Grainstone“ bzw. um „Biosparit“.

(e) Kalkoolith (Abb. 26–29):

Im Unterschied zu den bisher aufgezeigten Gesteinsarten besteht dieser Gesteinstyp praktisch ausschließlich aus kalzitischen Ooiden, wie auch mit Hilfe von Röntgendiffraktionsanalytik bestätigt werden konnte. Begleitende Komponenten aus Quarzkörnern und Bioklasten haben nur untergeordnete Verbreitung. Die Durchschnittsgröße der kugeligen bis eiförmigen Körner liegt bei ca. 0,4 mm, wobei längliche Rindenooide gegebenenfalls bis zu 1 mm groß werden können. Das Gestein ist insgesamt sehr gut sortiert, seine bereichsweise variierende Porosität ist bei ca. 30 % anzusetzen.

Unter den Ooidarten dominieren Einfachooide mit einer oder nur wenigen Lamellen (Rindenooide) gegenüber Mikritooiden und mehrschaligen Normalooiden. An strukturellen Entwicklungen finden sich des Weiteren radialstrahlige sowie konzentrische Schalenstrukturen, auch sind mikritische Ausbildungsformen verbreitet (Abb. 27–29). Als Kerne dienen den Ooiden Quarzkörner (mono- und polykristallin), Feldspat (Plagioklas, Alkalifeldspat bzw. Mikroklin), Glimmer, Foraminiferen (insbesondere *Elphidium* und *Quinqueloculina*) und Bruchstücke von Ooiden selbst. Das oolithische Gefüge ist grundsätzlich korngestützt mit punktförmigen, flächigen und, seltener, ineinandergreifenden Kornkontakten. Kalzitischer, hundezahnartiger Zement um die Komponenten und blockiger bis drusiger Sparit-Zement in den Zwischenräumen sind im Wesentlichen das Bindemittel dieses Karbonatgesteins, das nach Dunham

Abb. 26.
Inschriftenfragment 6/50 – Kalkoolith mit entnommenen Bohrproben.

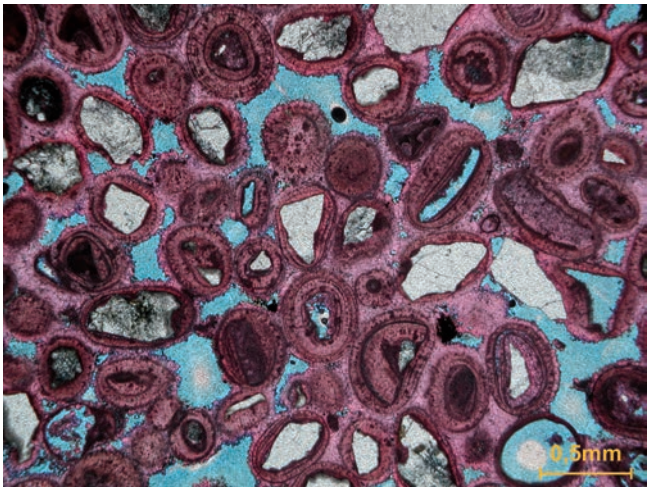


Abb. 27.
Inschriftenfragment 6/50 – Dünnschliffdokumentation: poröser Kalkoolith mit den angeführten Schalenstrukturen und Kernarten.

(1962) als oolithischer „Grainstone“ bzw. nach FOLK (1962) als „Oosparit“ einzustufen ist.

Ein Vergleich dieses Inschriftenträgermaterials mit dem Kalkoolith aus dem aufgelassenen Steinbruch in Wolfsthal (Abb. 29) zeigt trotz geringer Porosität und häufigerem Auftreten von mineralischen Bruchstücken als Kerne von Ooiden eine weitgehende Übereinstimmung beider Gesteinsarten. Die festgestellten Materialunterschiede unterstützen vielmehr, im Hinblick auf die Annahme von vor Ort zur Entstehung ooidreicher Karbonatsedimente relativ eingeschränkten Bildungsbedingungen, das nur lokale Vorkommen dieses Gesteinstyps, dessen kleinräumiges und durch Übergangsentwicklungen geprägtes Auftreten auch in der Verfügbarkeit des Gesteins um den Pfaffenberg und seiner dementsprechend seltenen Verwendung als Baustein oder eben als Inschriftenträger zum Ausdruck kommt.

Röntgendiffraktionsanalytik

Dieser Untersuchungsteil wurde zur qualitativen und semiquantitativen Ermittlung der Mineralgemische an dem in Pulverform vorliegenden Probenmaterial von Inschriftenträgern durchgeführt.

Die Untersuchungen erfolgten an einem Röntgendiffraktometer des Typs Philips PW 3710 unter Verwendung von CuKa-Strahlung, einer Anodenspannung von 45 kV, einer Stromstärke von 35 mA und einer Aufnahmegeschwindigkeit von 1° (2 Theta) pro Minute. Zur bestmöglichen Erfassung von Mineralbeständen und ihrer anteilsmäßigen Verbreitung in den Proben waren spezielle Präparationserfordernisse nötig. Sie betrafen zum einen die Herstellung „texturfreier Pulverpräparate“ zur semiquantitativen Bestimmung der am Aufbau der Proben beteiligten Minerale, zum anderen die Herstellung „texturierter Pulverpräparate“, insbesondere zur Identifizierung spezifischer Schichtsilikatgruppen. Die Registrierung der mittels Röntgenstrahlung erfassten Minerale erfolgt unter anderem auf

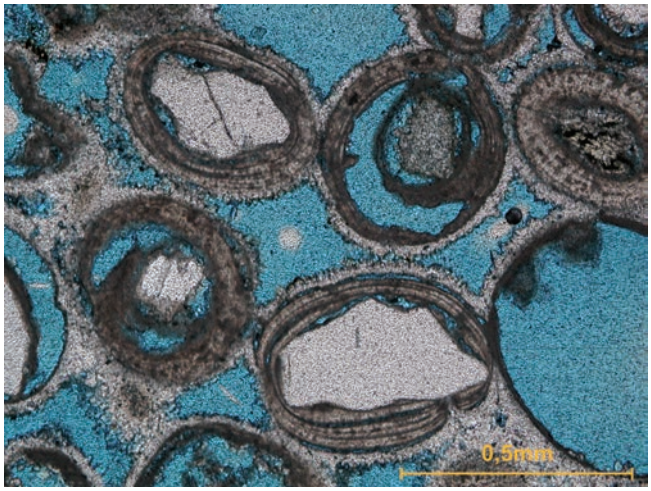


Abb. 28.
Inschriftenfragment 6/50 – Dünnschliffdokumentation: Ooide umsäumt von feinkörnigem Hundezahnzement.

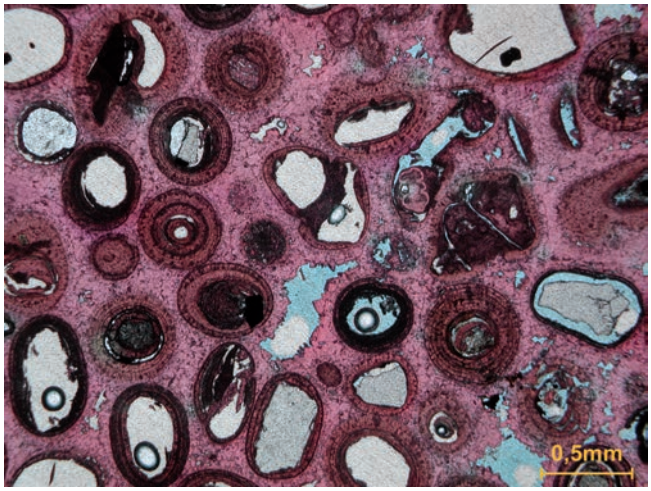


Abb. 29.
Dünnschliff eines oolithischen Kalksteins aus dem aufgelassenen Steinbruch in Wolfsthal.

grafischem Wege (Abb. 30, 31), über die Aufzeichnung von Reflexen in Verbindung mit ihren relativen Intensitäten. Mit Bezug auf die 2 Theta-Position der einzelnen Reflexe und die daraus errechneten d-Werte ist die Feststellung des Mineralbestandes in den Proben grundsätzlich gewährleistet. Die detaillierte qualitative Auswertung der Röntgendiagramme erfolgte dann nach MOORE & REYNOLDS (1989) bzw. nach BRINDLEY & BROWN (1980) sowie, in semiquantitativer Hinsicht, unter Berücksichtigung einer modifizierten Methode von SCHULTZ (1964).

Das zur Veranschaulichung des Untersuchungsverfahrens gewählte Beispiel zeigt, dass der Kalksandstein des Inschriftenträgers 1a/313 im Wesentlichen aus Kalzit besteht. Als Nebengemengteile treten Quarz und Feldspat sowie untergeordneter Glimmer auf.

Tabelle 3 vermittelt einen Überblick zu den röntgenografisch bestimmten Mineral-Anteilen (Gew. %) der nachfolgend genannten Inschriftenfragmente:

1a/313, 1b/99, 1b/20	Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig (Leithakalktyp [a])
2/126	Fossilkalk, dicht (Leithakalktyp [b])
2/57, 3/65, 3/28, 5/34	Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig (Leithakalktyp [c])
4/40	Lithothamnienkalk (Leithakalktyp [d])
6/50	Kalkoolith (Leithakalktyp [e])

Aus diesen Untersuchungsergebnissen geht klar hervor, dass die Leithakalke weitestgehend aus dem Mineral Kalzit zusammengesetzt sind. Etwas abweichend von dieser generellen Entwicklung verhalten sich die Kalksandsteine und der Kalkoolith, die mit relativ hohen Anteilen von

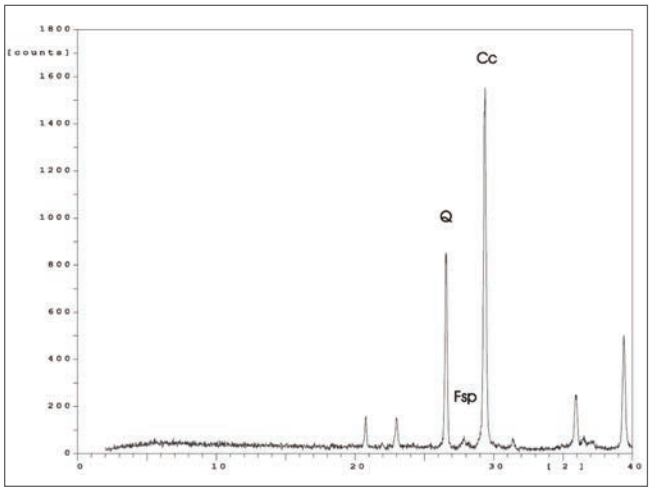


Abb. 30.
Röntgendiagramm des Inschriftenträgers 1a/313 – texturfreies Pulverdiagramm.
Abkürzungen zu wesentlichen Mineralanteilen in der Probe: Cc – Kalzit, Q – Quarz, Fsp – Feldspat.

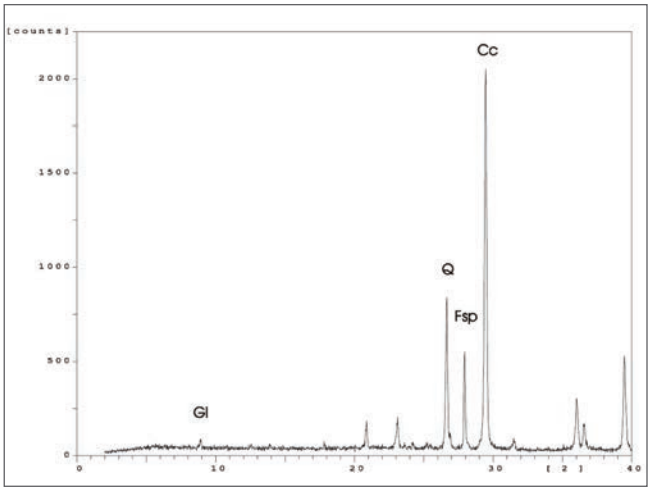


Abb. 31.
Röntgendiagramm des Inschriftenträgers 1a/313 – texturiertes Pulverdiagramm.
Abkürzungen zu wesentlichen Mineralanteilen in der Probe: Cc – Kalzit, Q – Quarz, Fsp – Feldspat, Gl – Glimmer.

Proben	TM	Q	Fsp	Cc	Dol
1a/313	6	19	2	73	0
1b/20	0	5	3	92	0
1b/99	4	1	0	95	0
2/57	0	1	0	99	0
2/126	0	1	0	99	0
3/28	0	0	0	100	0
3/65	0	1	0	99	0
4/40	0	0	0	100	0
5/34	0	1	0	98	1
6/50	12	8	3	77	0

Tab. 3.
Mineralogische Zusammensetzung (Gew. %) der nebenstehend genannten Proben nach SCHULTZ (1964). Abkürzungen: TM – Schichtsilikate gesamt, Q – Quarz, Fsp – Feldspat, Cc – Kalzit, Dol – Dolomit.

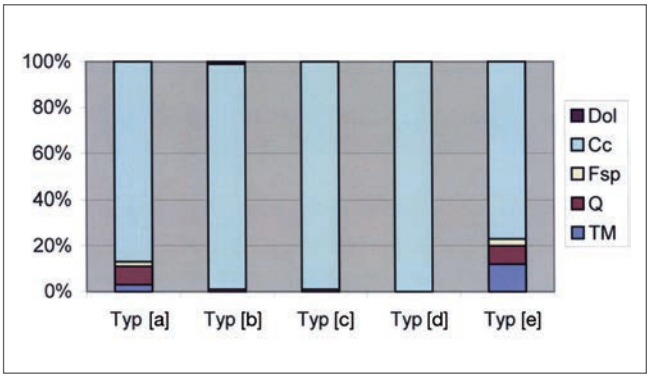


Abb. 32.
Mineralogische Zusammensetzung der fünf Leithakalktypen, festgestellt auf röntgenografischem Wege unter Berücksichtigung eines modifizierten Bestimmungsverfahrens von SCHULTZ (1964).

Quarz, Schichtsilikaten und auch Feldspat terrigene Einflüsse aus dem nahen Hinterland des Bildungsbereiches karbonatischer Sedimente erkennen lassen (Abb. 32). Wesentlich für diese Art mineralogischer Zusammensetzungen erscheint auch das Bildungsmilieu beider Leithakalktypen, wobei die zu ihrer Entstehung führenden Sedimentationsprozesse (WILSON, 1975) Beimengungen terrigener Materialanteile in den sich entwickelnden Karbonat-Gesteinen unterstützen.

Zusammengefasste Ergebnisse

Unter den ca. 650 zur petrografischen Beurteilung vorgelegten Inschriftenfragmenten konnten insgesamt fünf nach Gefüge, Kornaufbau, Mineralogie und Fossilinhalt deutlich differierende Gesteinsarten bestimmt werden. Die Röntgendiffraktionsanalyse bestätigt den mikroskopisch festgestellten Mineralbestand dieser Gesteine mit Kalzit als Hauptgemengteil, Quarz, Feldspat und Glimmer als Nebengemengteile bzw. Akzessorien und einem stellenweisen Auftreten von Dolomit.

Im Hinblick auf Zuordnung des für die Inschriftenträger verwendeten Gesteinsmaterials konnte anhand von vergleichenden Dünnschliffbeobachtungen festgestellt werden, dass die aus den ehemaligen Römersteinbrüchen 1 und 2 (Abb. 14) stammenden Proben am ehesten dem Inschriftenmaterial des Leithakalktyps (c) Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig, entsprechen. Es handelt sich hierbei um groben Riffschuttkalk, der mit seinen zahlreichen stark fragmentierten, biogenen Resten bereits aus makroskopischer Sicht diesbezügliche Zusammenhänge vermuten ließ. Eine Verbindung des Inschriftenfragments 6/50 – Leithakalktyp (e) Kalkoolith – mit dem Steinbruch Wolfsthal erscheint schon wegen der Einmaligkeit dieses Vorkommens in der Region um Carnuntum gegeben. Auftretende Materialunterschiede (siehe Mikroskopische Untersuchungen) sind mit wechselnden Bildungsbedingungen vor Ort und den sich daraus ableitenden Übergangsentwicklungen im Zuge der Gesteinsbildung zu erklären und somit kein gravierender Grund, die Zusammengehörigkeit des Inschriftenträgers mit dem Wolfsthaler Kalkoolith in Frage zu stellen.

Beim Versuch, bestimmte Leithakalkvorkommen Inschriftenfragmenten zuzuordnen, ist außerdem ganz allgemein zu berücksichtigen, dass frisch aus den Steinbrüchen stammende Proben sich hinsichtlich der Ausbildung bestimmter Zementarten und den daraus resultierenden Porositätsentwicklungen deutlich vom Gesteinsmaterial der Inschriftenträger unterscheiden. Das Probenmaterial aus den Steinbrüchen erscheint stärker zementiert und zeigt bei höherer Festigkeit auch eine insgesamt merklich niedrigere Porosität. In frischen Proben aus den Steinbrüchen sind meist mehrere Zementgenerationen zu beobachten. Nach Mikritisierung verschiedenster Partikel im Sediment erfolgte in einer ersten Phase der Materialverfestigung die Ausbildung von hundezahnartigem Zement oder Faserzement („Zement A“ nach FLÜGEL, 1978). Anschließend verringerte sparitischer Zement („Zement B“) den verbliebenen Porenraum, häufig in Verbindung mit „syntaxialem Zement“.

Während im Ablauf dieser Zementationsprozesse die primäre Porosität im dichter werdenden Kalkstein abnahm und zunehmend kompakte Gefügeentwicklungen eintraten, dominiert in den Inschriftenfragmenten sekundäre Porosität als Folge von Partikel- und Gesteinsanlösung mit deutlich höherem Porenvolumen. Ob diese Art von Porosität mit den üblichen diagenetischen Prozessabläufen zur Bildung sekundärer Porosität im vollen Umfang erklärt werden kann, ist zu bezweifeln. Vielmehr ist davon auszugehen, dass die Entwicklung dieses Hohlraumvolumens als Folge langfristig wirksamer Witterungseinflüsse entstanden ist, wobei, bei gegebener Abdeckung der Inschriftenfragmente durch Humus, auch einsetzende Bodenbildungsprozesse den ursprünglichen Materialzustand der Werksteine verändert haben sollten.

Die Tatsache, dass zwischen frischem Naturstein aus den Steinbrüchen und den Inschriftenträgern beträchtliche Qualitätsunterschiede auftreten, gibt Anlass, besonders darauf hinzuweisen, dass diese Problematik bei anfallenden Konservierungs- oder Restaurierungsmaßnahmen vorrangig Beachtung finden sollte, um Misserfolge im Rahmen von Denkmalpflege etc. zu vermeiden.

Gesteinskundlich-technischer Untersuchungsteil

Die Gewinnung von Gesteinen und die Möglichkeit sie zu bearbeiten bzw. sie als Bau- oder Dekorstein zu verwerten hängt naturgemäß von ihren physikalisch-technischen Eigenschaften ab. Um diese zu ermitteln sind gezielt eingesetzte Prüfverfahren im Labor eine notwendige Voraussetzung. Materialspezifische Kennwerte werden auf diesem Wege erarbeitet und bilden dann mit ihren Aussagen die Grundlage zur weiteren Vorgangsweise hinsichtlich des Einsatzes bestimmter Werkstoffe, was im gegenständlichen Fall insbesondere für Restauratoren im Hinblick auf die Vorgangsweise bei der Bearbeitung von Steinmaterial von Nutzen sein sollte.

Natursteine haben im Gegensatz zu vielen anderen Baustoffen eine meist deutlich ausgeprägte, strukturbedingte Richtungsabhängigkeit in ihrer Gefügeentwicklung und, in diesem Zusammenhang, eine oft beträchtliche Schwankungsbreite ihrer technischen Eigenschaften. Anisotropie und Inhomogenitäten eines Gesteins müssen deshalb bei der Ermittlung von Kennwerten besondere Beachtung finden, zum einen durch möglichst normgerechte Probendimensionierungen, zum anderen durch eine genügend große Anzahl von Messungen.

Die im Rahmen der gegenständlichen Problematik angewendeten Prüfverfahren werden nachfolgend vorgestellt. Bei ihrer Anwendung wurde grundsätzlich versucht, sich an den jeweiligen Norm-Vorschriften zu orientieren. Da aber Mindestprobemengen von Inschriftenfragmenten jedoch in keinem Fall zur Verfügung standen, waren lediglich Anlehnungen an diese Vorgaben möglich.

Spaltzugfestigkeit

Das Spaltzugmessverfahren ist eine Methode zur indirekten Bestimmung der Gesteinszugfestigkeit. Spaltzugfestigkeit und Druckfestigkeit sind Gesteinskennwerte, die Aussagen über den Zusammenhalt (Kohäsion) eines Gesteinsgefüges ermöglichen.

Die ÖNORM B 3124-4 beschreibt die korrekte Durchführung des Versuches. Dabei wird ein Probekörper einem zunehmenden Druck ausgesetzt (Abb. 33), wobei die Belastungssteigerung pro Sekunde zwischen 0,5 und 1 N je mm² Prüffläche liegen muss. Die dabei senkrecht zur Druckspannung entstehenden Zugspannungen führen bei Überschreiten der Kohäsion des Gesteins zu Bruch. Es bildet sich ein von der Prüfkörpermitte ausgehender, diametral verlaufender Riss.

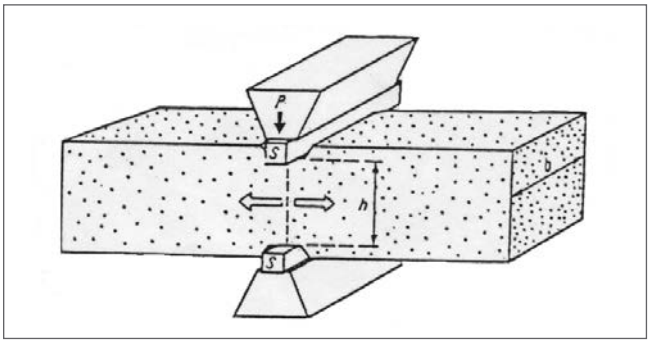


Abb. 33.
Schematischer Versuchsaufbau zur Prüfung der Spaltzugfestigkeit.
P = Druckstempel zur Aufbringung der Kraft, S = halbelastischer Streifen zur Kraftverteilung.

Die Spaltzugfestigkeit wird aus der Bruchlast und den Probedimensionen nach folgender Formel berechnet:

$$\sigma_{sz} = 2*F_{szmax} / (\pi*d*h)$$

σ_{sz}	Spaltzugfestigkeit [MPa]
F_{szmax}	Maximalkraft bei Bruch [N]
d	Probendurchmesser [mm]
h	Probenhöhe [mm]

Die Bestimmung der Spaltzugfestigkeit kann nach zwei Belastungsrichtungen erfolgen (Abb. 34). Mittelwertbildungen von Prüfwerten waren nicht möglich, da die Mindestanzahl von fünf Prüfkörpern je Materialprobe nicht zur Verfügung stand.

Abb. 34.
Versuchsanordnungen zur Messung von Spaltzugfestigkeit: quer (a, b) und längs (c) zur Achse des Prüfkörpers.

Aus den in Tabelle 4 zusammengestellten Messwerten ist erkennbar, dass alle geprüften Gesteinsarten eine leichte, richtungsabhängige Anisotropie aufweisen. Die Prüfungen erfolgten senkrecht dazu. Die geringe Anzahl von Messwerten ist natürlich nicht ausreichend, abgesicherte Bewertungen von Materialeigenschaften zu gewährleisten. Hinweise auf bestimmte Werkstoffqualitäten sind jedoch ersichtlich, da die Untersuchungsergebnisse Gefügeentwicklungen der einzelnen Leithakalk-Typen zumindest andeutungsweise nachzeichnen und so bespielsweise die größere Festigkeit eines dichten Fossilkalks (2/126) gegenüber einem Kalksandstein (1a/313) erkennbar ist.

Proben	σ_z	σF1	σF2
1a/313	0,4	0,7	
1b/20	2,0	keine Probe	
1b/99	0,3	0,9	
2/57	0,5	2,0	
2/126	1,1	0,5	3,3
3/28	0,3	0,9	
3/65	0,4	0,8	1,8
4/40	0,2	1,2	
5/34	0,5	0,3	2,0
6/50	0,8	2,9	

Tab. 4.
Ergebnisse der Spaltzugfestigkeitsprüfung (Angaben in [MPa]).
Abkürzungen: σ_z – Messung senkrecht zur Anisotropie, σF1 – Messung parallel zur Anisotropie, σF2 – Messung senkrecht zu den Kanten der Schichtebene.

Ultraschallanalytik

Der Einsatz dieses Verfahrens im Rahmen von Denkmalpflege ist insofern von Bedeutung, weil diese relativ einfache und leicht zu handhabende Methode zerstörungsfrei arbeitet und die Ergebnisse ausgezeichnete Informationen über Objektzustände, Restaurierungsbedarf bzw. die Beurteilung von eingeleiteten Restaurierungsmaßnahmen liefern (FLEISCHER, 2002). Mit dieser Methode können beispielsweise Hinweise auf Inhomogenitäten im Gestein, wie Risse unter der Gesteinsoberfläche (Abplatzungen) etc. sichtbar gemacht werden, können Kornbindungsprobleme aufgezeigt oder Art und Umfang von Gesteinsschädigungen festgestellt werden. Diese Beobachtungen sind deswegen möglich, weil die Geschwindigkeit von Ultraschallwellen beim Durchlaufen eines Gesteins von den spezifischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Minerale und auch der Porosität im Gestein abhängt. Bevorzugte Orientierungen von Mineralen sowie Anisotropien des Porenraumes verursachen dann entsprechend richtungsabhängige Unterschiede bei der Entwicklung von Ultraschallgeschwindigkeiten im Gestein, wodurch materialspezifische Eigenschaften, beispielsweise von Bausteinen, unmittelbar aufgezeigt werden.

Die ÖNORM EN 14579 beschreibt die Anwendung von Ultraschallanalytik im Naturstein.

Alle Proben vom Pfaffenberg wurden wegen der Anisotropie mit diesem Verfahren (Abb. 35) in je zwei Richtungen untersucht. Dabei wurden Schallköpfe an die Probenzylinder gelegt und diese unmittelbar durchschallt. Dabei erhält man die Laufzeit der Ultraschallwellen. Die Messdistanz zwischen den Schallköpfen wurde mit Hilfe einer Schublehre ermittelt.

Die spezifische Ultraschallgeschwindigkeit eines Gesteins wird nach der Formel

$$v = d / t$$

berechnet.

V Ultraschallgeschwindigkeit [km/s]
d Messdistanz [mm]
t Laufzeit [µs]

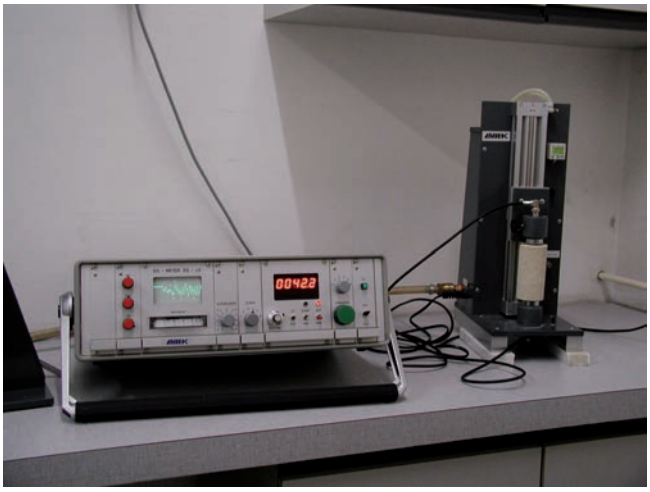


Abb. 35.
Gerät zur Ultraschallmessung.

Die in Tabelle 5 zusammengestellten Untersuchungsergebnisse zeigen, dass die Quermessungen an den Probezylindern tendenziell höhere Werte haben als in Längsrichtung. Mit Bezug auf die unter Kapitel „Spaltzugfestigkeit“ gemachten Angaben zur Orientierung der Probenzylinder ist davon auszugehen, dass die Unterschiede der Ultraschallgeschwindigkeiten durch Einregelung von Partikeln oder Anisotropien im Porenraum hervorgerufen werden und damit die bekannten Gefügeentwicklungen der verschiedenen Leithakalktypen ansprechen. Weiters bestätigen die Resultate die unterschiedlichen Materialdichten der verschiedenen Inschriftenfragmente, wodurch der dichte Fossilkalk von Probe 2/126 besonders deutlich charakterisiert ist.

Proben	längs	quer
1a/313	2,3	2,5
1b/20	3,1	4,3
1b/99	2,4	3,5
2/57	3,1	4,2
2/126	4,3	5,9
3/28	2,6	3,9
3/65	2,6	3,6
4/40	2,4	3,1
5/34	3,2	4,4
6/50	3,3	4,6

Tab. 5.
Zusammenstellung von Ergebnissen der Ultraschalluntersuchungen (US-v in [km/s]).

Kapillare Saugfähigkeit

Die kapillare Wasseraufnahme beschreibt die Fähigkeit eines Gesteins zur spontanen Wasseraufnahme und ist damit ein weiterer, wesentlicher Parameter zur Abstimmung allfälliger Restaurierungsvorhaben an Bauelementen. Poröse Natursteine beginnen bei unmittelbarem Kontakt mit Wasser (Grundwasser oder Niederschlag) dieses aufzunehmen. Die sich dabei entwickelnde Saugkraft steht in Abhängigkeit zur Kapillarität eines Gesteins und ist durch die Porenstruktur geprägt. Daneben können im Gestein verbreitete, quellfähige Schichtsilikate einen beträchtlichen Anteil an Wasser aufnehmen.

Zur Messung der kapillaren Saugfähigkeit werden zylindrische Probekörper in ein mit Wasser gefülltes Becken gestellt, solange, bis das Gestein kein Wasser mehr aufnimmt. Gleichzeitig wird in regelmäßigen Zeitabständen die Steighöhe des Wassers im Probekörper festgestellt. Auf dieser Grundlage wird die Sauggeschwindigkeit berechnet. Die kapillare Saugfähigkeit eines porösen Gesteins wird durch den „Wasseraufnahmekoeffizienten“ ausgedrückt. Dieser gibt an, wie viel Wasser pro Flächeneinheit und der Quadratwurzel der Zeit von einem Gestein durch kapillares Saugen aufgenommen wird.

Die Untersuchungsdurchführung erfolgte in Anlehnung an die ÖNORM EN 1925.

Zu den Ergebnissen in Tabelle 6 ist grundsätzlich anzumerken, dass die kapillare Saugkraft die Länge aller Probekörper überstieg und somit keine Aussagen zur absoluten Saugtiefe der untersuchten Gesteinsarten getroffen werden konnten. Überdurchschnittlich hohe Sauggeschwindigkeiten der Proben 1a/313 (Kalksandstein, fein- bis mit-

Probe 1a/313 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 0,44 mm/min

Steighöhe in mm	32	47
Zeit in Min.	1	2

Probe 1b/20 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 6,92 mm/min

Steighöhe in mm	22	40	50	58	85	90
Zeit in Min.	1	2	3	4	7	13

Probe 1b/99 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 7,27 mm/min

Steighöhe in mm	30	39	46	52	57	62	68	71	73	76	80
Zeit in Min.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Probe 2/57 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 2,16 mm/min

Steighöhe in mm	15	20	25	30	35	50	55	60	67
Zeit in Min.	1	2	3	4	8	16	20	25	31

Probe 2/126 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 0,18 mm/min

Steighöhe in mm	45	40	50	65	70
Zeit in Min.	15	46	105	226	398

Probe 3/28 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 5,54 mm/min

Steighöhe in mm	15	25	30	38	45	52	55	58	60	72
Zeit in Min.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	13

Probe 3/65 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 5,45 mm/min

Steighöhe in mm	18	28	33	38	42	46	49	52	60
Zeit in Min.	1	2	3	4	5	6	7	8	11

Probe 4/40 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 2,50 mm/min

Steighöhe in mm	60	90
Zeit in Min.	6	36

Probe 5/34 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 0,44 mm/min

Steighöhe in mm	15	25	35	50	60	70	80
Zeit in Min.	1	5	13	29	59	87	180

Probe 6/50 durchschnittliche Sauggeschwindigkeit: 15,5 mm/min

Steighöhe in mm	32	48	55	62
Zeit in Min.	1	2	3	4

Tab. 6.
Zusammenstellung von Ergebnissen der Untersuchungen zur Feststellung der kapillaren Saugfähigkeit.

telkörnig) und 6/50 (Kalkoolith) sind mit der diesen Proben generell zukommenden hohen Porosität zu erklären. Der Schichtsilikatanteil dieser Proben erscheint zu gering, um wesentlich zur Saugfähigkeit beizutragen, auch ist diesbezüglich anzuführen, dass mit den festgestellten Glimmerphasen keine quellfähigen Tonminerale in diesen Gesteinstypen vorliegen. Die sehr geringe Saugkraft der Proben 2/126 (Fossilkalk, dicht) und 5/34 (Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig) ist mit der generell hohen Dichte dieser Gesteine verbunden. Die Sauggeschwindigkeiten aller übrigen entsprechen mittleren Saugleistungen.

Im Hinblick auf die hohe kapillare Saugfähigkeit von Inschriftenfragmenten ist grundsätzlich festzuhalten, dass solche Gesteinsarten gegenüber Frostsprengung, Salzausblühungen und generell chemischen Verwitterungseinflüssen empfindlich reagieren. Es sollte daher vermieden werden, solche Inschriftenträger langfristig im Freien zu lagern. Auch ist zu bedenken, dass Bausteine dieser Qualität sich nur bedingt zur Errichtung von Außenmauern oder Fassaden eignen.

Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck

Dieser Wert beschreibt den Anteil an gebundenem Wasser in einer wassergesättigten Gesteinsprobe und wird im Wesentlichen durch die Porosität dieses Materials bestimmt.

Die Ermittlung des Kennwertes beruht darauf, dass im Zuge des Kochens einer Gesteinsprobe die im Porenraum befindliche Luft größtenteils entweicht und Wasser in den frei gewordenen Hohlraum eindringt, dessen „Feuchtmasse“ dann ermittelt wird. Zur Bestimmung der Wasseraufnahme (siehe ÖNORM B 3122) wird zunächst die Trockenmasse der Proben bestimmt, danach erfolgt eine 10-stündige Wasserlagerung. Zu Beginn dieser Lagerungsdauer werden die Proben zwei Stunden lang gekocht, dann zwei Stunden abgekühlt und anschließend nochmals sechs Stunden in kochendem Wasser belassen. Es folgt die Bestimmung der Probemasse im feuchten Zustand (m_f) und die Berechnung der prozentuellen Menge des aufgenommenen Wassers.

Die massebezogene Wasseraufnahme errechnet sich aus der Probemasse im wassergesättigten und im trockenen Zustand.

$$W_{m24} = (m_f - m_t)*100 / m_t$$

W_{m24} massebezogene Wasseraufnahme in 24 Stunden [Gew.%]

m_f Masse der wassergesättigten Probe bzw. Feuchtmasse [g]

m_t Trockenmasse [g]

Hohe Wasseraufnahme von Gesteinen begünstigt Frostsprengung und grundsätzlich chemische Verwitterung, auch wird die Ausbildung von Krusten und Ausblühungen unterstützt. Die festgestellten Werte zwischen 9 und 24 % (Tab. 7) entsprechen der großen Bandbreite dieser Gesteine, wobei dichte Leithakalke (2/126; Fossilkalk, dicht) naturgemäß geringere Wasseraufnahme zeigen als poröse (1a/99; Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig). Die üblicherweise an Kalksandsteinen bestimmte Wasseraufnahme liegt in Abhängigkeit von der jeweiligen Probenbeschaffenheit bei 5 bis 15 Gew. %.

Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck und die Rohdichte der Proben zeigen gute Korrelation (Abb. 36). Zunehmende Rohdichte bewirkt ein Abnehmen der Wasseraufnahme.

Proben	Wasseraufnahme (Gew.%)
1a/313	10,34
1b/20	14,75
1b/99	22,04
2/57	15,50
2/126	9,45
3/28	15,25
3/65	17,79
4/40	23,68
5/34	16,41
6/50	12,01

Tab. 7.
Ergebnisse der Untersuchungen zur Wasseraufnahme der Leithakalktypen.

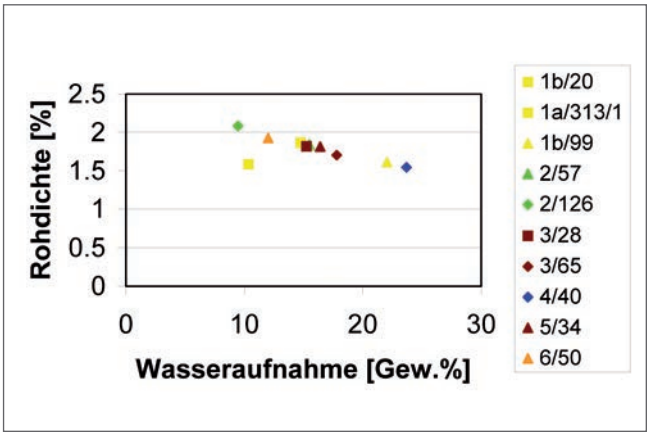


Abb. 36.
Korrelation von Wasseraufnahme gegen Rohdichte der Proben.

Gesteinsdichte und Gesteinsporosität

Rohdichte

Die Rohdichte (ρ_R) beschreibt die Dichte eines Gesteins einschließlich vorhandener Hohlräume. Das Volumen der geometrisch einfach definierten Materialproben wurde im Ausmessverfahren mit einer Schublehre ermittelt, die Masse mit einer Waage festgestellt. Der Quotient von Masse und Volumen ergibt gemäß ÖNORM B 3121 die Rohdichte:

$$\rho_R = m / V$$

ρ_R Rohdichte [g/cm^3]

m Masse [g]

V Volumen [cm^3]

Reindichte

Die Reindichte (ρ_o) ist die spezifische Dichte eines porenfrei gedachten Gesteins und wird mittels Pyknometer bestimmt.

Die Messung erfolgt an analysenfein gemahlenem, im Trockenschrank bei 105° C auf Gewichtskonstanz getrocknetem und im Exsikkator auf Raumtemperatur abgekühltem Probematerial. Die Bestimmung der Dichte erfordert zunächst eine Eichung des Gerätes. Dafür werden das Taragewicht des Pyknometers (G_B) sowie das Gewicht des bis zur Messmarke mit Wasser gefüllten Pyknometers bei dessen bekannter Temperatur ($G_B + G_{W(T1)}$) benötigt. In das trockene Pyknometer werden anschließend ca. 20 g Probe gefüllt und das Gewicht ($G_t + G_B$) bestimmt. Die Differenz der Wägungen (($G_t + G_B$) – G_B) ergibt das Gewicht der Probemenge G_t. Es folgt die Befüllung des Pyknometers mit destilliertem Wasser bis zur Wasserbedeckung der Probe, ein anschließendes Kochen des Pyknometers auf dem Wasserbad zum Entweichen von Lufteinschlüssen und schließlich, nach dem Abkühlen des Pyknometers auf Raumtemperatur, ein Auffüllen des Gerätes mit Wasser bis zur Messmarke sowie die Messung der Temperatur (T_2). Nach diesen Vorgängen wird das Gesamtgewicht ($G_{P(T2)}$ = Tara (G_B) + Bodenprobe (G_t) + Wasser ($G_{wRest(T2)}$) bestimmt.

Die für die Berechnung der Reindichte benötigten Gleichungen lauten:

$$\rho_o = G_t / V_s$$

$$V_s = V_{Pyk(T2)} - V_{wRest(T2)}$$

$$V_{wRest(T2)} = (G_{P(T2)} - (G_t + G_B)) / Y_{w(T2)}$$

Wenn der Temperaturunterschied zwischen T_1 und T_2 < 4° C beträgt, gilt :

$$V_{Pyk(T2)} = G_{w(T1)} / Y_{w(T1)}$$

ρ_o	Reindichte der Probe [g/cm³]
G_t	eingewogene Probemenge [g]
V_s	Volumen der Probe [cm³]
$V_{Pyk(T2)}$	Pyknometervolumen bei T_2 [cm³]
$V_{wRest(T2)}$	Volumen des Wassers im mit Probe gefülltem Pyknometer [cm³]
$G_{P(T2)}$	Gesamtmasse des mit Wasser und Probe gefüllten Pyknometers [cm³]
G_B	Taragewicht des Pyknometers [g]
$G_{w(T1)}$	Gewicht des Wassers bei T_1 [g]
$G_{wRest(T2)}$	Gewicht des Wassers im mit Probe gefülltem Pyknometer [g]
$Y_{w(T1)}$	spezifische Dichte des Wassers bei T_1 [g/cm³]
$Y_{w(T2)}$	spezifische Dichte des Wassers bei T_2 [g/cm³]
T_1	Eichtemperatur [°C]
T_2	Messtemperatur [°C]

Wahre und scheinbare Porosität

Da die Porosität direkten oder indirekten Einfluss auf die meisten physikalischen Gesteinseigenschaften hat, gilt sie als eine der wichtigsten Materialeigenschaften. Die wahre Porosität beschreibt das gesamte Porenvolumen einer Probe, einschließlich isolierter, nicht kommunizierender Poren.

Die Berechnung erfolgt aus der Rein- und Rohdichte eines Gesteins (Tab. 8):

$$P = 1 - \rho_R / \rho_o$$

P	wahre Porosität [%]
ρ_R	Rohdichte [g/cm³] = Gesteinsdichte inkl. Porosität
ρ_o	Reindichte [g/cm³] = Dichte ohne Poren (gemahlene Probe)

Die scheinbare bzw. offene Porosität stellt nach De Quervain (1967) den Porenraum dar, der durch kapillare Wasseraufnahme bis zur Gewichtskonstanz gefüllt wird und beschreibt damit den kommunizierenden Porenraum eines Gesteins.

Wie bereits mehrfach festgestellt, zeichnen sich die untersuchten Proben der Inschriftenfragmente allgemein durch hohe Porositätswerte aus, wobei unterschiedliche Gefügemerkmale bzw. die Materialdichte der einzelnen Leithakalktypen durch ihre Porositätsentwicklung deutlich charakterisiert sind.

Proben	ρ_R	ρ_o	P
1a/313	1,6	2,7	40,3
1b/20	1,9	2,7	30,9
1b/99	1,6	2,7	39,5
2/57	1,8	2,7	31,9
2/126	2,1	2,7	22,8
3/28	1,8	2,7	32,9
3/65	1,7	2,7	36,0
4/40	1,5	2,7	42,4
5/34	1,8	2,7	32,5
6/50	1,9	2,6	25,1

Tab. 8.
Ergebnisse der Bestimmungen von Rein- und Rohdichte sowie der Porosität. Abkürzungen: ρ_R – Rohdichte [g/cm³], ρ_o – Reindichte [g/cm³], P – wahre Porosität [%].

Hygrische Dehnung

Wasseraufnahme kann in einem Gestein infolge hygrischer Dehnung grundsätzlich zu Spannungsverformungen führen. Diese Eigenschaft ist ebenfalls richtungsabhängig und wird wesentlich vom Quellverhalten von im Gestein enthaltenen Schichtsilikaten beeinflusst. Ein diesbezüglicher Kennwert ist beispielsweise für die Verträglichkeit zwischen Naturstein und Konservierungsmitteln von vorrangiger Bedeutung.

Zur Bestimmung der hygrischen Dehnung (Abb. 37) werden die Proben einer 24-stündigen Wassereinwirkung unterzogen und auftretende Längenunterschiede mit ei-

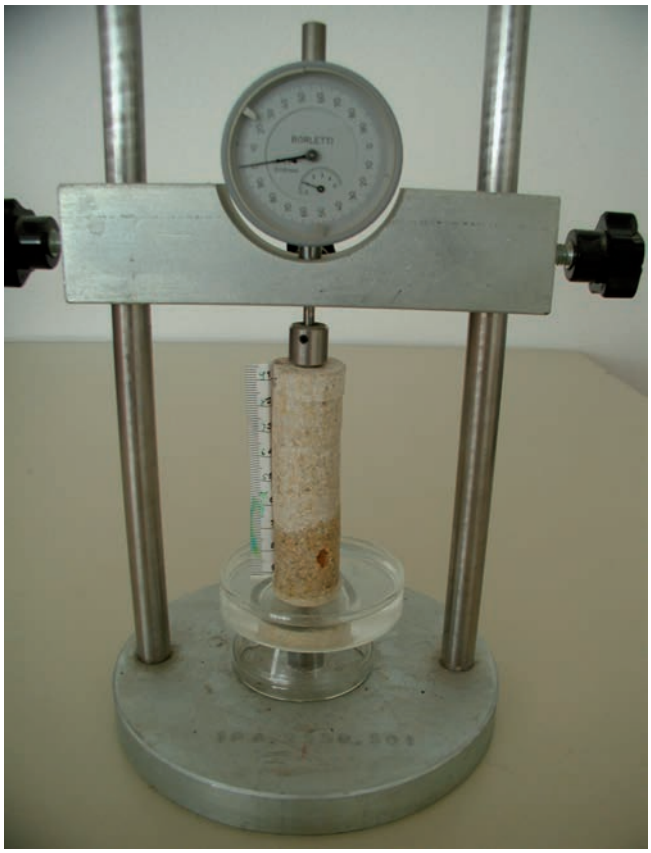


Abb. 37.
Gerät zur Messung der hygrischen Dehnung von Materialproben.

nem Dilatometer gemessen. Längendifferenzen zwischen trockener und wassergesättigter Probe [ym] werden in [%] bzw. in [‰] ausgedrückt.

Da die in Frage kommenden Leithakalke praktisch keine Schichtsilikate enthalten, liegt die hygrische Dehnung dieser Gesteinsarten nur im ‰-Bereich (Tab. 9). Sie kann damit als kritischer Parameter im Rahmen dieser Untersuchungen vernachlässigt werden.

Proben	Probenlänge [mm]	Hygr. Dehnung [ym]	Hygr. Dehnung [‰]
1a/313	47,5	4	0,08
1b/20	91,6	3	0,03
1b/99	81,2	0	0,00
2/57	67,7	22	0,32
2/126	97,1	7	0,07
3/28	72,3	3	0,04
3/65	59,9	1	0,01
4/40	91,0	2	0,02
5/34	84,6	20	0,24
6/50	62,6	1	0,02

Tab. 9.
Untersuchungsergebnisse zur hygrischen Dehnung der Leithakalke.
Abkürzungen: mm – Probenlänge trocken, ym – Probenlänge wassergesättigt [mm], ‰ – Längendifferenz [mm].

Bestimmung des thermischen Ausdehnungskoeffizienten

Dieser Parameter ist ein weiterer kritischer Kennwert zur Beurteilung von Naturwerksteinen. Die Kenntnis ihrer Dehnungseigenschaften ist grundlegend für die Errichtung von Bauwerken etc., da Naturwerksteine meist eine verwitterungsbedingte Sensibilität gegenüber thermischer Beanspruchung aufweisen. Wie bei hygrischer Dehnung kann Wärmedehnung zu Scherspannungen führen. Die thermische Dehnung eines Gesteins beruht auf einer Volumenszunahme der gesteinsbildenden Minerale. Der Anteil von Mineralen mit großer thermischer Dilatation (quarzreiche Gesteine) spielt zur Entwicklung von Dehnung die dabei entscheidende Rolle.

Die diesbezügliche Untersuchung der Leithakalke erfolgte im indirekten Messverfahren im Vergleich zu Quarzglas als Referenzmaterial. Der verwendete Standard DURAN® ist

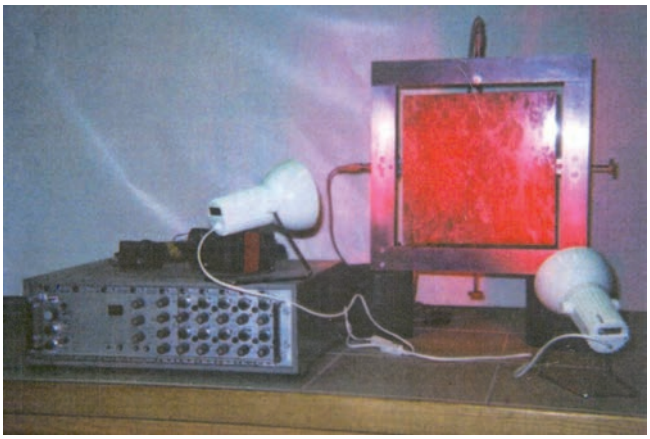


Abb. 38.
Gerät zur Messung des thermischen Ausdehnungskoeffizienten.

Glas mit einem mittleren linearen Ausdehnungskoeffizienten von $3{,}25*10^{-6}$ K^{-1} nach DIN 52 328, was bedeutet, dass ein Glasstab von 1 m Länge sich bei einer Erwärmung von 100° K um 0,325 mm ausdehnt. Die Ermittlung des Kennwertes benötigt zunächst einen bis zur Massekonstanz getrockneten Prüfkörper. Seine Länge wird bei Raumtemperatur und, nach definiertem Aufheizen, bei 100° C mittels Dilatometer gemessen (Abb. 38). Der lineare Koeffizient der thermischen Ausdehnung zwischen den Temperaturextremwerten wird als unitäre Längenänderung bei einer Änderung der Temperatur von 1° C angegeben.

Die Berechnung des Koeffizienten ergibt sich dann aus der Ausgangslänge der Probe bei Raumtemperatur, der Längenänderung bei Erwärmung und der Temperaturdifferenz. Sie erfolgt nach der Formel:

$$\beta = l / l_0 * (l - l_0) / (t - t_0)$$

- l Länge des Probekörpers im erwärmten Zustand [mm]
- l_0 Länge des Probekörpers bei Raumtemperatur [mm]
- t Temperatur des Probekörpers im erwärmten Zustand [°C]
- t_0 Raumtemperatur [°C]

Proben	Probenlänge l_0	Dehnung $l - l_0$	Ausdehnungskoeffizient β
1a/313	47,45	22	5,80
1b/20	91,55	43	5,87
1b/99	81,20	39	6,00
2/57	67,70	40	7,39
2/126	97,10	45	5,79
3/28	72,30	41	7,09
3/65	59,85	33	6,89
4/40	91,00	50	6,87
5/34	84,60	44	6,50
6/50	62,60	29	5,79

Tab. 10.
Untersuchungsergebnisse zur thermischen Dehnung der Leithakalke.
Abkürzungen: l_0 – Länge des Probekörpers [mm], $l - l_0$ – Dehnung [µm], β – Ausdehnungskoeffizient [10^{-6}/° K].

Das Ausmaß thermischer Dehnung wird durch das Gefüge eines Gesteins, der Korngröße der an seinem Aufbau beteiligten Gemengteile (je grobkörniger ein Gestein, desto größer ist seine thermische Dehnung) und den Anteil an thermisch sensiblen Mineralen (beispielsweise Quarz) bestimmt. Sandstein hat im Allgemeinen (siehe ÖNORM B 3129) einen thermischen Ausdehnungskoeffizienten von 0,4 bis 0,6 mm/m/100° C, Kalkstein von 0,3 bis 0,7 mm/m/100° C. Mit Werten zwischen $5{,}8^{*-6}$ und $7{,}4^{*-6}$ liegen die untersuchten Gesteinsarten im für Kalksteine üblichen Bereich (Tab. 10). $5{,}8^{*-6}$ bedeutet, dass sich ein Körper mit einer Länge von 1 m bei einer Erwärmung um 100° C um 0,58 mm ausdehnen würde.

Der Kennwert der Kalkbrekzie (c) weist aufgrund ihres gröberen Kornaufbaus etwas höhere Werte auf. Quarz hat wegen seiner geringen Verbreitung in den Proben höchstens nachrangige Bedeutung zur Ausdehnungsentwicklung.

Zusammengefasste Ergebnisse

Die Ergebnisse der an den Inschriftenfragmenten durchgeführten technischen Gesteinsprüfungen zeigen durch ihre Wechselbeziehungen, dass die ermittelten Kennwerte bestimmte Materialeigenschaften der beteiligten Leithakalke als Bewertungskriterien für Restaurierungsmaßnahmen etc. in zufriedenstellendem Ausmaß beschreiben. Zwar ist es bedauerlich, dass der ursprünglich dafür vorgesehene Untersuchungsrahmen wegen unzureichender Probenverfügbarkeit nicht eingehalten werden konnte, die Ergebnisse der angewendeten Methoden reichen aus der Sicht der Autoren aber aus, die materialspezifischen Besonderheiten der als Inschriftenträger verwendeten Werksteine grundsätzlich zu beurteilen und auf dieser Basis eine Art von Datenbank für zukünftige Tätigkeiten im Rahmen von Denkmalpflege anzulegen.

Von den ermittelten gesteinstechnischen Parametern korrelieren Porosität, Ultraschallgeschwindigkeit, Wasseraufnahme, Rohdichte und Spaltzugfestigkeit erwartungsgemäß (Abb. 39–41). Für weiterführende, statistisch abgesicherte Aussagen ist die Datenmenge zu gering, sie genügt jedoch, um grundsätzliche Überlegungen zur Auswahl von Gesteinsarten aus der näheren Umgebung des Pfaffenberges für bestimmte Einzelbauteile der Tempelanlage, etwa zum Einmeißeln von Inschriften, anzustellen.

Je nach Verwendungsart eines Gesteins für bauliche Zwecke sind bestimmte gesteinstechnische Eigenschaften erforderlich. Ein Bildhauersandstein sollte beispielsweise feinkörnig, homogen, ungeschichtet und gleichkörnig sein. Für leichtere Bearbeitung ist auch verhältnismäßig geringe Festigkeit erwünscht, bei dennoch vorhandener Verwitterungsresistenz.

Von den genannten Leithakalktypen wurden zur Herstellung von Inschriftentafeln eher weiche Gesteine bevorzugt, die sich durch hohe Porosität, geringe Rohdichte und auch durch geringere Festigkeit auszeichnen (Typ (a) Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig, Typ (c) Kalkbrekzie/Kalkrudit, feinkörnig). Dichte, festere und damit schwerer zu bearbeitende Gesteinsarten (Typ (b) Fossilkalk, dicht) fanden wenig Beachtung. Die ebenso nur untergeordnete Nutzung von Typ (d) Lithothamnienkalk ist mit dem Auftreten von Rotalgenknollen und der damit verbundenen Inhomogenität des Gesteins in Zusammenhang zu bringen. Warum Typ (e) Kalkoolith, als Unikat unter den Inschriftenträgern, mit Kalksandstein ähnlichen Kennwerten nicht häufiger Verwendung fand, bleibt offen. Vielleicht war es seine geringe Verfügbarkeit, die einen Einsatz zur Herstellung von Inschriftentafeln begrenzte.

Bezüglich Verwitterungsbeständigkeit dieser Kalksteine sind Korngefüge, Art des Bindemittels, die mineralogische Zusammensetzung und der Anteil löslicher Komponenten, sowie die Festigkeit, die Porositätsentwicklung, das kapillare Verhalten und die Wasseraufnahme der Gesteine entscheidende Kennwerte. Bis auf Typ (b) Fossilkalk, dicht, sind alle anderen Gesteinsarten durch hohe Porosität, geringe Rohdichte, hohe Wasseraufnahme und generell geringere Festigkeit gekennzeichnet und dementsprechend als verwitterungsempfindlich einzustufen. Besonders gilt dies für Kalksandsteine und den Kalkoolith, die durch ihren Gehalt an Feldspat und Glimmer bzw. an Tonmineralen die Verwitterungsempfindlichkeit zusätzlich begünstigen.

Vor Durchführung von Restaurierungsarbeiten an Inschriftenfragmenten sollten vor allem diese zuletzt genannten Ergebnisse der technischen Gesteinsuntersuchungen als richtungsweisend eingestuft werden. Aufgrund dieser Kennwerte können beispielsweise geeignete Steinschutz- und Konservierungsmittel gewählt und durch systematischen Vergleich von Kontrollmessungen auch konkrete Aussagen zur Qualität und Dauerhaftigkeit von ausgeführten Konservierungsmaßnahmen abgeleitet werden.

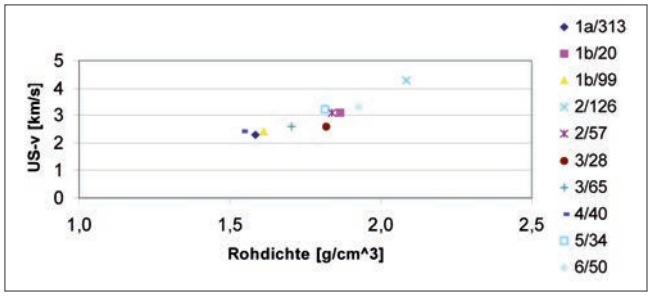


Abb. 39.
Beziehung zwischen Rohdichte und Ultraschallgeschwindigkeit.

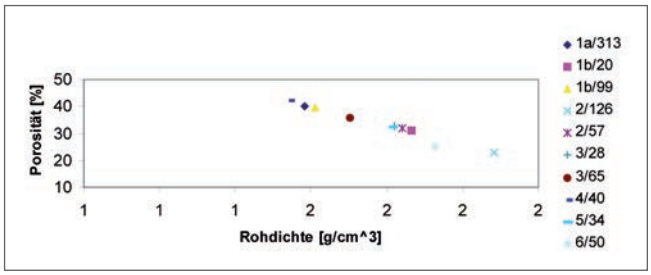


Abb. 40.
Beziehung zwischen Rohdichte und Porosität.

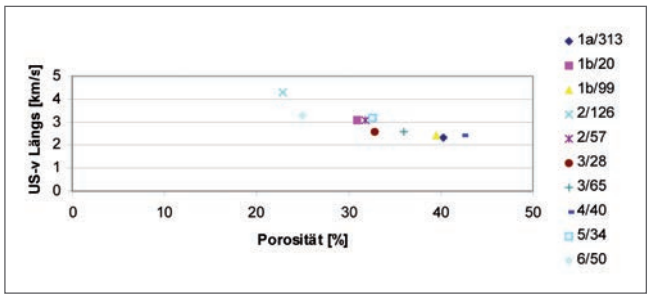


Abb. 41.
Beziehung zwischen Porosität und Ultraschallgeschwindigkeit.

Für diese drei Abbildungen gilt: Je höher die Dichte des Gesteins, desto schneller ist die Ultraschallgeschwindigkeit entwickelt. Bei geringerer Dichte, also höherer Porosität, müssen mehr Poren von den Schallwellen umlaufen werden, wodurch die US-Geschwindigkeit sinkt.

Ergänzende technische Gesteinsprüfungen

Um den sich wegen mangelnder Probenverfügbarkeit für bestimmte technische Gesteinsprüfungen ergebenden Einschränkungen wenigstens teilweise zu begegnen, wurde versucht, die Bestimmung von Druckfestigkeit und dem Schleifabrieb nach BÖHME an mit den Inschriftenträgern vergleichbarem, architektonischem Baumaterial und geeigneten Haldenfunden aus dem Bereich des Tempelbezirkes durchzuführen.

Diese Vorgangsweise wurde nach sedimentpetrografischer Prüfung und übereinstimmenden Ergebnissen mit den Proben von Inschriftenträgern als zulässig erachtet. Beide Parameter sind im Hinblick auf die gegenständliche Problematik als kritische Kennwerte ausgewiesen.

Architektonisches Baumaterial

Druckfestigkeit

Nach WINKLER (1997) ist die Druckfestigkeit ein allgemeiner Kennwert zur Beurteilung der Gesteinsfestigkeit und beschreibt die Widerstandsfähigkeit eines Gesteins gegenüber Bruch bei mechanischer Belastung durch Druck. Die Durchführung der Festigkeitsbestimmung erfolgte, etwas modifiziert, nach ÖNORM B 3124/1 (Abb. 42). Zur Prüfung werden entsprechend dimensionierte Bohrkerne benötigt, die im wassergesättigten und trockenen Zustand in einer Universalprüfmaschine solange einem konstant zunehmenden Druck ausgesetzt werden, bis ein Bruch des Zylinders eintritt.

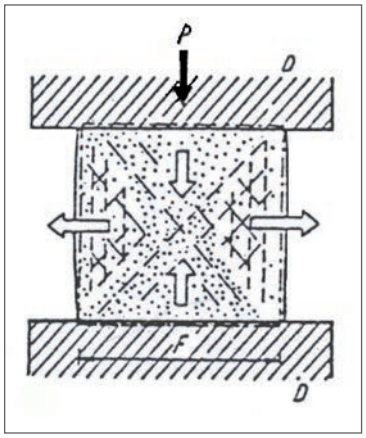


Abb. 42.
Versuchsaufbau zur Druckfestigkeitsprüfung.
Abkürzungen: P – einwirkende Drucklast, D – Druckplatten, F – Prüffläche (Querschnittsfläche).

Aus der zum Materialbruch führenden Kraft und der berücksichtigten Prüfkörpergeometrie wird die Druckfestigkeit nach folgender Formel berechnet:

$$\sigma_D = F_{Dmax} / A$$

σ_D Druckfestigkeit [MPa]

F_{Dmax} Bruchlast [N]

A Querschnittsfläche des Prüfkörpers [mm²]

Die Druckfestigkeiten aller gemessenen Proben (Tab. 11) sind im trockenen Zustand höher als im wassergesättigten, da die mit zunehmendem Druck auftretenden Spannungen nicht in den mit Wasser gefüllten Porenraum ausweichen können.

Nach ÖNORM B 3129 liegen die Richtwerte für Druckfestigkeit bei dichten Kalksteinen üblicherweise zwischen 80 und 180 MPa, bei porösen zwischen 20 und 90 und betragen bei Kalksandsteinen 15 bis 50 MPa. Die Messwerte der Leithakalke passen grundsätzlich in diese Trendvorgabe, sie liegen aber deutlich unter den Erfahrungswerten. Probe „2-H“ entspricht dem Typ (c) Kalkbrekzie/Kalkrudit, alle übrigen sind unterschiedlich zusammengesetzte Kalksandsteine vom Typ (a). Mit solchen Druckfestigkeiten sind die Gesteine nicht geeignet, höhere Druckbeanspruchungen auszuhalten.

Proben	WA [Gew.%]	Rohdichte [g/cm³]	Reindichte [g/cm³]	P [%]
1a-H	24,9	1,5	2,7	44,8
1b-H	17,6	1,7	2,7	38,2
2-H	8,9	2,2	2,7	19,1
3-H		1,8	2,7	33,5
5-H	17,1	1,7	2,6	33,3
Proben	**US L [km/s]**	**US Q [km/s]**	**wassersatt [Mpa]**	**trocken [Mpa]**
1a-H	1,5	1,9		4,7
1b-H	2,5	2,8	6,1	8,8
2-H	3,7	4,0	7,2	19,3
3-H	2,1	2,6		
5-H	3,1	3,2	5,7	10,5

Tab. 11.
Ergebnisse der Druckfestigkeitsprüfungen an architektonischem Baumaterial sowie ihrer Kennwerte betreffend Wasseraufnahme, Rohdichte, Reindichte, Porosität und Ultraschallgeschwindigkeit.
Abkürzungen: WA – Wasseraufnahme [Gew. %], P – Porosität [%], US L – Ultraschallgeschwindigkeit längs zur Anisotropie [km/s], US Q – Ultraschallgeschwindigkeit quer zur Anisotrope [km/s].

Haldenfunde

Schleifabrieb nach BÖHME

Die Härte von Gesteinen lässt sich im Gegensatz zur Härte von Mineralen nur durch indirekte Messmethoden bestimmen, beispielsweise als Widerstand gegen Abrieb. Diese Vorgangsweise gibt Auskunft über die Festigkeit der Kornbindung in einem Gestein.

Abb. 43.
BÖHME-Schleifscheibe

Die Bestimmung der Abriebfestigkeit erfolgte nach dem BÖHME-Verfahren gemäß ÖNORM B 3126/2 (Abb. 43).

Als Schleifverlust gilt der nach 16 Prüfperioden ermittelte Volumensverlust des Probekörpers (22 Umdrehungen bilden eine Prüfperiode), der nach folgender Formel berechnet wird:

$$\Delta V = \Delta M / \rho_R$$

ΔV Volumensverlust [cm^3]

ΔM Masseverlust nach 16 Prüfperioden [g]

ρ_R Rohdichte [g/cm^3]

Der Schleifverschleiß einer Gesteinsprobe [$cm^3/50\ cm^2$] wird schließlich durch den arithmetischen Mittelwert der gemessenen Probekörper ausgedrückt.

Haldenproben	Leithakalktyp	ρ_R [g/cm^3]	BÖHME-Abrieb [$cm^3/50\ cm^2$]
1	3	2,21	32,30
2	4	1,65	39,10
3		2,47	12,60
4		2,33	28,70
6	1	1,86	41,32
7	3	2,26	34,30

Tab. 12.
Ergebnisse zum BÖHME-Versuch.

Die Richtwerte für den Schleifabrieb nach BÖHME liegen bei dichten Kalken zwischen 15 und 40 $cm^3/50\ cm^2$ und bei porösen Kalken zwischen 25 und 60 $cm^3/50\ cm^2$ (ÖNORM B 3129). Die in Tabelle 12 angeführten Untersuchungsergebnisse erfassen im Wesentlichen das gesamte Spektrum der als Inschriftenträger festgestellten Leithakalktypen, wobei die Bandbreite der Verschleißwerte durch Probe 6, einem Kalksandstein mit hohem Abrieb, und Probe 3, einem dichten Fossilkalk mit geringem Abrieb, definiert ist.

Mit diesen Ergebnissen rechtfertigt der BÖHME-Test seine Akzeptanz als wichtiges Verfahren zur Ermittlung eines spezifischen technischen Kennwertes, der im Rahmen der gegenständlichen Problematik geeignet ist, als eine Art von Summenparameter beispielsweise die Verwitterungsempfindlichkeit von Inschriftenträgermaterial zu charakterisieren.

Zusammenfassende Beurteilung der Untersuchungsergebnisse

Grundsätzliches Ziel dieser Arbeit war es, ausgewählte Fragmente von Inschriftenträgern aus dem römischen Tempelbezirk auf dem Pfaffenberg bei Carnuntum petrografisch zu charakterisieren, Aussagen zur Herkunft und Qualität der zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten abzuleiten und in Verbindung mit der Erarbeitung technischer Parameter auch eine Art von Datenbank für Restauratoren zu schaffen, als Grundlage beispielsweise für Restaurierungen im Rahmen von Denkmalpflege.

Nach makroskopischer Sichtung von ca. 650 Inschriftenfragmenten konnten diesen insgesamt fünf Arten von Leithakalk zugeordnet werden, die durch Korngrößenverteilung, Sortierung im Kornaufbau, Strukturen und andere Gesteinsmerkmale deutlich unterschieden sind (Tab. 13). Detaillierte Beschreibungen dieser Gesteinstypen erfolgten anschließend auf mikroskopischem und röntgenanalytischem Wege. Aussagen zum Entstehungsbereich der Leithakalke konnten vor allem unter Einbindung mikrofazieller Untersuchungen gemacht werden, wonach diese in einem flachen Schelfmeer, im Bereich der Fazieszonen 6, 7 und 8 nach WILSON (1975) entstanden sind. Die genaue Herkunft der für die Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten konnte nicht eindeutig festgelegt werden. Die festgestellten sedimentpetrografischen, aber auch technischen Kennwerte der untersuchten Materialarten sprechen dafür, dass die benötigten Gesteine aus der näheren Umgebung von Carnuntum, insbesondere aus den Hainburger Bergen und aus Wolfsthal, stammen.

Die Kennwerte gesteinstechnischer Eigenschaften vermitteln interessante Informationen über die Qualität der genützten Gesteinsarten und lassen vorsichtige Schlüsse auf ihre selektive Verwendung zu (Tab. 14). Wegen mangelnder Probenverfügbarkeit an Inschriftenträgern wurden ergänzende gesteinstechnische Untersuchungen auch an architektonischem Baumaterial etc. durchgeführt und in Übereinstimmung mit den an den Inschriftenträgern ermittelten Eigenschaften für vergleichbar befunden. Die zur Herstellung von Inschriftentafeln verwendeten Gesteinsarten sind hauptsächlich als poröse, weiche Kalksteine bzw. Kalksandsteine zu bewerten. Nachteilig auf die Beständigkeit dieser Gesteine wirken sich manche für ihre Bearbeitung vorteilhafte Eigenschaften aus, wie geringe Festigkeit oder hohe Porosität.

Ein weiterer Nutzen dieser Arbeit ist schließlich im Wissen um spezifische Eigenschaften der verwendeten Gesteine für Aufgaben im Rahmen von Denkmalpflege zu sehen. Die erarbeiteten Daten sollten für Restauratoren im Zuge anfallender Kornservierungsmaßnahmen bzw. bei der Auswahl geeigneter Gesteine für Ausbesserungszwecke eine wesentliche Grundlage sein, diesbezügliche Aufgaben erfolgreich durchzuführen.

		Nomenklatur		Mineralogie [%]				
Probe	Typ	Folk (1962)	Dunham (1962)	Cc	Qz	Gl	Fsp	Dol
1a/313	1	BS, Qf	G, Qf, bkl	73	19	6	2	0
1b/20	1	BS, Qf	G, Qf, bkl	92	5	0	3	0
1b/99	1	BS, Qf	G, Qf, bkl	98	1	1	0	0
2/57	3	BS	G–R, bkl	99	1	0	0	0
2/126	2	BS	G–W, bkl	99	1	0	0	0
3/28	3	BS	G–R, bkl	100	0	0	0	0
3/65	3	BS	G–R, bkl	99	1	0	0	0
4/40	4	BS	G, bkl	100	0	0	0	0
5/34	3	BS	G–R, bkl	98	1	0	0	1
6/50	5	OS	G, oo	77	8	12	3	0

Tab. 13.
Zusammengefasste Ergebnisse der sedimentpetrografischen Untersuchungen an den Inschriftenträgern.
Abkürzungen: 1 – Kalksandstein, 2 – Fossilkalk, 3 – Kalkbrekzie/Kalklutit, 4 – Lithothamnienkalk, 5 – Kalkoolith, BS – Biosparit, OS – Oosparit, G – Grainstone, W – Wackestone, R – Rudstone, bkl – bioklastisch, Qf – Quarz führend, oo – oolithisch, Cc – Kalzit, Qz – Quarz, Gl – Glimmer, Fsp – Feldspat, Dol – Dolomit, max. KG – maximale Korngröße, Ø KG – durchschnittliche Korngröße, FA – Fossilanteil, ZG – Zementationsgrad, sg – sehr gut, m – mittel, schl – schlecht, sschl – sehr schlecht, - – sehr gering, + – gering, ++ – mittel, +++ – hoch.

Inschriftenfragmente

Probe	Typ	WA [Gew.%]	w [kg/m$^{\sqrt{2h}}$]	β [10^{-6}/°K]	KS [mm/min]	HD [‰]	ρ_R [g/cm^3]
1a/313	1	10,3	42,5	5,8	23,5	0,1	1,6
1b/20	1	14,8	54,1	5,9	6,9	0,0	1,9
1b/99	1	22,0	67,3	6,0	7,3	0,0	1,6
2/57	3	15,5	26,9	7,4	2,2	0,3	1,8
2/126	2	9,5	7,4	5,8	0,2	0,1	21,1
3/28	3	15,3	43,1	7,1	5,5	0,0	1,8
3/65	3	17,8	42,4	6,9	5,5	0,0	1,7
4/40	4	23,7	43,0	6,9	2,5	0,0	1,5
5/34	3	16,4	14,5	6,5	0,4	0,2	1,8
6/50	5	12,0	56,1	5,8	15,5	0,0	1,9

Haldenmaterial

Probe	Typ	BA [cm^3/ 50cm^2]	ρ_R [g/cm^3]
1	3	32,3	2,2
2	4	39,1	1,7
3		12,6	2,5
4		28,7	2,3
6	1	41,3	1,9
7	3	34,3	2,3

Architektonisches Material

Probe	Typ	WA [Gew.%]	ρ_R [g/cm^3]	ρ_0 [g/cm^3]	P [%]	US L [km/s]	US Q [km/s]	σ_{Ds} [Mpa]	σ_{Dt} [Mpa]
1a-H	1	24,9	1,5	2,7	44,8	1,5	1,9		4,7
1b-H	1	17,6	1,7	2,7	38,2	2,5	2,8	6,1	8,8
2-H	3	8,9	2,2	2,7	19,1	3,7	4,0	7,2	19,3
3-H			1,8	2,7	33,5	2,1	2,6		
5-H	3	17,1	1,7	2,6	33,3	3,1	3,2	5,7	10,5

Tab. 14.
Zusammengefasste Ergebnisse der ermittelten gesteinstechnischen Kennwerte an den Inschriftenträgern.
Abkürzungen: WA – Wasseraufnahme, w – Wasseraufnahmekoeffizient, β – Thermischer Ausdehnungskoeffizient, KS – Kapillare Sauggeschwindigkeit, HD – Hygrische Dehnung, ρ_R – Rohdichte, ρo – Reindichte, P – Porosität, US L – Ultraschallgeschwindigkeit, längs, US Q – Ultraschallgeschwindigkeit, quer, σ_z – Spaltzugfestigkeit, Messung senkrecht zur Anisotropie, σF1 – Messung parallel zur Anisotropie, σF2 – Messung Senkrecht zu den Kanten der Schichtebene, BA – Böhme Abriebfestigkeit, σ_{Ds} – Druckfestigkeit, wassergesättigt, σ_{Dt} – Druckfestigkeit, trocken.

[mm]						
max. KG	Ø KG	Sortierung	Orientierung	FA	ZG	Porosität
0,6	0,3	sg	+++	++	+	+++
0,7	0,2	sg	+	++	++	+++
0,9	0,4	sg	+++	++	++	+++
3	1	m–schl	++	+++	+++	++
3	1	schl	-	+++	+++	+
10	2	m	+++	+++	++	+++
65	2	m–schl	+++	+++	++	+++
4	0,4	sschl	-	+++	+	+++
4	0,6	schl	+	+++	+	++
1	0,4	sg	-	+	++	+++

ρ_0 [g/cm^3]	P [%]	US L [km/s]	US Q [km/s]	σ_z [Mpa]	σF1 [Mpa]	σF2 [Mpa]
2,7	40,3	2,3	2,5	0,4	0,7	
2,7	30,9	3,1	4,3	2,0		
2,7	39,5	2,4	3,5	0,3	0,9	
2,7	31,9	3,1	4,2	0,5	2,0	
2,7	22,8	4,3	5,9	1,1	0,5	3,3
2,7	32,9	2,6	3,9	0,3	0,9	
2,7	36,0	2,6	3,6	0,4	0,8	1,8
2,7	42,4	2,4	3,1	0,2	1,2	
2,7	32,5	3,2	4,4	0,5	0,3	2,0
2,6	25,1	3,3	4,6	0,8	2,9	

Quellenverzeichnis

Literatur

BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of Clay minerals and their X-ray identification. – Mineralogical Society, Monograph **5**, 495 S., London.

DAVIES, J.L. (1980): Roman military deployment in Wales and the Marches from Claudius to the Antonines. – In: HANSON, W.S. & KEPPIE, L.J.F. (Eds.): Roman Frontier Studies 1979 – papers presented to the 12th International Congress of Roman Frontier Studies, British archaeological reports. – BAR, Intern. Series, **71**, 255–277, Oxford.

DE QUERVAIN, F. (1967): Technische Gesteinskunde. – Mineralogisch-Geotechnische Reihe, 2. Auflage, 261 S., Basel-Stuttgart (Birkäuser).

DICKSON, J.A.D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section. – Nature, **205**, 587, London.

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. of Petrol. Geol., **1**, 108–121, Tulsa.

EVAMY, B.D. & SHERMAN, D.J. (1962): The applications of staining techniques to the study of diagenesis in limestones. – Proc. Geol. Soc., **1599**, 102, London.

FLEISCHER, G. (2002): Beurteilung von Ultraschalluntersuchungen an Natursteinobjekten in der Denkmalpflege. – Diss. Technische Universität Wien, 184 S., Wien.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Berlin (Springer).

FOLK, R.L. (1962): Spectral Subdivision of Limestone Types. – Mem. Amer. Ass. of Petrol. Geol., **1**, 62–84, Tulsa.

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

JANOSCHEK, R. (1951): Das inneralpine Becken. – In: SCHAFFER, F.X. & GRILL, R. (1951): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 526–693, Wien (Deuticke).

JOBST, W. (1978): 11. Juni 172 n. Chr. – Der Tag des Blitz- und Regenwunders im Quadenlande. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Philosophisch-Historische Kl., **335**, 35 S., Wien.

JOBST, W. (1992): Carnuntum. Das Erbe Roms an der Donau. – Katalog zur Ausstellung des Archäologischen Museums Carnuntinum in Bad Deutsch-Altenburg AMC, 536 S., Wien (Amt d. NÖ Landesregierung, Abt. III/2).

JOBST, W. (1996): Archäologischer Park Carnuntum – Tätigkeitsbericht 1994. Carnuntum Jahrbuch 1995, Zeitschrift f. Archäologie und Kulturgeschichte des Donauraumes, Wien (Österr. Akad. d. Wiss.).

JOBST, W. (1998): Carnuntum: Führer. – 64 S., Wien (ÖBV Pädagogischer Verlag).

KIESLINGER, A. (1949): Die Steine von St. Stephan. – 486 S., Wien (Herold).

MAYR, N. (2003): Zur Petrologie und ausgewählten technologischen Eigenschaften der Inschriftentafeln des römischen Tempelbezirkes auf dem Pfaffenberg bei Carnuntum. – Dipl. Arb., Universität Wien, 82 S., Wien.

MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. JR. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – 332 S., Oxford (Univ. Press).

PISO, I. (2003): Die Inschriften. – In: JOBST, W. (Ed.): Das Heiligtum des Jupiter Optimus Maximus auf dem Pfaffenberg/Carnuntum – Der römische Limes in Österreich, **41**, 176 S., Wien (Verlag ÖAW).

ROHATSCH, A. (1996): Forschungen zur historischen Gesteinsverwendung in Österreich. – Restauratorenblätter, **17**, zum Thema 20 Jahre Steinkonservierung 1976–1996, Bilanz u. Perspektiven, M & C, Klosterneuburg–Wien.

ROHATSCH, A. (1997): Gesteinskunde in der Denkmalpflege unter besonderer Berücksichtigung der jungtertiären Naturwerksteine von Wien, Niederösterreich und dem Burgenland. – Habilitationsschrift BOKU, VII + 284 S., Wien.

SCHNABEL, W. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 mit Kurzerläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.

SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. – USGS Prof. Paper, **391-C**, C1-C31, Washington D.C.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke).

TUCKER, E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. – 265 S., Stuttgart (Enke).

WESSELY, G. (1958): Geologische Neuaufnahme des Tertiärs und Quartärs der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete. – Diss. Univ. Wien, 291 S., Wien.

WESSELY, G. (1961): Geologie der Hainburger Berge. – Jb. Geol. B.-A., **104**, 273–349, Wien.

WILSON, J.L. (1975): Carbonate Fazies in Geologic History. – 471 S., New York (Springer).

WINKLER, E.M. (1997): Stone in architecture: Properties, durability. – 3rd edition, 313 S., Berlin (Springer).

Normen und Richtlinien

Anmerkung: Da zwischen dem Untersuchungszeitraum und der Drucklegung des vorliegenden Beitrags das nationale Normenwerk teilweise auf europäische Normen umgestellt wurde, werden die neuen Normen in Klammer angeführt.

DIN 52 328: Prüfung von Glas; Bestimmung des Längenausdehnungs-Koeffizienten.

ÖNORM EN 1925: Bestimmung des Wasseraufnahmekoeffizienten infolge Kapillarwirkung.

ÖNORM EN 14579: Prüfverfahren für Naturstein: Bestimmung der Geschwindigkeit der Schallausbreitung.

ÖNORM B 3121: Prüfung von Naturstein: Reindichte, Rohdichte, Schüttdichte (ÖNORM EN 1936).

ÖNORM B 3122: Prüfung von Naturstein: Wassergehalt und Wasseraufnahme (ÖNORM EN 13755).

ÖNORM B 3124/1: Prüfung von Naturstein: Mechanische Gesteinseigenschaften: Einaxiale Zylinderdruckfestigkeit (ÖNORM EN 1926).

ÖNORM B 3124/4: Prüfung von Naturstein: Mechanische Gesteinseigenschaften: Einaxiale Zugfestigkeit; Spaltzugfestigkeit.

ÖNORM B 3126/2: Prüfung von Naturstein und anorganischen Baustoffen: Verschleißprüfung; Schleifscheibenverfahren nach Böhme (ÖNORM EN 14157).

ÖNORM B 3129: Natürliche Gesteine, Richtwerte für die Auswahl.

Eingelangt: 12. Februar 2014, Angenommen: 10. April 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 71–82 | Wien, Dezember 2014

Das Mammutzahn-Bruchstück von Fritzens (Inntal, Tirol) und seine Stellung in der Chronologie des ostalpinen Spätpleistozäns

GERNOT PATZELT*

8 Abbildungen, 2 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 119 Schwaz

Tiroler Gebirgsraum
Inntal
Tongrube Baumkirchen
Mittelwürm bis Spätglazial

Inhalt

Zusammenfassung 71
Abstract 71
Vorbemerkungen 72
Der Mammutzahn von Fritzens 73
Lage und Stratigrafie 73
Datierung und Probenalter 74
Die Bändertone von Baumkirchen 75
Mammutfunde aus dem Ostalpenraum 76
Die Klimaverhältnisse der Mammutzeit 76
Der chronologische Ablauf des jüngeren Quartärs im ostalpinen Raum 78
Dank 80
Literatur 80

Zusammenfassung

Ein Mammutzahn-Bruchstück aus sekundärer Lagerstätte in der spätglazialen Vorterrasse des Inntales hat ein kalibriertes Radiokarbonalter zwischen 42.750 und 40.450 BP ergeben. Für diese Zeit ist im Lebensraum des Mammuts im Talbereich eine waldoffene Vegetation mit deutlich kühleren Klimaverhältnissen als heute gut begründet anzunehmen.

Die Zeit der Höhlenbären und Aurignacien-zeitlichen Geschoßspitzen der Tischofer Höhle fallen in die Zeit der Sedimentation der Bändertone von Baumkirchen, die zwischen 35.000 und 33.000 BP geendet hat. Eine Erosionsphase zwischen 33.000 und 32.000 BP unterbricht die Terrassensedimentation. Diese setzt sich danach mit zunehmend grobklastischen Ablagerungen fort. Um 28.000 BP war der zentralalpine Raum des Brixner Beckens noch eisfrei, kurz darauf setzt die hochwürmzeitliche Vergletscherung ein, die im Zeitraum zwischen 26.000 und 20.000 BP abgelaufen ist.

Der Eisrückgang von würmzeitlichen Endmoränen des Draugletschers hat ab ca. 20.000 BP begonnen. Zwischen 17.000 und 16.000 BP werden im Inntal mittlere Hanglagen und die Mittelgebirgsterrasse eisfrei. Unter starker Schuttbedeckung können in der Inntalfurche Toteisreste länger erhalten geblieben sein. Im Unterinntal waren diese vor über 15.000 Jahren jedoch abgeschmolzen. In der Nacheiszeit wurde die Inntalsohle durch Sedimenteintrag nur mehr geringfügig erhöht.

The mammoth tooth fragment of Fritzens (Inn Valley, Tyrol) and its place in the chronology of the late Pleistocene of the Eastern Alps

Abstract

A fragment of a mammoth tooth, re-deposited within the late-glacial terrace of the Inn valley, was determined by radio-carbon dating to have an age of 42,750–40,450 years BP. During this time, the climate in the Inn valley was distinctly cooler than today and the vegetation was free of forests.

The time of cave bears and arrow heads of the Aurignacien culture, found in the Tischofer cave, coincided with the sedimentation of laminated clay at Baumkirchen, which ended 35,000–33,000 years ago. An erosion phase interrupted the build-up of terraces between 33,000 and 32,000 years BP. Afterwards, deposition restarted

* GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

with increasingly coarse-grained sediments. At 28,000 years BP, the Brixen basin in the central-alpine region was free of ice. However, Würm-glaciation followed shortly afterwards, lasting until 26,000–20,000 years BP.
Ice retreat of the Drau glacier, documented by terminal moraines of Würm age, started 20,000 years BP. From 17,000–16,000 years BP onwards, the medium-height flanks of the Inn valley and the terraces were ice-free. Dead ice possibly remained under a thick debris cover until 15,000 years BP in the central floor of the lower Inn valley. During the post-glacial period, the floor of the Inn valley was only slightly raised by sedimentation.

Vorbemerkungen

Der Fund des Mammutzahn-Bruchstückes in der Schottergrube der ehemaligen Fa. Hochenburger erfolgte im Mai 1985 (Abb. 1). Er ist der Aufmerksamkeit des Schubraupenfahrers Eduard Höllrigl zu verdanken, der bei Schotterabbauarbeiten das Fundstück freilegte. Vom Firmenleiter Herrn Harald Hochenburger verständigt, hat Univ. Prof. Dr. Franz Fliri, Baumkirchen, den Zahn am Fundort fotografiert. Er hat im darauf folgenden Jahr den Verfasser, der damals Assistent bei ihm war, gebeten, Profilaufnahme und weiterführende Untersuchungen zu übernehmen. Eine entsprechende Aufschlusskartierung erfolgte im August 1986, wobei der Fundort wegen des laufenden Schotterabbaues nicht mehr exakt lokalisierbar war. Im November 1986 wurde eine Probe des Zahnmaterials am Radiokarbonlabor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover zur Altersbestimmung dem Laborleiter Herrn Prof. M.A. Geyh, der Bedeutung des Fundes entsprechend persönlich abgegeben. Im Juli 1987 lag das Datierungsergebnis vor. Prof. Franz Fliri wurde von Vorgangsweise und Ergebnissen laufend in Kenntnis gesetzt. Eine Publikation derselben ist jedoch aus nicht mehr erhebbaren Gründen unterblieben.

In der Ablage des Verfassers sind Kopien des damals zusammengestellten Materials erhalten. Daraus konnte der oben dargestellte Sachverhalt rekonstruiert werden. Obwohl in dem inzwischen vergangenen Zeitraum von 30 Jahren die Kenntnisse von den vor- bis nacheiszeitlichen Vorgängen im Inntal in großem Umfang zugenommen haben, erscheinen die wesentlichen Beobachtungen und Ergebnisse des Zahnfundes und des Fundzusammenhanges immer noch mitteilenswert. Sie werden nach gründli-

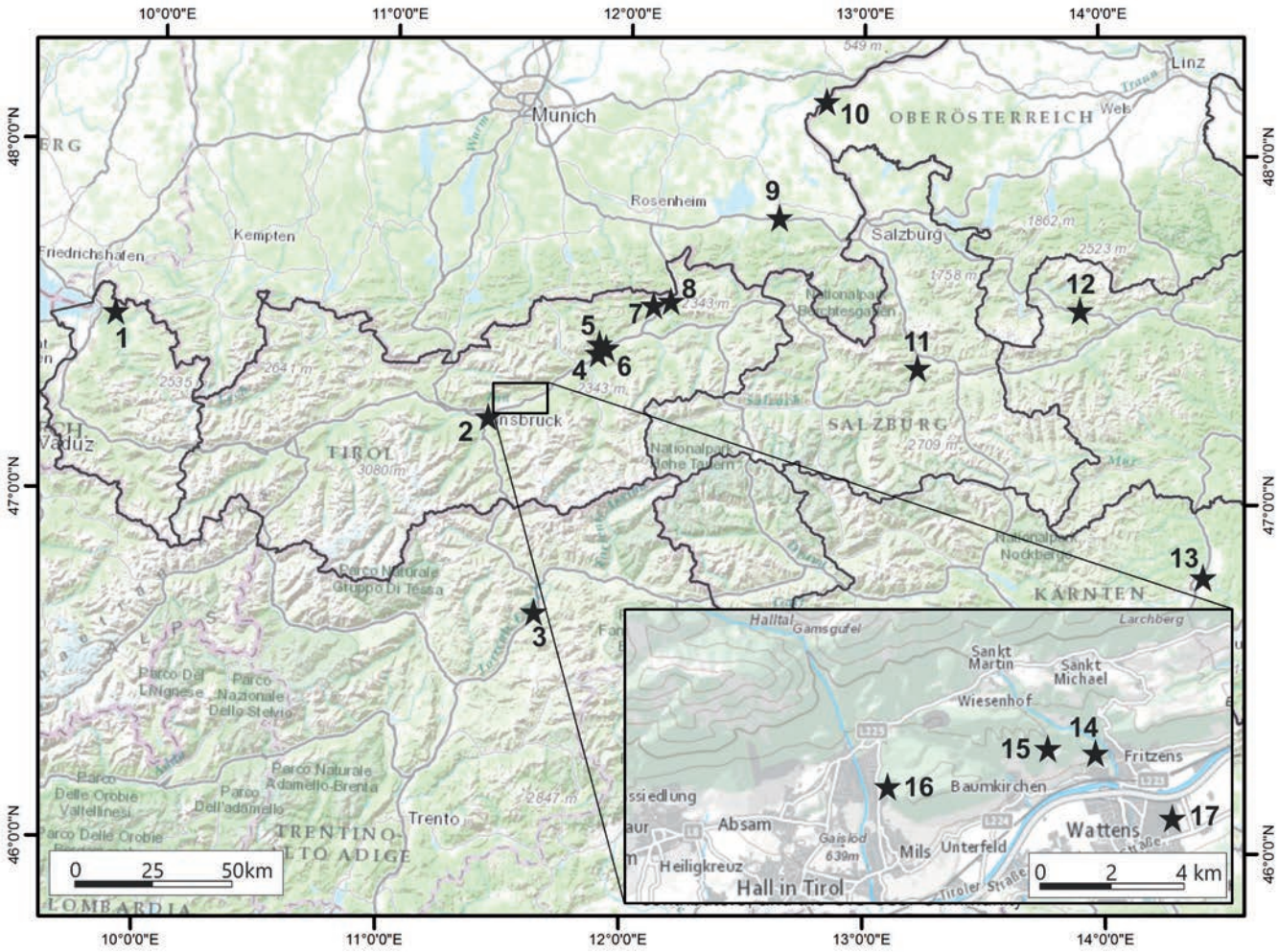


Abb. 1.
Geografischer Überblick.
1: Langen, 2: Lanser See, 3: Albeins (S von Brixen), 4: Brixlegg, 5: Frauen- und Krummsee, 6: Radfeld, 7: Pendling, 8: Tischoferhöhle, 9: Siegsdorf, 10: Duttendorf, 11: Bischofshofen, 12: Rödschitz, 13: Längsee, 14: Schottergrube der Fa. Würth-Hochenburger GmbH bei Fritzens (Fundort des Mammutzahn-Bruckstückes), 15: Tongrube Baumkirchen, 16: Mils, 17: Wattens.
Datenquelle: ESRI World Topographic Map, Detailkarte: basemap.at

cher Überarbeitung hier vorgelegt und in einen erweiterten räumlichen und zeitlichen Zusammenhang gestellt. Vor allem werden die Radiokarbondaten einheitlich nach dem neuen Kalibrierungsprogramm IntCal 13/OxCal v3.10 umgerechnet (Tab. 2) und der neu erstellten Chronologie zugrunde gelegt (Abb. 8).

Der Mammutzahn von Fritzens

Der Fundgegenstand ist ein ca. 40 cm langes, leicht gekrümmtes Bruchstück eines Mammut-Stoßzahnes (Abb. 2a, b). An seinem dickeren Ende hat es einen Durchmesser von 10 cm. Der frische Anbruch an beiden Enden lässt die Annahme zu, dass von dem Zahn ein längeres Stück im Schotter eingelagert war. Davon war im Abbau jedoch keine weitere Spur erhalten geblieben.

Lage und Stratigrafie

Der Fundort des Mammutzahnes ist zum Auffindungszeitpunkt geodätisch nicht eingemessen worden. Der Schotterabbau wurde unmittelbar nach der Auffindung fortgesetzt, sodass bei den Erhebungen im Jahr 1986 dessen Lage nicht mehr koordinatenmäßig erfasst werden konnte. Die Höhenlage wurde auf 570 m mit einer Unschärfe von 5 m festgelegt. Das Aufschlussfoto vom 21. August 1986 (Abb. 3) und die Profilskizze (Abb. 4) zeigen die ungefähre Lage des Fundortes, die sich am Haus Unterdorf Nr. 20 orientiert.

Der Zahn war, von rund 18 m Schotter überdeckt, in den Sedimenten eines Schwemmfächers eingelagert, der aus der Talung des heutigen Bärenbaches heraus geschüttet worden ist und mit steiler, 30 m hoher Böschung zur gegenwärtigen Inntalsohle abfällt. Die Schotter weisen eine deutliche Schichtung auf, die inntalwärts flacher werdend ausstreicht und in den tiefer liegenden Teilen abgesessene und verkippte Schollen aufweist (Abb. 4). Die Schotter haben das bunte Gesteinsspektrum der Inntal-Terrassensedimente mit hohem Anteil gut gerundeter, kristalliner Komponenten. Für umgelagertes Material aus den Bändertonen ergab sich kein Hinweis. Die Schotter sind damit als Auswaschungs- und Umlagerungssediment aus den Terrassenschottern zu sehen, deren ursprüngliche Lage im Liegenden der Bändertone anzunehmen ist. Die Datierung des Zahnes unterstützt diese Annahme.

Der Schwemmfächer von Fritzens liegt standfester Grundmoräne auf, mit einem Quellhorizont am Schichtkontakt (Abb. 4). Er ist ein Teil der Vorterrasse, der zwischen den Schwemmkegeln des Weißenbaches im Westen und jenen des Vomperbaches im Osten dem steilen Abhang der Inntalterrasse als selbständiger Sedimentationskörper angelagert ist.

Diese Situation hat schon Fliri (1964) nach einer Profilaufnahme von 1952 für eine spätglaziale Eisrandbildung gehalten und dies später nochmals ausdrücklich betont (Fliri, 1971: 9, Abb. 2). Das konnte 1996 im Aufschluss einer Grabung in der Bändertongrube bestätigt werden. In steiler, z.T. senkrechter Diskordanz war hier der leicht verfestigte, standfeste Schotter der Vorterrasse an die Bändertone angelagert (Abb. 5, 6). Die dadurch erfolgte Versiegelung der Bändertone muss unmittelbar im Zuge des Eisfreiwerdens geschehen sein. Fliri (1964: 239) nimmt an, dass die Tone in dieser Zeit gefroren waren. Aber auch ohne Gefrornis dürften die gut konsolidierten Bändertone standfest gewesen sein. Sie wurden während oder kurz nach dem Eisfreiwerden von den spätglazialen Sedimenten plombiert.

Somit ist sowohl an der talseitigen Erosionsfläche der Bändertone als auch mit den Absitzungen und Verkippungen der Sedimente bei Fritzens der Nachweis erbracht, dass die Vorterrasse im Kontakt mit dem abschmelzenden Inntaleis entstand und damit als spätglaziale Eisrandbildung zu sehen ist.

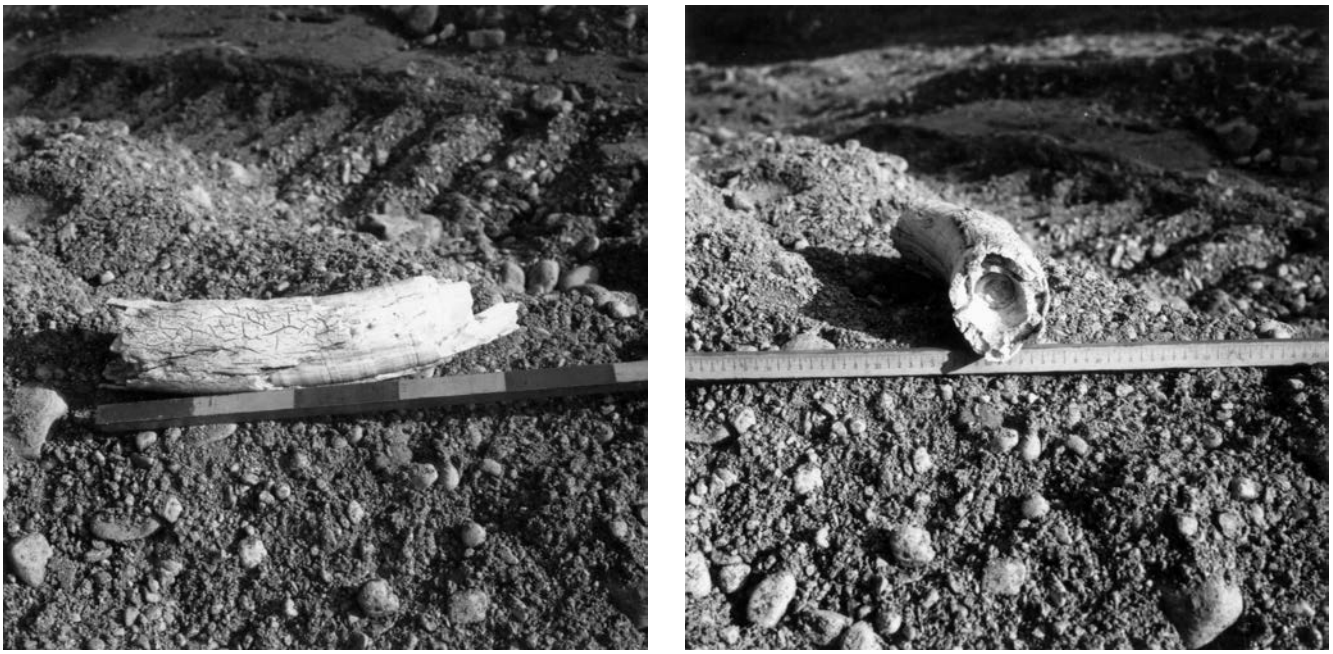


Abb. 2a, b.
Das Mammutzahn-Bruchstück am Auffindungsort. Foto: F. Fliri, 05.1985.

Abb. 3.
Schottergrube des Kieswerkes Fritzens mit der Aufschlusswand des spätglazialen Schwemmkegels. Fundort des Mammutzahns markiert. Foto: G. PATZELT, 21.08.1986.

Datierung und Probenalter

Eine erste Altersbestimmung des Zahnes von Fritzens wurde im Jahr 1987 (siehe oben) am ^{14}C-Labor in Hannover durchgeführt. Die Kollagen-Fraktion der Probe ergab unter der Labornummer Hv-14627 ein konventionelles ^{14}C-Alter von 29.600 ± 335 BP, das nach der neuen Kalibration (REIMER et al., 2013) einem Alter von 34.390 bis 33.050 BP (2σ) entspricht. Nach der jetzt vorgenommenen AMS-Datierung ist diese Altersbestimmung jedoch zu korrigieren und kann nicht weiter in Betracht gezogen werden.

Für die neue Datierung wurde vom selben Zahnbruchstück aus dem innersten Kernbereich des Zahnes eine Probe entnommen und einer AMS-Datierung zugeführt. Sie ergab unter der Probennummer VERA-5940 ein konventionelles ^{14}C-Alter von 37.350 + 690/-630 BP, wofür nach neuer Kalibration ein Alter von 42.750 bis 40.550 BP (2σ) bestimmt wurde. Eine Kontrollmessung an Probenmaterial nach der Ultrafiltration ergab unter VERA-5940 UF1 ein konventionelles ^{14}C-Alter von 37.175 + 650/-600, kalibriert 42.550 bis 40.450 BP (2σ) (Tab. 1). Die Probenalter stimmen überein und werden als verlässlich angesehen. Das Alter des Probenrückstandes von VERA-5940 R wird auf das Präparationsmittel der Probenvorbehandlungsmethode zurückgeführt und beeinflusst das Ergebnis nicht signifikant.

Probe	Labor Nr.	^{14}C-Alter BP	kalibriertes Alter (2σ)
Fritzens 2	VERA-5940	37.350 + 690/-630	42.750–40.550
Fritzens 2, Rückstand	VERA-5940 R	32.250 + 430/-410	37.450–35.150
Fritzens 2	VERA-5940 UF1	37.175 + 650/-600	42.550–40.450
Fritzens 2, < 30 kDa	VERA-5940 UF2	34.990 + 530/-500	40.750–38.450

Tab. 1.
Ergebnisse der AMS-Datierung der Probe Fritzens 2.

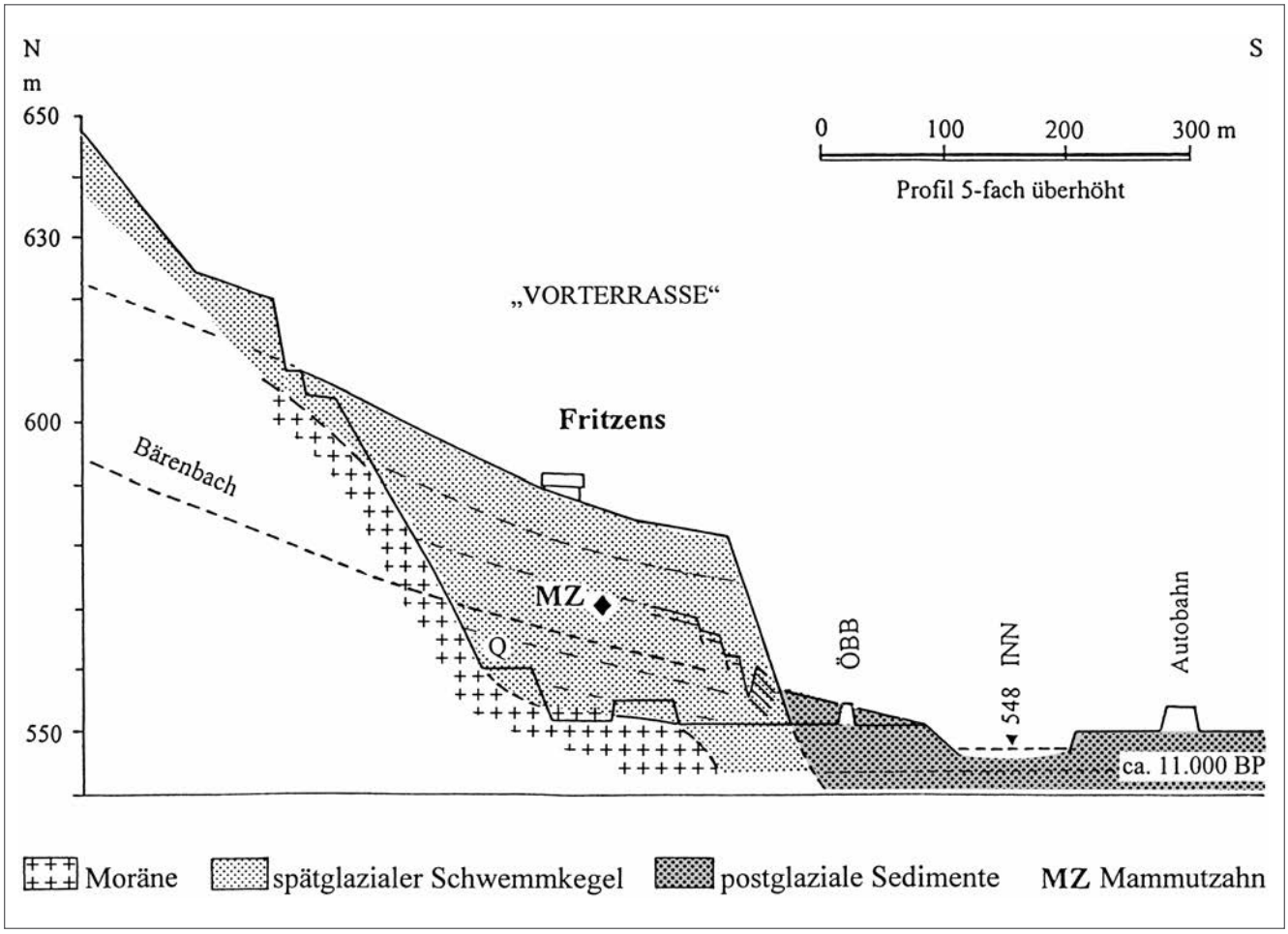


Abb. 4.
Aufschlussprofil der Abbauwand in der Schottergrube von Fritzens. Fundort des Mammutzahnes markiert.

Die Bändertone von Baumkirchen

Mit der Radiokarbondatierung eines Abschnittes der Bändertone von Baumkirchen ist diese Lokalität zu einer Schlüsselstelle für die Chronologie des jüngeren alpinen Quartärs geworden (Abb. 1). Die feingeschichteten Schluff- und Tonsedimente der Tongrube wurden in den Jahren 1969 bis 1971 im Abschnitt zwischen 653 und 681 m Höhe mit 13 Proben auf eine Zeit zwischen 27.000 und 31.000 Radiokarbonjahre datiert (FLIRI et al., 1971, 1972: 206, 1975: 86). Die Datierungen sind nach damaligem Standard sowie nach mehrfacher Wiederholung und methodischer Überprüfung die bestmöglichen Ergebnisse, die in der Zeit um 1970 zu ermitteln waren (FELBER, 1971a, b). Sie ermöglichten erstmals in guter zeitlicher Auflösung eine Vorstellung von der Entwicklung des Talraumes und des Klimas unmittelbar vor der letzten würmzeitlichen Vergletscherung.

Die internationale Bedeutung dieser Datenserie ist durch die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie mit der Festlegung zum Typusprofil für das „Obere Würm“ anerkannt worden (CHALINE & JERZ, 1984: 186, 189).

Die vor 40 Jahren durchgeführten Datierungen wurden durch SPÖTL et al. (2013) an dem damals geborgenen und archivierten Probenmaterial mit der inzwischen entwickelten AMS-Methode wiederholt. Dabei wurden auch die Daten der von F. Fliri erstellten Chronologie kalibriert, was zur Zeit seiner Arbeiten noch nicht möglich war. Die neue Chronologie der Datenserie ergab insgesamt ein signifikant höheres Alter von ca. 36.000 bis 34.000 cal. BP, wenngleich vier Proben der alten Chronologie schon im 1σ-Bereich auch in diesen Zeitraum fallen. Bemerkenswert ist, dass mit den neuen Daten für die Bändertone im datierten Abschnitt eine Sedimentationsrate von ca. 6 cm/Jahr ermittelt wurde und damit das Ergebnis von BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER (1978) bestätigt wird, die für einen 86 cm langen Profilabschnitt in ca. 655 m Höhe pollenanalytisch in der Feinstratigrafie der Bändertone eine Jahressedimentation von 3 bis 8 cm mit einem Mittelwert von 5 cm/Jahr feststellten. Dieses Ergebnis war mit der alten Chronologie nicht vereinbar, ist jedoch für die neue Chronologie eine wichtige Stütze auf stratigrafischer Basis.

Der Beginn der Bändertonsedimentation ist nicht bekannt. Eine von der Abbausohle der Tongrube aus, ca. 70 m abgeteufte Werksbohrung hat in ca. 590 m Höhe die Basis der Tone nicht erreicht. Für das Ende der Stillwasserablagerungen haben SPÖTL et al. (2013) mit einer Sedimentationsrate von 5 bis 6 cm/a einen Zeitraum von 35.000 bis 33.000 cal. BP ermittelt. Von den Bändertonen ist weder stratigrafisch noch chronologisch eine Verbindung zum Mammut von Fritzens herzustellen.

Abb. 5.
An die Bändertone angelagerte Sedimente der Vorterrasse (im Bild rechts). Erosionsdiskordanz deutlich sichtbar.
Foto: G. PATZELT, 20.09.1996.

Abb. 6.
Struktur der Bändertone am Kontakt zu den angelagerten Sedimenten der Vorterrasse (im Bild links), ohne Schichtverstellung im Kontaktbereich.
Foto: G. PATZELT, 20.09.1996.

Mammutfunde aus dem Ostalpenraum

Das Mammut (*mammuthus primigenius*) ist der namengebende Großsäuger für die „Mammutsteppenzeit", die als Phase kühlen bis kalten, überwiegend mittelfeuchten Klimas gekennzeichnet ist. Sie wird nach DÖPPES & RABEDER (1997: 379, Tab. 3: 367) mit 34.000 bis 13.000 BP abgegrenzt. In Abbildung 3 dieser zitierten Arbeit ist die Verbreitung der Mammutfundstellen in Ostösterreich dargestellt. Für Oberösterreich erwähnt KOHL (2000: 399) 42 Fundstellen mit Mammutüberresten. Die zahlreichen Funde von Mammutrelikten aus Oberbayern sind bei DARGA (2009: 92–96) angeführt.

Diese Zusammenstellungen können ergänzt werden durch die Mammutfunde in Tirol und Vorarlberg, die durchwegs innerhalb der Ausdehnung der würmzeitlichen Maximalvergletscherung liegen. Von einem Stoßzahnfund in der Höttinger Au bei Innsbruck im Jahr 1926 berichtet KLEBELSBERG (1928). An diesem Fund ist bemerkenswert, dass seine stratigrafische Lage in der Vorterrasse der des Mammutzahns von Fritzens sehr ähnlich ist. Einen weiteren Fund erwähnt HEISSEL (1933), der beim Bau der Hechtseestraße bei Kufstein im Jahr 1932 gemacht wurde. Und schließlich weist KLEBELSBERG (1940/1941) noch auf einen Lesefund im Bachbett der Brandenberger Ache bei Kramsach-Mariatal hin.

In Vorarlberg wurde im Schesatobel bei Bürserberg im Jahr 1859 ein Mammutzahn gefunden, der zusammen mit weiteren Mammutbelegen aus dem Bregenzer Wald in der Sammlung INATURA in Dornbirn aufbewahrt wird. Keiner dieser genannten Mammutbelege ist datiert, sie werden nur allgemein der würmglazialen „Mammutzeit" zugeordnet.

Radiokarbondatierte Mammutproben sind neben der von Fritzens aus dem ostalpinen Raum bisher nur drei weitere bekannt (Tab. 1). Ein Stoßzahnfragment aus einer Kiesgrube bei Langen im Bregenzerwald (Abb. 1) ergab ein konventionelles ^{14}C-Alter von 23.900 ± 400 BP (DE GRAAFF, 1992), das neu kalibriert einer Zeit von 28.750 bis 27.350 BP (2σ) entspricht. Damit wäre ein übereinstimmendes Alter mit den beiden Datierungen von Albeins bei Brixen gegeben (Abb. 1). Auch die ähnliche stratigrafische Lage der Probe von Langen im Sediment entspricht denen von Albeins. Allerdings war eine Überprüfung dieser Altersbestimmung durch eine AMS-Datierung nicht möglich bzw. sinnvoll, weil der Zahn inzwischen aus Erhaltungsgründen präpariert wurde (Auskunft Dr. G. FRIEBE, INATURA Dornbirn). Einen unbehandelten Probenrest bewahrt L.W.S. DE GRAAFF (schriftl. Mitteilung) auf. Eine Wiederholung der Datierung wäre sinnvoll.

Im Jahr 1986 wurde beim Autobahnbau bei Bischofshofen (Land Salzburg) am Abhang des Buchbergplateaus das Bruchstück eines Mammutzahnes freigelegt und davon unter GrN-15578 ein konventionelles ^{14}C-Alter von 32.400 ± 1100 BP bestimmt (TICHY, 1989), das neu kalibriert 39.050 bis 36.150 BP (2σ) ergibt.

Die dritte Mammutdatierung stammt von dem nahezu vollständig erhaltenen Mammutskelett, das bei Siegsdorf in Bayern 1975 gefunden und 1985/1986 ausgegraben wurde (ZIEGLER, 1994). Eine Neubearbeitung der Fundstelle ergab für das Mammut ein konventionelles ^{14}C-Alter von 45.180 + 1130/-990 BP, das nach der Kalibration mittels calPal2004 einer Lebenszeit zwischen 47.900 und 44.700 BP entspricht (ROSENDAHL et al., 2005; DARGA, 2009: 118).

Die Klimaverhältnisse der Mammutzeit

Das Mammut wird als kennzeichnende Tierart der letzten Kaltzeit gesehen, die von DÖPPES & RABEDER (1997) als „Mammut Steppenzeit" bezeichnet wird und mit einer Klimaverschlechterung um 34.000 BP beginnt. Davon sei die „Mittelwürm Warmzeit" mit dem Nachweis hochgelegener,

von Bären genutzter Höhlen und „interglazialen“ Klimaverhältnissen in der Wachau deutlich abgesetzt (Döppes & Rabeder, 1997: 378). In einer neuen Zusammenfassung (Döppes et al., 2011) werden mit weiteren Befunden aus hochgelegenen Bärenhöhlen für die Zeit von 65.000 bis 30.000 BP so warme und wärmere Klimaverhältnisse als heute angenommen.

Diese Festlegung ist mit den Mammutbelegen und weiteren paläoklimatologischen Befunden schwer in Einklang zu bringen. Der Lebensbereich des Mammuts von Siegsdorf, das zwischen 47.900 und 44.700 cal. BP gelebt hat (dieser Zeitraum entspricht dem 1σ- Vertrauensbereich, für den 2σ- Bereich ist der ältere Abschnitt nicht mehr kalibrierbar), ist in ca. 660 m Meereshöhe durch eine offene Waldlandschaft gekennzeichnet. Dafür wurde eine Jahresmitteltemperatur abgeleitet, die um 4° C unter der heutigen lag (Rosendahl et al., 2005: 155).

Am bedeutendsten Mammutfundplatz der Schweiz wurde in einem Moor bei Niederweningen, knapp außerhalb der würmzeitlichen Endmoränen, ein Mammut ebenfalls für die Zeit zwischen 50.000 und 45.000 cal. BP datiert (Tütken et al., 2007: 141). Die umfassenden Untersuchungen an dieser Lokalität ergaben ein Mittelwürm-Interstadial mit offener, Tundra-ähnlicher Vegetation, um ca. 4° C kühleren Temperaturverhältnissen gegenüber heute und eine weitere Abkühlung nach ca. 40.000 BP. In diesem Zeitraum hat nach entsprechenden Datierungen der Höhlenbär in der Rameschhöhle auf 1.960 m Höhe und in der Conturineshöhle auf 2.800 m Höhe gelebt (Döppes et al., 2011: 197).

Für das Mammut von Fritzens, mit der Lebenszeit zwischen 42.750 und 40.550 cal. BP, fehlen ergänzende paläontologische Belege aus dem Inntalraum. Es hat nach diesen Daten gegen Ende des Willendorf-Interstadials gelebt (Nigst, 2013: 61), für das ein mildes, boreales klimatisches Umfeld mit offener Vegetation und randlichen Waldflächen ermittelt wurde (Frank & Rabeder, 1994). Bemerkenswert ist, dass das Profil von Willendorf II im Abschnitt C unmittelbar über dem interstadialen Horizont von Lößlagen abgedeckt ist, die kalte, z.T. sehr kalte, tundrenartige Verhältnisse anzeigen, in welche die drei Kulturhorizonte als interstadiale Episoden eingelagert sind (Nigst, 2013: 61). Diese Kaltzeitbedingungen sind mit einer „Mittelwürm-Warmzeit“ nicht vereinbar.

In der Zeit des Bändertonsees im Inntal vor rund 35.000 Jahren sind mit Hilfe der Pollenanalyse (Bortenschlager & Bortenschlager, 1978) waldfreie, kühle Klimaverhältnisse nachgewiesen. In diesen Zeitraum fällt auch die Datierung des jüngsten Höhlenbären der Rameschhöhle, die vermutlich klimabedingt nicht mehr länger genutzt werden konnte.

Die aufgezeigten Befunde weisen für die Mittelwürmzeit auf wechselvolle und insgesamt deutlich kühlere Verhältnisse gegenüber heute hin. Auch die neue Datierung der Bändertonsedimentation um 35.000 cal. BP widerspricht der Annahme, nach der die warmzeitlichen Bedingungen bis 30.000 BP angedauert hätten. Zu diesen aufgezeigten Fakten stehen die Feststellungen von Döppes & Rabeder (1997) in Widerspruch, der noch zu klären ist.

Lokalität	Labor Nr.	conv. ^{14}C BP	calib. ^{14}C BP	Zitat
MZ Siegsdorf	-	45.180 + 1130/-990	47.900–44.700	Rosendahl et al. (2005)
MZ Fritzens 1	Hv-14627	(29.600 ± 335)	(34.450–32.950)	diese Arbeit
MZ Fritzens 2	VERA-5940	37.350 + 690/-630	42.750–40.550	diese Arbeit
MZ Fritzens 2	VERA-5940 UF1	37.175 + 650/-600	42.550–40.450	diese Arbeit
MZ Bischofshofen	GrN-15578	32.400 ± 1100	39.050–36.150	Tichy (1989)
HB Tischoferhöhle	Hv-5441	27.875 ± 485	33.050–30.950	Kneussl (1973)
HB Tischoferhöhle	KIA-19543	32.010 + 510/-480	37.250–34.750	Bolus & Conrad (2006)
HB Tischoferhöhle	KIA-19544	31.530 + 210/-200	35.950–34.850	Bolus & Conrad (2006)
HB Tischoferhöhle	KIA-19545	29.500 ± 200	34.100–33.250	Bolus & Conrad (2006)
HB Pendling	Hv-4850	28.370 ± 905	34.150–30.850	Kneussl (1973)
Mils 1	UBA-11679	27.805 ± 155	31.950–31.200	Spötl et al. (2013)
Mils 2	UBA-11680	27.538 ± 158	31.590–31.080	Spötl et al. (2013)
Albeins 1	Hv-15443	24.000 ± 210	28.550–27.650	Fliri (1988)
Albeins 2	Grn-26944	23.760 ± 140	28.150–27.550	Nicolussi (pers. Mitt.)
MZ Langen	UtC-1292	23.900 ± 400	28.750–27.350	de Graaff (1992)
Duttendorf	HV-xx	21.650 ± 250	26.550–25.350	Traub & Jerz (1975)
Längsee	Uppsala xx	15.585 ± 160	19.250–18.500	Löffler (1997)
Rödschitz	VRI-484	15.400 ± 470	19.850–17.550	Draxler (1977)
Lanser See 4	GrN-7920	13.980 ± 240	17.650–16.250	Bortenschlager (1984b)
Lanser See 3	GrN-7919	13.250 ± 210	16.550–15.250	Bortenschlager (1984b)
Radfeld	VRI-2014	13.400 ± 600	17.750–14.050	Poscher (2000)
Brixlegg	VERA-2224	12.435 ± 35	14.900–14.200	Patzelt (2012)
Frauensee	UtC-7145	12.380 ± 70	14.900–14.100	Walde (1999)
Krummsee	Hv-5279	12.480 ± 90	15.100–14.200	Bortenschlager (1984a)
Wattens	VRI-882	9.730 ± 120	11.450–10.650	Patzelt (1987)

Tab. 2.
Verwendete Radiokarbondaten, kalibriert nach IntCal 13 (Reimer et al., 2013) und OxCal v3.10 (Bronk Ramsey, 2005). Lage der Fundorte in Abbildung 1.

Der chronologische Ablauf des jüngeren Quartärs im ostalpinen Raum

Die im Folgenden zusammengestellte Chronologie des Ablaufes der quartären Entwicklung des ostalpinen Raumes liegen die neuen AMS-Daten und die einheitliche Kalibration aller Daten nach IntCal 13 (Reimer et al., 2013) und OxCal v3.10 (Bronk Ramsey, 2005) zugrunde (Tab. 2, Abb. 8). Mitverwendet wurden nach entsprechender kritischer Sicht und Kalibration auch frühere konventionelle ^{14}C-Daten, um das Ablaufbild zu vervollständigen. Diesbezüglich sind allerdings bei zukünftigen Untersuchungen Ergänzungen und Korrekturen zu erwarten.

Die sekundäre Einlagerung des Mammutzahnfragmentes von Fritzens in die spätglaziale Eisrandterrasse erscheint petrografisch, sedimentologisch und durch das Radiokarbonalter hinreichend belegt. Für die primäre Lage des Zahnes ist aufgrund des Alters eine Einlagerung in Terrassensedimente vor der Sedimentation der Bändertone wahrscheinlich. Allerdings gibt es dafür aus dem Talraum des Inntales keine weiterführenden Befunde.

Die Bändertone geben mit den aufgezeigten Datierungen eine wichtige Zeitmarke für den Aufbau der Inntalterrasse. Durch Interpolation wurde das Ende der Tonsedimentation in 740/750 m Höhe für einen Zeitraum zwischen 35.000 und 33.000 BP (Spötl et al., 2013) festgelegt.

Eine spätere Phase der Terrassensedimentation im Inntal, stratigrafisch und zeitlich von den Bändertonen deutlich abgesetzt, ergaben zwei neue Datierungen eines Altfundes von Knochen eines Elches (*Alces* cf. *alces*) aus der inzwischen aufgelassenen Schottergrube von Mils (Abb. 1), für die Heissel (1954: 306) noch Riß/Würm-interglaziales Alter annahm. Spötl et al. (2013) erhalten dafür ein kalibriertes Alter zwischen 32.000 und 31.000 BP und bestätigen damit die Auffassung von Fliri (1971: 14–15), der aufgrund stratigrafischer Befunde die Milser Sedimente für jünger als die Bändertone hielt.

Zwischen dem Ende der Bändertonsedimentation und der Ablagerung der Milser Sedimente liegt ein Zeitraum von 1.000 bis 2.000 Jahren. Aus der Höhenlage der Knochenfundstelle, die nicht überliefert, aber nach den Angaben von Heissel (1954: 292, Abb. 14) auf 732 m ± 2 m rekonstruierbar ist und damit deutlich tiefer als die Oberkante der Bändertone liegt, lässt sich eine Erosionsdiskordanz zwischen den beiden Sedimentkörpern ableiten. Die Milser Sedimente sind den zuvor erodierten Bändertonen auf-, bzw. in diese eingelagert. Fliri (1971: 14) führt die Befunde an, nach denen im stratigrafisch Liegenden der Milser Sedimentabfolge Wasser stauende Tone verbreitet sind. Erschlossen wurden diese mit einer Schlagbohrung in der Milser Schottergrube, die bis 706 m Meereshöhe abgeteuft wurde und schluffiges Sediment erreichte. Die vorgesehene Fortsetzung dieser Untersuchung kam jedoch nicht zustande.

Östlich der Bändertone von Baumkirchen sind in einer großen Schottergrube oberhalb von Fritzens von ca. 690 bis 730 m Höhe, in der gleichen Höhenlage, in der unmittelbar westlich davon die Bändertone anstehen, Schotter aufgeschlossen. Sie zeigen Schichtstrukturen einer unruhigen Sedimentation, sind in tieferen Lagen reich an Innsbrucker Quarzphyllit aus den Tuxer Alpen mit vereinzelt größeren Blöcken und führen Leitgeschiebe der Tarntaler Serie. In den höheren Lagen dominieren schlecht sortierte Innschotter, die mehrfach Gerölle aus schluffig-tonigem Sediment mit Durchmessern von 30 bis 60 cm enthalten (Abb. 7), die zur Zeit ihrer Entstehung und Ablagerung gefroren gewesen sein mussten. Diese Tongerölle sind ein Beleg dafür, dass Stillwassersedimente erodiert wurden und weisen, wie in Mils, auf eine Erosionsphase nach dem Ende der Sedimentation der Bändertone hin. Die Erosionsphase kann nach den vorliegenden Datierungen und Abschätzungen zwischen 33.000 und 32.000 cal. BP stattgefunden haben. Unmittelbar danach ist der letzte Abschnitt der Terrassensedimentation erfolgt, für welche die Datierungen von Mils (32.000–31.000 cal. BP) einen zeitlichen Anhaltspunkt geben.

Aus dem Inntal gibt es keine zeitliche Marke für die weitere sedimentäre Entwicklung. Doch das Radiokarbonalter eines Baumstammes aus einer Schottergrube bei Albeins (nahe Brixen, Südtirol) zeigt, dass dieser inneralpine Talraum 3.300 bis 3.500 Jahre nach dem Zeitraum, den die Daten von Mils anzeigen, noch eisfrei war. Das in 800 m Höhe, ca. 250 m über der heutigen Talsohle, in feinklastischem Sediment der ehemaligen Talverschüttung gefundene, eingeschwemmte Stammstück einer Zirbe (*pinus cembra*) ergab ein konventionelles conv. ^{14}C-Alter von 24.000 ± 210 BP (Hv-15443; Fliri, 1988). Vom gleichen Holzstück hat Kurt Nicolussi (Univ. Innsbruck, pers. Mitteilung) eine zweite Datierung veranlasst und mit Grn-26944 ein gut übereinstimmendes konventionelles ^{14}C-Alter von 23.760 ± 140 BP erhalten, das neu kalibriert einer Zeit von 28.150 bis 27.550 cal. BP entspricht. Damit ist nach derzeitigem Kenntnisstand gut belegt, dass das Brixner Talbecken vor rund 28.000 Jahren noch nicht vergletschert war. Entsprechendes kann für den mittleren Inntalraum angenommen werden. Wenn die Datierung des Mammutzahnes aus Langen (de Graaff, 1992) zutreffend ist (siehe Seite 76 und Tab. 2), wäre damit für die gleiche Zeit auch Eisfreiheit im Tal der Bregenzer Ache festgelegt.

Für die Tal- und Klimageschichte in der Zeit vor der würmzeitlichen Hauptvergletscherung ist die Datierung von Höhlenbären aus den Bärenhöhlen am Pendling (1.485 m) und der Tischoferhöhle (594 m), beide im Gebirgsbereich der Umgebung von Kufstein gelegen, von Bedeutung (Abb. 1). Aus der Pendlinghöhle, aus der bei einer Nachgrabung nach Frischauf et al. (2012) Knochenreste von Braun- und Höhlenbären gefunden wurden, die nicht datierbar waren, ist im Jahr 1972 ein Bärenknochen unter Lab. Nr. Hv-4850 auf 28.370 ± 905 BP datiert worden (Kneussl, 1972; Kneussl & Mangelsdorf, 1979), der neu kalibriert ein Alter von 34.300 bis 30.960 BP ergibt. Aus der Tischoferhöhle wurde von einem Bärenknochen unter Hv-5441 ein konventionelles ^{14}C-Alter von 27.875 ± 485 BP bestimmt (Kneussl, 1973), das einem kalibrierten Alter von 33.100 bis 31.020 BP entspricht. Eine eventuelle Verfälschung dieser Probenalter durch Verunreinigung mit jüngerem organischem Material wurde erwogen, aber nach den erhebbaren Fundumständen für wenig wahrscheinlich gehalten. Dagegen ist eine Alterskorrektur nach einer AMS-Datierung nicht auszuschließen. Eine solche ist jedoch nicht möglich, weil kein Restmaterial dieser Proben erhalten ist.

In der Tischoferhöhle wurden im Bärenknochen führenden Höhlenlehm acht bearbeitete Knochen- und Geweihspitzen gefunden, die der Aurignacien-Kulturstufe zugeordnet werden und menschliche Anwesenheit in der Bärenzeit be-

Abb. 7.
Geröll aus tonig-schluffigem Sediment im Innschotter der Schottergrube oberhalb Fritzens. Foto: G. PATZELT, 20.01.2014.

legen (MENGHIN, 1969; HARB, 2002). Drei dieser Geschoßspitzen wurden ^{14}C-datiert (BOLUS & CONRAD, 2006) und ergaben nach neuer Kalibration Probenalter zwischen 37.300 und 33.300 BP (Tab. 1, Abb. 8). Der Bärenknochen aus der Tischoferhöhle ist geringfügig, der aus der Pendlinghöhle nicht signifikant älter als die jüngste der Geschoßspitzen. Für beide Bärendaten kann daher angenommen werden, dass sie möglicherweise etwas zu jung, aber in der Größenordnung richtig sind. Ihr Alter fällt, wie das der Geschoßspitzen, in die Zeit der Bändertonsedimentation. Für diese Zeit haben BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER (1978: 101) in ca. 800 m Meereshöhe eine waldfreie, aber kräuterreiche Vegetation erschlossen, welche auch die Lebensgrundlage der Bären am Pendling (ca. 1.500 m) und im Kaiserbergtal (ca. 600 m) gewesen sein dürfte.

Um 35.000 cal. BP, somit in der Zeit der Bändertonsedimentation im Inntal und der Bärenpopulation der Tischoferhöhle, ist das Ende der Bärenzeit in der 1.960 m hoch gelegenen Ramesch-Bärenhöhle festgelegt (Beta-15767: 31.140 ± 310 BP; PACHER & STUART, 2008: 194). Bis in diesen Zeitraum waren demnach auch in ca. 1.900 m Meereshöhe Lebensbedingungen für Bären gegeben, für die nach der Pollenanalyse in tieferen Tallagen eine waldoffene Vegetation belegt ist.

Während der letzten, würmzeitlichen Vergletscherung ist die Pendlinghöhle von 150 bis 200 m Eis, die Tischoferhöhle von 1.050 bis 1.000 m Eis überlagert worden. Erratikafunde des Verfassers am Pendlingrücken (1.550 m) bestätigen die ehemalige Eisüberdeckung. Für das mittlere Inntal wird nach Schliffgrenzen und Erratika eine Eisstromhöhe zwischen 2.200 und 2.300 m angenommen, womit sich eine Eismächtigkeit von mindestens 1.700 m ergibt (VAN HUSEN, 1987). Für die hochwürmzeitliche Vergletscherung der Ostalpen ist bisher nur ein zeitlicher Rahmen zwischen 26.000 BP und 20.000 BP anzugeben. Die Datierung aus einem von Niederterrassenschottern überlagerten Lößprofil von Duttendorf bei Burghausen (Abb. 1) gibt mit einem konventionellen ^{14}C-Alter von 21.650 ± 250 BP (TRAUB & JERZ, 1975), neu kalibriert 26.550 bis 25.350 BP, einen guten zeitlichen Anhaltspunkt für den Beginn der würmzeitlichen Vergletscherung im Alpenvorland. Eine vielseitige, neue Untersuchung dieses Profils (STARNBERGER et al., 2008) erhält mit OSL-Datierungen von 21.500 ± 2.300 BP und 19.900 ± 2.300 BP ein signifikant geringeres Alter als die ^{14}C-Datierung, womit sich die Lößakkumulation in die Zeit des Höhepunktes der Würmkaltzeit verschieben würde. Allerdings ist die Ver-

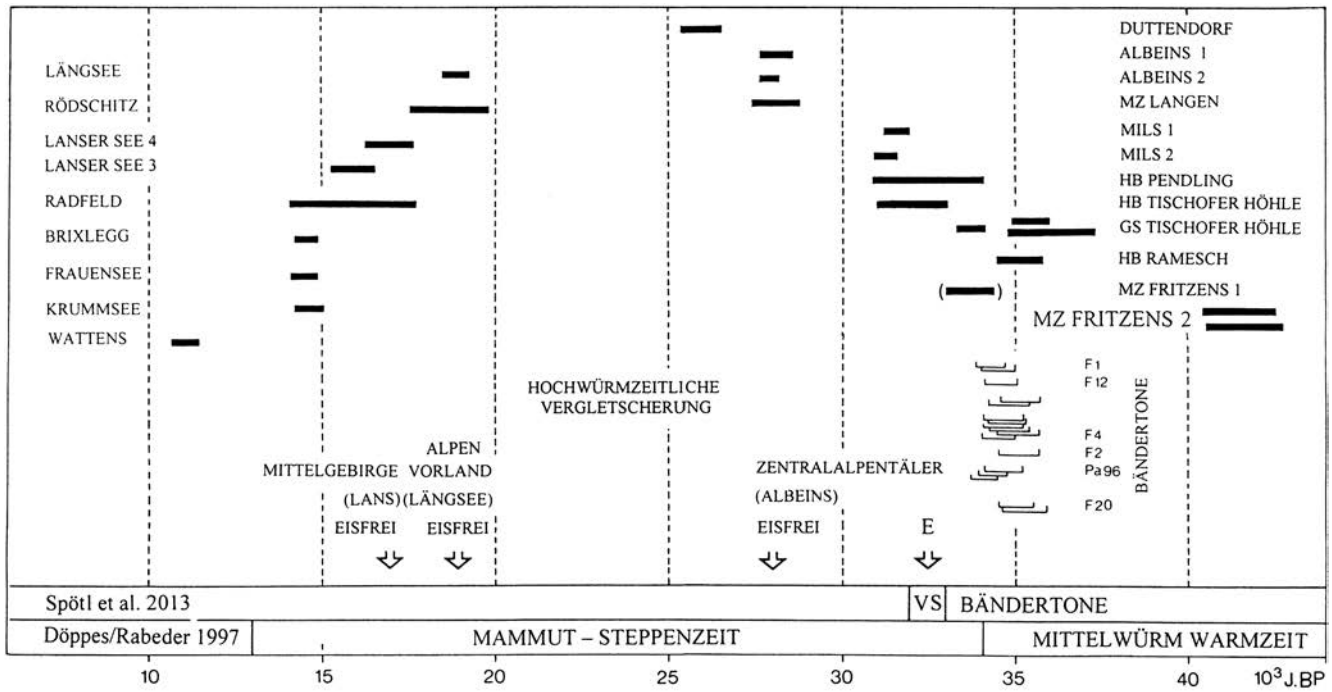


Abb. 8.
Die kalibrierten Radiokarbondaten und der zeitliche Ablauf der Kaltzeitentwicklung im behandelten Zeitraum.

gleichbarkeit der Datierungsergebnisse nicht eingehender untersucht worden. Auch in Gebieten, die deutlich außerhalb der hochwürmzeitlichen Vergletscherung im periglazialen Bereich lagen, wie das in der Umgebung von Neurath bei Stainz, südwestlich von Graz der Fall ist, weist die Pollenanalyse eine baumlose, offene Tundrenvegetation in der Zeit von 26.050 bis 25.100 cal. BP nach (konventionelles ^{14}C-Alter von 21.270 ± 230 BP; DRAXLER & VAN HUSEN, 1991).

Ein Mindestalter für den Eisrückzug von den würmzeitlichen Endmoränen des Draugletschers ist durch eine Datierung (ohne Labor Nr.) aus dem Längsee (Kärnten; Abb. 1) mit einem konventionellen ^{14}C-Alter 15.585 ± 160 BP festgelegt (LÖFFLER, 1997), das neu kalibriert 19.120 bis 18.620 BP entspricht. SCHMIDT et al. (2002: 45) zitiert, ebenfalls ohne Labor Nr., vom Längsee ein konventionelles ^{14}C-Alter von 15.535 ± 160 BP. Es konnte nicht ermittelt werden, ob hier zwei Datierungen oder ein Schreibfehler vorliegen. Aufgrund der Sedimentstratigrafie im Liegenden des datierten Horizontes wird ein um 1.500 Jahre früherer Beginn der Seeablagerungen angenommen (LÖFFLER, 1997: 830), wodurch sich für das Ende des würmhochglazialen Gletschervorstoßes eine nachvollziehbare Zeit um 20.000 cal. BP ergibt. Das Basisdatum der datierbaren Sedimente des Längsees wird in einer detailreichen neuen Untersuchung nach aktueller Kalibration mit 19.200 bis 18.770 cal. BP bestätigt (KIA-30230: 15.715 ± 88 BP aus HUBER et al., 2010: 136).

Das Basisdatum aus dem Moorprofil von Rödschitz bei Bad Mitterndorf (Abb. 1) ist mit 15.400 ± 470 BP (VAN HUSEN, 1977; DRAXLER, 1977), kalibriert 19.850 bis 17.550 BP, für eine konkretere Zeitfestlegung etwas unscharf, doch ist damit, auch stratigrafisch und pollenanalytisch belegt, Eisfreiheit in einem inneralpinen, vorher vergletscherten Bereich für eine Zeit um 18.000 cal. BP nachgewiesen.

Der spätglaziale Eisabbau ist nur in der letzten Phase zeitlich gut erfasst. Dafür ist die „Vorterrasse“, die bei Fritzens–Baumkirchen im Kontakt mit abschmelzendem Toteis entstand, ein wichtiger morphologisch-stratigrafischer Beleg. Ihre Sedimentation ist zwischen 18.000 und 17.000 cal. BP eingrenzbar. Somit bleibt für Auf- und Abbau des würmzeitlichen Eisstromnetzes nach den vorliegenden Daten ein Zeitraum von maximal 11.000 Jahren zwischen 28.000 und 17.000 BP (Abb. 8).

Im Unterinntal ist in der Talsohle östlich von Radfeld (Abb. 1) im Zuge der Planung für die neue Trasse der Österreichischen Bundesbahnen (ÖBB) aus der Kernbohrung C-KB 04/95 von einer Holzprobe aus 21,6 m Profilteufe ein ^{14}C-Alter von 13.400 ± 600 BP (VRI-2014) datiert worden (POSCHER, 2000), das kalibriert einem Alter von 16.900 bis 15.400 BP (2σ) entspricht. Die Innsedimente darüber waren ungestört, sodass für diese Zeit bereits Eisfreiheit in der Talsohle angenommen werden kann. Allerdings ergibt sich dafür aufgrund der Datierungsunschärfe ein großer zeitlicher Spielraum.

Eindeutig ist Eisfreiheit im Talboden mit der Datierung eines Rentierknochens festgelegt, der im Zuge des ÖBB-Tunnelbaues bei Brixlegg (Abb. 1) aus Innsedimenten in 502 m Meereshöhe, 16 m unter dem heutigen Innauenniveau, geborgen wurde. Der Knochen wurde auf 12.435 ± 35 BP (VERA-2224) datiert, womit ein kalibriertes Alter von 14.900 bis 14.150 BP ermittelt wurde (PATZELT, 2012: 31). Damit war das Eis im Unterinntal in der Talfurche östlich der Zillertalmündung um ca. 15.000 BP sicher abgeschmolzen. Für den Talraum von Fritzens–Baumkirchen trifft das mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls zu. Es ist jedoch auch damit zu rechnen, dass die starke Schuttbedeckung das endgültige Abschmelzen von Toteis deutlich verzögert hat. Es ist denkbar, dass in der Zeit, in der die Inntalterrasse und die unteren Talflanken bereits eisfrei waren und in den darin eingetieften Toteismulden organogene Verlandung begann, wie das im Lanserseemoor (840 m; Abb. 1) zwischen 17.000 und 16.000 cal. BP der Fall war (BORTENSCHLAGER, 1984a, b; neue Kalibration der Basisdaten), in der Inntalfurche unter starker Schuttbedeckung stellenweise noch Toteis lag. In der Nacheiszeit wurde die Inntalsohle durch Sedimenteintrag nur mehr geringfügig erhöht. Bei Wattens (Abb. 1) ist ein Aulehm-Horizont unter 3,5 m Innschottern auf 11.650 bis 10.700 cal. BP datiert worden (VRI-882: 9.730 ± 120 BP, PATZELT, 1987: 115–116; hier Abb. 8).

Der Mammutzahn von Fritzens liefert einen wichtigen, ergänzenden Beitrag zur Kenntnis des jüngeren Inntalquartärs. Ein bedeutender Fortschritt ist durch die deutlich verbesserte zeitliche Auflösung der geologischen Abläufe mit Hilfe der neuen Datierungs- und Kalibrierungsmöglichkeit von Radiokarbondaten gegeben, wie sie SPÖTL et al. (2013) vorgelegt haben. Hier ist ein Anfang gemacht. Es bleibt noch viel zu tun.

Dank

Der Verfasser dankt Frau Univ. Prof. Dr. Eva WILD, VERA-Labor, Universität Wien, für stets gewährte freundliche Unterstützung und die Informationen im Rahmen der angeführten Datierungsarbeiten. Dank gebührt weiters Herrn Dr. Sebastian PFLEIDERER für die Übersetzung der englischsprachigen Manuskriptteile.

Literatur

BOLUS, M. & CONRAD, N.J. (2006): Zur Zeitstellung von Geschoßspitzen aus organischen Materialien im späten Mittelpaläolithikum und Aurignacien. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **36**, 1–15.

BORTENSCHLAGER, S. (1984a): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat. wiss.-med. Ver. Innsbr., **71**, 19–56, Innsbruck.

BORTENSCHLAGER, S. (1984b): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III, ein Typusprofil für die Ostalpen. – Diss. Bot., Bd. **72** (Festschrift Welten), 71–79, Braunschweig.

BORTENSCHLAGER, I. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **14**/1, 95–103, Innsbruck.

Bronk Ramsey, Ch. (2005): OxCal Program v3.10. – Oxford. http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal3/oxcal.htm (abgerufen am 19.01.2015).

Chaline, J. & Jerz, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**, 185–192, Stuttgart.

Darga, R. (2009): Auf den Spuren des Inn-Chiemsee-Gletschers. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **26**, 175 S., München.

de Graaff, L.W.S. (1992): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stoßzahnes (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphographische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – Schriften d. Vorarlberger Landesmuseums, Bregenz, Reihe A, Landsch. Gesch. u. Archäologie, Bd. **5**: Archäologie im Gebirge, 23–28, Bregenz.

Döppes, D. & Rabeder, G. (Eds.) (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. d. Komm. f. Quartärforsch. d. Österr. Akad. Wiss., **10**, 411 S., Wien.

Döppes, D., Rabeder, G. & Stiller, M. (2011): Was the Middle Wurmian in the High Alps warmer than today? – Quaternary International, **245**, 193–200, Oxford.

Draxler, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 131–163, Wien.

Draxler, I. & Husen van, D. (1991): Ein C-14 datiertes Profil in der Niederterrasse bei Neurath (Stainz, Steiermark). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **25**/1 (1989),123–130, Innsbruck.

Felber, H. (1971a): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode an Fossilfunden aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **7**/1–2, 25–29, Innsbruck.

Felber, H. (1971b): Über die Anreicherung von Uran in den Fossilfunden aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **7**/1–2, 31–38, Innsbruck.

Fliri, F. (1964): Beiträge zur Morphologie der Gnadenwaldterrasse im mittleren Inntal. – Z. f. Geomorph., N.F. **8**/2, 232–240, Berlin.

Fliri, F. (1971): Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie der Inntalterrasse im Raum von Innsbruck. – Veröff. d. Museum Ferdinandeum, **51**, 5–21, Innsbruck.

Fliri, F. (1975): Das Inntal-Quartär im Westteil der Gnadenwaldterrasse. – Tirol, ein geographischer Exkursionsführer. – Innsbrucker Geographische Studien, **2**, 79–87, Innsbruck.

Fliri, F. (1988): Die Schottergrube von Albeins bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol. – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **24**/2, 137–142, Innsbruck.

Fliri, F., Hilscher, H. & Markgraf, V. (1971): Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **7**/1–2, 5–24, Innsbruck.

Fliri, F., Felber, H. & Hilscher, H. (1972): Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **8**/1–2, 203–213, Innsbruck.

Frank, C. & Rabeder, G. (1994): Neue ökologische Daten aus dem Lößprofil von Willendorf in der Wachau. – Archäologie Österreichs, **5**/2, 59–64, Wien.

Frischauf, Ch., Mazelis, E. & Rabeder, G. (2012): Bericht über die Probegrabung (2011) in der Pendling-Bärenhöhle bei Kufstein (Nordtirol; 1266/21). – Die Höhle, **63**/1–4, 38–42, Wien.

Harb I. (2002): Die Ausgrabungen in der Tischoferhöhle bei Kufstein in Tirol. – Forsch. d. Inst. f. Ur- und Frühgeschichte sowie Mittelalter- u. Neuzeitarchäologie, Praearchos, **1**, 112 S., Innsbruck.

Heissel, W. (1933): Fund eines Mammutzahnes bei Kufstein (Tirol). – Z. f. Gletscherkunde, **21**, 196–197, Innsbruck.

Heissel, W. (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 251–322, Wien.

Huber, K., Weckström, K., Drescher-Schneider, R., Knoll, J., Schmidt, J. & Schmidt, R. (2010): Climate changes during the last termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). – J. Paleolimnol, **43**, 131–147, Dordrecht.

Husen van, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.

Husen van, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus der Geologischen Geschichte Österreichs, **2**, 24 S., Geol. B.-A., Wien.

Klebelsberg, R. v. (1928): Ein Mammutzahn-Fund bei Innsbruck. – Z. f. Gletscherkunde, **16**, 261–262, Innsbruck.

Klebelsberg, R. v. (1940/41): Ein Mammut-Fund im tirolischen Inntal. – Z. f. Gletscherkunde, **28**/2, 188, Innsbruck.

Kneussl, W. (1972): Vorbericht über eine Grabung in der Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **8**/1–2, 329–330, Innsbruck.

Kneussl, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischoferhöhle (Kaisertal bei Kufstein, Nordtirol) mit ^{14}C-Methode altersbestimmt. – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **9**/1–2, 181–188, Innsbruck.

Kneussl, W. & Mangelsdorf, J. (1979): Die Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – Veröff. d. Museum Ferdinandeum, **59**, 11–33, Innsbruck.

Kohl, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Schriftenreihe des OÖ. Museumsvereins – Gesellschaft für Landeskunde, **17**, 487 S., Linz.

Löffler, H. (1997): Längsee: A history of meromixis; 40 years later: Homage to Dr. D.G. Frey. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **26**, 829–832.

Menghin, O. (1969): Früh-Aurignacium-Funde aus Tirol. Zur Geschichte und geochronologischen Stellung der Tischofer Höhle.– Beiträge zur Urgeschichte Tirols. Innsbrucker Beitr. Kulturwiss., SH **29**, 11–38, Innsbruck.

Nigst, P.R. (2013): Willendorf II. – In: Steguweit, L. (Red.): 55. Jahrestagung d. Hugo Obermaier-Gesellschaft f. Erforschung d. Eiszeitalters u. d. Steinzeit e.V. in Wien, 59–66, Wien.

Pacher, M. & Stuart, A.J. (2008): Extinction chronology and palaeobiology of cave bear (Ursus spelaeus). – Boreas, **99**, 189–206, Oslo.

Patzelt, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – Veröff. Museum Ferdinandeum, **67**, 93–123 Innsbruck.

Patzelt, G. (2012): Die Bergstürze vom Pletzachkogel, Kramsach, Tirol. – Jb. Geol. B.-A., **152**/1–4, 25–38, Wien.

Poscher, G. (2000): Baugeologisch-Geotechnischer Längsschnitt Eisenbahnachse Brenner, Abschnitt Kundl/Radfeld – Baumkirchen. – Unveröffentlichte Unterlagen der Brenner Eisenbahn GmbH, Innsbruck.

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, Tucson.

ROSENDAHL, W., DARGA, R. & BURGER, J. (2005): Die pleistozäne Großsäugerfauna von Siegsdorf (Süddeutschland) – neue Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Öster. Akad. Wiss., **14**, 153–160, Wien.

SCHMIDT, R., VAN DEN BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. – Quaternary International, **88**, 45–56, Oxford.

SPÖTL, CH., REIMER, P.J., STARNBERGER, R. & REIMER, R.W. (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. – J. of Quaternary Sc., **28**/6, 552–558, Chichester.

STARNBERGER, R., TERHORST, B., RÄHLE, W., PETICZKA, R. & HAAS, J.N. (2008): Paläoökologische Untersuchungen in den quartären Sedimenten von Duttendorf (Oberösterreich). – Quartär, **55**, 135–142, Berlin.

TICHY, G. (1989): Neue Mammutfunde aus Salzburg und Oberösterreich. – Oberösterr. Geonachrichten. Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Paläontologie von Oberösterreich, **4**, 1–31, Linz.

TRAUB, F. & JERZ, H. (1975): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. – Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., **11**/2, 175–193, Innsbruck.

TÜTKEN, TH., FURRER, H. & VENNEMANN, T.W. (2007): Stable isotope compositions of mammoth teeth from Niederweningen, Switzerland: Implications for the Late Pleistocene climate, environment and diet. – Quaternary International, **164**/**165**, 139–150, Oxford.

WALDE, C. (1999): Polynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Raum Kramsach-Brixlegg (Tirol, Österreich). – Ber. nat. wiss-med. Ver. Innsbr., **86**, 61–79, Innsbruck.

ZIEGLER, R. (1994): Das Mammut (*Mammuthus primigenius* BLUMENBACH) von Siegsdorf bei Traunstein (Bayern) und seine Begleitfauna. – Münchner Geowiss. Abh., **26**, 49–80, München.

Eingelangt: 3. Juni 2014, Angenommen: 2. September 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 83–113 | Wien, Dezember 2014

Gastropods of an Ottnangian (Early Miocene) rocky shore in the North Alpine Foreland Basin (Allerding, Austria)

MATHIAS HARZHAUSER[1], BERNARD M. LANDAU[2], OLEG MANDIC[1], ANDREAS KROH[1], KAFTAN KUTTELWASCHER[1], PATRICK GRUNERT[3], SIMON SCHNEIDER[4] & WOLFGANG DANNINGER[5]

1 Text-Figure, 4 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 29 Schärding

Gastropoda
Early Miocene
Ottnangian
Paratethys

Contents

Zusammenfassung 83
Abstract 84
Introduction. 84
Geological Setting. 84
Material and Methods 86
Discussion 86
Systematics 86
Conclusions 99
Acknowledgements. 99
References 99
Plates 106

Gastropoden einer Felsküste aus dem Ottnangium (frühes Miozän) des Nordalpinen Vorlandbeckens (Allerding, Österreich)

Zusammenfassung

Es wird die erste seichtmarine und Hartgrund-assoziierte Gastropoden-Vergesellschaftung aus dem Ottnangium (frühes Miozän) der zentralen Paratethys beschrieben. In vielen Fällen war aufgrund der schlechten und meist fragmentären Erhaltung als Steinkerne und Abdrücke keine genaue Bestimmung möglich. Trotzdem weist die 32 Arten umfassende Vergesellschaftung auf einen generell noch unbekannten Faunentyp hin, der durch hohe Endemismusraten gekennzeichnet ist. Rund 60 % der Arten waren noch unbeschrieben oder zumindest noch nicht aus der Paratethys bekannt.

Kurzlebige Aufschlüsse im Steinbruch der Schärdinger Granit Industrie AG bei Allerding (Oberösterreich) dokumentieren Granitblöcke der ehemaligen Küste der Böhmischen Masse, die gemeinsam mit Trochiden und Turbiniden durch verschiedene patelliforme Gastropoden-Arten unterschiedlichster Familien besiedelt wurden. Diese Hartgründe waren auch Lebensraum für Demospongien und Cnidarien, die durch die diversen Epitoniiden und die Häufigkeit von Siliquariiden indirekt nachweisbar sind. *Cellana*? *danningeri* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp., *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp. und *Claviscala norica* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp. werden als neue Arten beschrieben. Zusätzlich werden neun Arten in offener Nomenklatur beschrieben, die zwar wahrscheinlich neue Arten repräsentieren, aber ungenügend erhalten sind.

1 MATHIAS HARZHAUSER, OLEG MANDIC, ANDREAS KROH, KAFTAN KUTTELWASCHER: Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria. mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at; oleg.mandic@nhm-wien.ac.at; andreas.kroh@nhm-wien.ac.at; kaftan.kuttelwascher@gmx.net
2 BERNARD M. LANDAU: Naturalis Biodiversity Center, P.O. Box 9517, NL-2300 RA Leiden, The Netherlands; Departamento de Geologia e Centro de Geologia. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa. Campo Grande, 1749–016 Lisbon, Portugal. bernielandau@sapo.pt
3 PATRICK GRUNERT: Institute for Earth Sciences, University of Graz, NAWI Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Austria. patrick.grunert@uni-graz.at
4 SIMON SCHNEIDER: CASP, 181A Huntingdon Road, Cambridge CB3 0DH, UK. simon.schneider@casp.cam.ac.uk
5 WOLFGANG DANNINGER: Hauptstraße 83, 4794 Kopfing. wolfgang.danninger@gmail.com

Abstract

We describe the first shallow marine and hard-ground associated gastropod assemblage from the Ottnangian (Early Miocene) of the Central Paratethys Sea. In many cases, the poor and usually fragmentary preservation as casts and moulds does not allow a definitive identification. Nevertheless, the small assemblage – comprising 32 species-level taxa – suggests a hitherto unknown faunal association with a high percentage of endemism. About 60 % of species are new to science or at least until now unknown from the Paratethys Sea.

Temporal outcrops at the Schärdinger Granit Industrie AG quarry at Allerding (Upper Austria) exposed the former coastal granite boulders of the Bohemian Massif, which were settled by several patelliform gastropod species of different families, along with the trochids and turbinids. These hardgrounds harboured also demosponges and cnidarians, which are indicated by the diversity of epitoniids and the frequency of siliquariids.

Cellana? *danningeri* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp., *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp. and *Claviscala norica* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp. are described as new species. In addition, nine species are probably new but are described in open nomenclature due to the insufficient preservation.

Introduction

The Ottnangian is a Lower Miocene Paratethyan regional stage corresponding to the middle part of the Burdigalian stage with its stratotype defined at Ottnang/Schanze in Upper Austria (RÖGL et al., 1973; PILLER et al., 2007; GRUNERT et al., 2010). Within the Ottnangian stage two strongly contrasting phases can be recognised. The first phase reflects a fully marine shallow water environment, the second brackish or freshwater environments. At the beginning of the Ottnangian stage, a marine seaway across the North Alpine Foreland Basin (NAFB) connected the Central Paratethys with the western proto-Mediterranean Sea and communication with the North Sea existed via the Rhine Graben (RÖGL, 1998). Within the NAFB, a tide-influenced shelf sea developed (PIPPÈRR, 2011; GRUNERT et al., 2012), reflected by the characteristic "schlier" deposits, comprising clayey silt and clay with silt and fine sand ripples. As a result of the uplift of the Alpine Foreland Basin, these marine connections ceased and the fluvial-lacustrine environments of the Upper Freshwater Molasse became established in the western NAFB (BERGER, 1996). This is reflected by the evolution of a highly endemic mollusc fauna settling in the so-called *Rzehakia* lakes from southern Germany in the west to Moravia in the east (HARZHAUSER & PILLER, 2007; HARZHAUSER & MANDIC, 2008). This peculiar fauna most probably spread from the Eastern Paratethys into the Central and Western Paratethys (STEININGER, 1973).

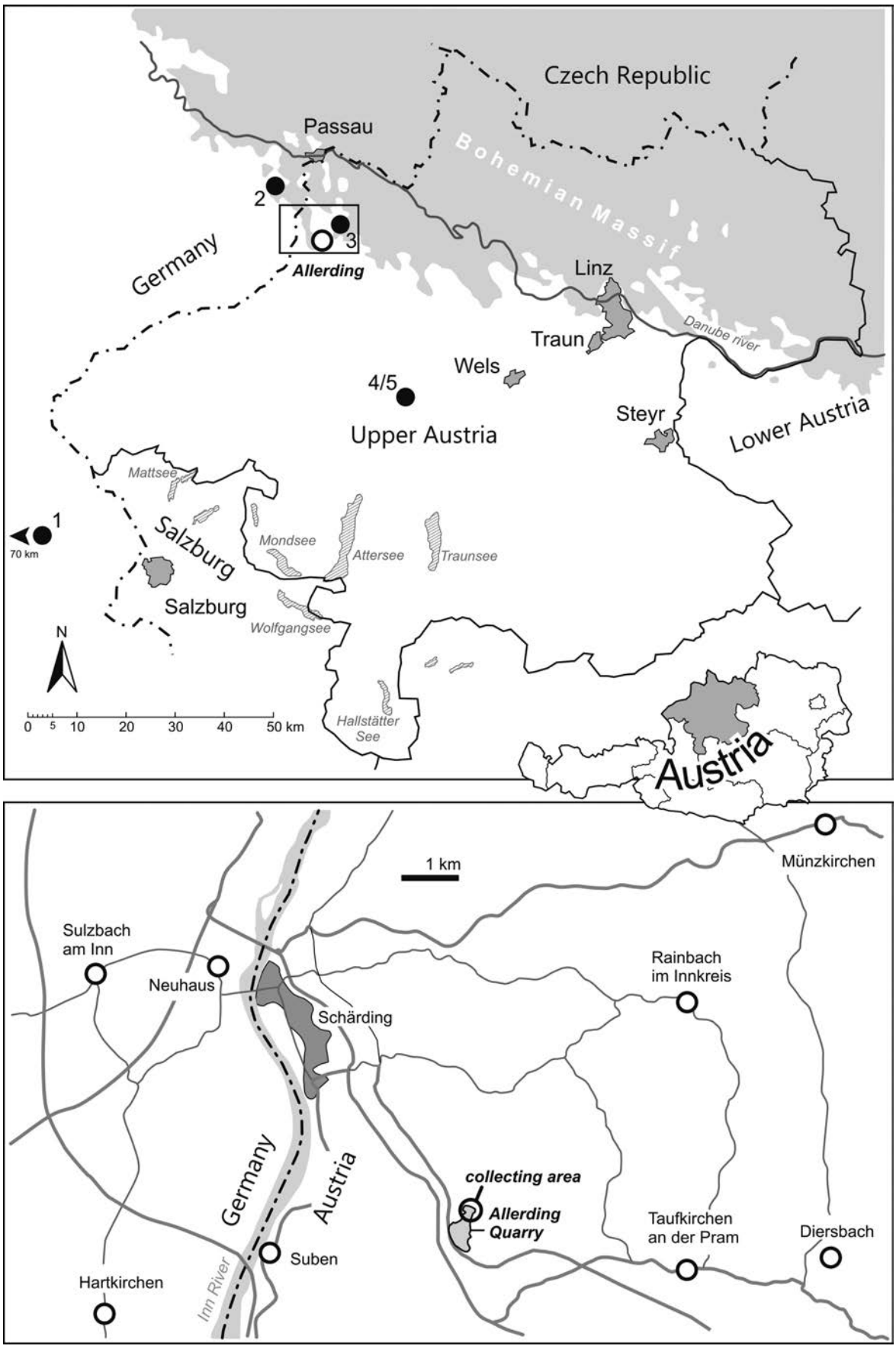
The low diversity endemic fauna of the late Ottnangian *Rzehakia* lakes is well documented by several papers on Bavarian, Austrian and Czech occurrences (SCHLICKUM, 1963, 1964, 1966; CTYROKY, 1972; STEININGER, 1973; KOWALKE & REICHENBACHER, 2005; MANDIC & ĆORIĆ, 2007). The molluscan fauna of the preceding marine phase, however, is still poorly known (e.g. SCHNEIDER & MANDIC, 2013). The most recent synthesis of the Ottnangian marine molluscs was provided by STEININGER (1973). Since then, the Hungarian localities treated in that monograph have been found to be of Karpatian age (late Burdigalian), younger than the middle Burdigalian age assumed by STEININGER (1973) (see MANDIC, 2003).

Therefore, our knowledge of Ottnangian molluscan faunas is based on very few occurrences in Bavaria (e.g. Kaltenbachgraben, Gernergraben, Gurlarn, Rott Valley) and Upper Austria (e.g. Ottnang/Schanze, Wolfsegg, Rainbach). As these occurrences mainly represent shelf settings, the associated molluscan faunas are predominated by infaunal bivalves and carnivorous gastropods. Gastropod faunas from coastal mudflats, rocky shores, sandy beaches and seagrass meadows are almost unknown, except for the Bavarian locality of Gurlarn (FRIELING et al., 2009; SCHNEIDER et al., 2009), which however lacks aragonitic shells. Hence, the present description of the coastal assemblage from Allerding at Schärding in Upper Austria is an important step towards the reconstruction of early Ottnangian marine paleoenvironments and their faunas.

Geological Setting

The Allerding locality is situated in the quarry of the Schärdinger Granit Industrie AG close to Schärding in Upper Austria (Text-Fig. 1). In this quarry the Moldanubian Schärding Granite is exploited, which is part of the NW-SE trending southern margin of the Bohemian Massif that also formed the coast of the western Central Paratethys in the study area during most of the Early Miocene (KUHLEMANN & KEMPF, 2002). The granite is overlain by a few meters of Lower Miocene deposits of the Ottnangian stage (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Very little geological information is available from this section and no continuous profile was logged due to the temporary nature of the outcrops. The top of the Schärding Granite is strongly weathered, with deep cracks and a thick (1 to 2 m) layer of granite cobbles, in between which the overlying sediment is trapped. The surfaces of the boulders are partly covered by dark, biogenic crusts and settled by bryozoans and balanids. Immediately above the cobbles and boulders follow about 2 m of grey-brown clay, clayey silt and sand yielding marly concretions with abundant molluscs. This layer is rich in bioclastic debris of bryozoans, echinoderms, brachiopods and balanids. The upsection of these coarser-grained sediments are rapidly replaced by about 2 m of blue-grey pelitic "schlier" with the typical soft bottom molluscs as described by HOERNES (1875) and SIEBER (1956) from Ottnang/Schanze (these species are not treated herein). The nature of the transition is not clear due to the poor outcrop.

Based on its sedimentology, the basal part of the Miocene succession seems to correspond to the up to 20 m-thick lower Ottnangian "Fossilreiche Grobsande" (fossil-rich coarse sand; Plesching Formation in RUPP et al., 2011), which was described by WALSER (1990) from the north-eastern area of Schärding as a typical transgressive sediment. According to CH. RUPP (pers. comm.), the microfauna of the overlying schlier might correspond either to the uppermost lower Ottnangian Ottnang Formation or to the middle Ottnangian Ried Formation. As we cannot add any new biostratigraphic data to fix the exact position of the



Text-Fig. 1.
Geographic position of the Allerding locality at the SW-margin of the Bohemian Massif (modified from KROH, 2005). The lower map shows the outline of the Schärding Granit Industrie AG quarry in the SE of Schärding. The described material was mainly collected in the northern part of the quarry. Localities mentioned in the text: 1: Gernergraben & Kaltenbachgraben (Landkreis Miesbach), 2: Gurlarn, 3: Rainbach, 4: Ottnang/Schanze, and 5: Wolfsegg.

Allerding section, we prefer to attribute it to the Ottnang Formation referring to the geological map of KRENMAYR & SCHNABEL (2006). For a detailed synthesis of the Ottnangian lithostratigraphy, sedimentology and depositional environments of Upper Austria see RUPP & VAN HUSEN (2007) and RUPP et al. (2011).

Material and Methods

In this paper the gastropod assemblage from Allerding is described; the bivalves will be treated in a subsequent paper. All specimens were collected over many years by Wolfgang Danninger and partly donated to the Natural History Museum Vienna (NHMW). Generally, the preservation of gastropods and other molluscs is very poor. Aside from few calcitic shells of epitoniids, all aragonitic shells are completely dissolved. Available information is limited to cavities with internal moulds preserved in sandy-marly concretions, which range from few cm to rarely 15–20 cm in diameter. After removing the steinkerns from the cavities, casts of the cavities were produced by infilling a two-component dental-silicone. Despite the huge number of concretions collected, only few imprints provide enough information for identification. This is partly due to fragmentation prior to fossilization and partly due to incomplete enclosure by the protecting concretions. Therefore, the gastropod assemblage is clearly taphonomically biased and represents probably only a small part of the total fauna.

All illustrated specimens are stored in the collections of the NHMW. The systematics follows LANDAU et al. (2013) and references therein.

Discussion

In total, 32 gastropod species are discussed. This is only a part of the total assemblage, as the remaining specimens are too poorly preserved to allow reliable identification and were excluded. Despite these limitations, the assemblage reflects a unique composition, distinct from any Paratethyan assemblage known. One third of the species are probably new to science (nine species), although the preservation does not allow us to describe them all formally as new species. Four further species represent well known Ottnangian endemics: *Calliostoma sturi* (HOERNES, 1875), *Nassarius pauli* (HOERNES, 1875), *Nassarius schultzi* HARZHAUSER & KOWALKE, 2004, and *Sveltia suessi* (HOERNES, 1875). Another ten species are recorded for the first time from the Paratethys and the Ottnangian stage. Of these, most are known from the Early Miocene of the proto-Mediterranean Sea and/or the north-eastern Atlantic. This pattern supports the high level of endemism generally observed within Ottnangian molluscs as a whole and within certain families such as the Nassariidae, Cassidae and Cancellariidae in particular (HARZHAUSER & KOWALKE, 2004; HARZHAUSER & PILLER, 2007; LANDAU et al., 2009a; HARZHAUSER & LANDAU, 2012). This may be partly explained by repeated paleogeographic restrictions of the Paratethys from the proto-Mediterranean Sea promoting the evolution of regional faunas (RÖGL, 1998).

The concretions were collected directly from the basal deposits overlying the granite that gets exploited. Many of the granite boulders have smooth surfaces due to coastal erosion and bear encrustations of barnacles and bryozoans. The basal sand is rapidly replaced by clayey silt and clay, reflecting sublittoral settings. Hence, there is little doubt, that the temporal outcrops at Allerding exposed a Miocene rocky shore and the associated foreshore, which then became submerged during the Ottnangian transgression. Although the taphonomic filter does not allow a serious quantitative calculation of faunal composition, it is obvious that trochid and turbinid species were abundant. Extant representatives of the two very abundant genera *Bolma* and *Homalopoma* are hardground dwellers often found from the intertidal zone down to the sublittoral (BOSCH et al., 1995; CASELLATO & STEFANON, 2008; CAMPBELL et al., 2004). Hard-ground habitats are also indicated by the abundant patelliform species of the genera *Emarginula, Fissurella, Cellana*? and *Siphonaria,* which occur from the rocky intertidal and supratidal down to deeper waters if hard substrates are present (BOSCH et al., 1995; ZUSCHIN et al., 2009). Epitoniids are also frequently found at Allerding and in many other Ottnangian localities (e.g. Gurlarn in Bavaria; SCHNEIDER et al., 2009) due to their more stable calcitic shells. Epitoniids are obligatorily associated with various anthozoans (GITTENBERGER & HOEKSEMA, 2013). Considering the lack of fossil Scleractinia at Allerding, it might be assumed that Actinaria were the preferred hosts for the epitoniids. A comparable scenario of a rocky shore settled by sea anemones and epitoniids was proposed by MANDIC & HARZHAUSER (2003) for a Badenian section in the NAFB in Lower Austria. Another conspicuous element of the Allerding assemblage, which is usually rather rare in Miocene collections, is *Tenagodus*. This siliquariid gastropod is an obligatory sponge commensal, embedded inside demosponges (BIELER, 2004). The occurrence of sand burrowers such as *Ficus, Semicassis* and *Terebra* may either indicate the transition to the adjacent soft bottom habitats, fringing the rocky shore, or may represent beached specimens.

Systematics

Class: **Gastropoda CUVIER, 1795**
Subclass: **Eogastropoda PONDER & LINDBERG, 1996**
Superfamily: **Fissurelloidea FLEMING, 1822**
Family: **Fissurellidae FLEMING, 1822**
Subfamily: **Emarginulinae CHILDREN, 1834**
Genus: ***Emarginula* LAMARCK, 1801**

Type species: *Emarginula conica* LAMARCK, 1801 [currently considered synonym of *Emarginula fissura* (LINNAEUS, 1758)]; by monotypy. Recent, Eastern Atlantic.

Emarginula nov. sp. 1

(Pl. 1, Figs. 1a–1b)

Material: 1 natural cast and the corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0001).

Dimensions: height: 3.5 mm, width: 4.3 mm.

Description: Medium-sized, patelliform, oval-elongated shell with strongly recurved apex and umbo placed in the posterior third of the shell; apex not overhanging posterior edge. Slit in anterior margin very short. Sculpture consisting of 22 strongly raised, wide-spaced axial ribs with a single secondary rib intercalated in some of the interspaces. Ribs crossed by slightly weaker, regularly spaced concentric lamellae, forming a reticulate pattern. Rounded tubercles are formed at the intersections.

Discussion: The Paratethyan Emarginulinae are still poorly known and many records are misidentified (see discussion in Bałuk, 1975). *Emarginula clathrataeformis* Eichwald, 1830, as described and illustrated by Eichwald (1830, 1852, 1853), DuBois de Montpéreux (1831), Friedberg (1938) and Bałuk (2006), is characterised by a strongly recurved apex, which overhangs the posterior margin, wide-spaced and prominent primary ribs and prominent tubercles. Thus, it agrees well with the specimen from Allerding in size and sculpture, but differs in having the apex not reaching the posterior margin, in having less prominent concentric lamellae and in having a distinctly longer slit. Badenian specimens of *Emarginula subclathrata* d'Orbigny, 1852 differ from the Ottnangian shell in the higher number of axial ribs and the deeper slit. Three further species are documented from the Paratethyan Middle Miocene: *Emarginula chemnitzi* sensu Bałuk (1975), which is clearly distinguished by its finer sculpture, *E. squamata* Grateloup, 1837, which has a depressed shell with a uniform reticulate sculpture with spiny nodes and *E. sotterii* Michelotti, 1847, which is more elongate and has finer sculpture. As mentioned above, these comparisons are made using the specimens illustrated by Bałuk (1975). Whether these Paratethyan shells illustrated are indeed conspecific with the species they were identified with from the French Atlantic Miocene, remains to be seen.

Distribution: Only known from the Ottnangian of the North Alpine Foreland Basin (Allerding).

Emarginula nov. sp. 2

(Pl. 1, Figs. 2a–2b)

Material: 1 natural cast and the corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0002).

Dimensions: height: 5.2 mm, width: 9.2 mm.

Description: Medium-sized, oval-elongated and strongly convex patelliform shell with moderately recurved apex, which is placed in the posterior third of the shell; apex not overhanging posterior edge. Sculpture consisting of about 50 axial ribs, comprising primary and secondary ribs of nearly equal strength. Ribs crossed by weaker concentric lamellae, without forming tubercles or spines, resulting in a regular, finely reticulate pattern.

Discussion: The specimen is superficially reminiscent of *Emarginula subclathrata* d'Orbigny, 1852, which is documented from several Badenian localities of the Paratethys, but misidentified as *E. clathrataeformis* by Hörnes (1856), Csepreghy-Meznerics (1954), Strausz (1966) and Atanacković (1985). A comparison with the specimens from the Badenian of the Vienna Basin, described by Hörnes (1856) shows that *E. subclathrata* differs in having more numerous lamellae and much deeper interspaces between the strongly raised lamellae, resulting in a deeply pitted surface.

Distribution: Only known from the Ottnangian of the North Alpine Foreland Basin (Allerding).

Subfamily: Fissurellinae Fleming, 1822
Genus: *Fissurella* Bruguière, 1789

Type species: *Patella nimbosa* Linnaeus, 1758; by monotypy. Recent, Caribbean.

Fissurella costicillatissima Sacco, 1896

(Pl. 1, Figs. 3, 4, 5a–5b)

* 1896b *Fissurella costicillatissima* Sacc. – Sacco, p. 11, pl. 1, figs. 46–47.

1984 *Fissurella costicillatissima* Sacco, 1897 – Ferrero-Mortara et al., p. 277, pl. 51, figs. 5a–b.

? 1965 *Fissurella costicillatissima* Sacco – Konior & Krach, p. 78, pl. 4, fig. 10.

Material: 3 natural casts and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0003, NHMW 2014/0379/0004, NHMW 2014/0379/0005).

Dimensions: height: 9 mm, max. diameter: 30 mm (pl. 1, fig. 3), height: 9 mm, max. diameter: 34 mm (pl. 1, fig. 4), height: 7.5 mm, max. diameter: 21 mm (pl. 1, figs. 5a–5b).

Description: Large-sized, patelliform, moderately elevated shell, with oval-elongated outline and nearly straight lateral margins. Simple, oval apical aperture placed $^2/_5$ behind the anterior margin, its rim being thickened by a narrow callus on the otherwise smooth shell interior. Sculpture consisting of numerous very fine, low axial ribs, crossed and interrupted by densely spaced concentric growth lines, becoming most prominent towards the margin, where the growth lamellae may predominate the sculpture.

Discussion: A very distinctive species, which is distinguished easily from all other Miocene Fissurellidae of the Proto-Mediterranean and Paratethys seas by its very fine sculpture.

Distribution: This species was known so far only from the Burdigalian of Italy (Sacco, 1896b). Konior & Krach (1965) reported the species also from the Badenian of Poland, but their illustration does not allow a clear identification. A potential further record, mentioned by Betancort Lozano (2012) from the Miocene of Lanzarote (Canary Islands) as *Fissurella* cf. *costicillatissima* Sacco 1896, needs verification.

Superfamily: Lottioidea Gray, 1840
Family: Nacellidae Thiele, 1891
Genus: *Cellana* Adams, 1869

Type species: *Nacella cernica* Adams, 1869 [currently considered a synonym of *Cellana livescens* (Reeve, 1855)]; by monotypy. Recent, Indian Ocean.

Cellana? *danningeri* Harzhauser & Landau nov. sp.

(Pl. 1, Figs. 6a–6c)

Material: 1 specimen, holotype (NHMW 2014/0379/0006).

Dimensions: max. diameter: 50 mm, height of fragment: 11 mm.

Type locality, stratum typicum and age: Allerding in Upper Austria, Ottnang Formation, Ottnangian (Early Miocene).

Derivation of name: In honour of Wolfgang Danninger, collector of the fossils from Allerding.

Description: Large and solid, low patelliform shell with circular base and markedly thickened margins; apical part eroded. Sculpture consisting of c. 40 low and slightly irregularly spaced axial ribs of equal strength with wide interspaces. These ribs are best developed close to the margin, forming an undulating surface; no secondary ribs developed. Axial ribs crossed by blunt concentric growth lines, most prominent towards the rim-like margin. Shell interior smooth aside from concentric grooves close to margin.

Discussion: The shells of species in the genus *Cellana* are separated from those of the family Patellidae based primarily on shell microstructure (LINDBERG, 1998). Unfortunately, the material available does not allow investigation of the shell microstructure. However, it is characterised by its large size, extremely solid shell, circular outline and rim-like margin. None of the patelliform species described from the European Miocene so far displays this combination of features. The only somewhat reminiscent species is "*Patella*" *subcentralis* SACCO, 1896, from the Burdigalian of Italy, which differs in its broader and close-set axial ribs (see SACCO, 1896b). Due to the fragmentary preservation the generic placement is tentative. The circular outline and the radial sculpture, which is most strongly developed close to the margins, fit well within the Nacellidae genus *Cellana*, which was so far unknown from the Tethyan region. A relation to *Siphonaria* can be excluded based on the absence of the characteristic muscle scar and siphonal groove. If our taxonomic placement is correct, this is an interesting record, as it would represent an element now restricted to the Indo-West Pacific region. The genus did not manage to extend its range further westwards during the Burdigalian, as it is not present in any of the extensive Lower Miocene assemblages from the Proto-Mediterranean or eastern Atlantic frontage. Any biogeographic interpretation, however, is hampered by the lack of any fossil record of this genus.

Distribution: Only known from the Ottnangian of the North Alpine Foreland Basin (Allerding).

Superfamily: Trochoidea RAFINESQUE, 1815
Family: Trochidae RAFINESQUE, 1815
Subfamily: Trochinae RAFINESQUE, 1815
Genus: *Jujubinus* MONTEROSATO, 1884

Type species: *Trochus matoni* PAYRAUDEAU, 1826 [currently considered a synonym of *Jujubinus exasperatus* (PENNANT, 1777)]; subsequent designation by PILSBRY (1889). Recent, Mediterranean Sea.

***Jujubinus* nov. sp.**

(Pl. 1, Figs. 7–9)

Material: 3 natural casts and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0007, NHMW 2014/0379/0008, NHMW 2014/0379/0009).

Dimensions: height: 14 mm, width: 9 mm (pl. 1, fig. 7); height: 14 mm, width: 9 mm (pl. 1, fig. 8), height: 15 mm, width: c. 11 mm (pl. 1, fig. 9, specimen is compressed).

Description: Slender conical to slightly cyrtoconoid shell with 7 imbricate, straight-sided to weakly convex teleoconch whorls, slightly overhanging suture abapically; apical angle about 40°; protoconch unknown. First three spire whorls bear 7–8 finely-beaded spiral cords of variable strength, adsutural cord most strongly beaded, beads weaken on fourth and fifth whorls, replaced by 7–8 broad, smooth spiral cords separated by narrow grooves. Cords weaken on late teleoconch whorls, which appear almost smooth, aside from the prosocline growth lines. Base and aperture not preserved.

Discussion: *Jujubinus* nov. sp. differs from the co-occurring *Calliostoma tauromiliare* (SACCO, 1896) in its narrower spire angle and the characteristic change of sculpture during ontogeny (see SACCO, 1896b). The Middle Miocene Paratethyan *Jujubinus turricula* (EICHWALD, 1853) and *J. hoernesiana* SACCO, 1896 develop a comparable sculpture on the early teleoconch but maintain the sculpture throughout ontogeny and are distinctly smaller (see SACCO, 1896b, BAŁUK, 1975, and LANDAU et al., 2013).

Distribution: No comparable species has been described so far from the Miocene of the Paratethys.

Family: Calliostomatidae THIELE, 1924
Subfamily: Calliostomatinae THIELE, 1924
Genus: *Calliostoma* SWAINSON, 1840

Type species: *Trochus zizyphinus* LINNAEUS, 1758; by monotypy. Pliocene-Recent, Europe.

***Calliostoma tauromiliare* (SACCO, 1896)**

(Pl. 1, Figs. 10–12)

* 1896b [*Calliostoma*] *A.*[*mpullotrochus*] *subexcavatus*? var. *tauromiliaris* SACC. – SACCO, p. 43, pl. 4, fig. 39.

1949 *Calliostoma tauromiliare* SACCO – GLIBERT, p. 33, pl. 2, figs. 8a–h.

Material: 5 natural casts and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0010, NHMW 2014/0379/0011, NHMW 2014/0379/0012).

Dimensions: height: 13.5 mm, width: 11.5 mm (pl. 1, fig. 12), height: 6.5 mm, width: c. 6 mm (pl. 1, fig. 10), height: 5.2 mm, width: 5.8 mm (pl. 1, fig. 11).

Description: Elevated conical spire with an apical angle of c. 60°. Early teleoconch whorls are straight-sided with linear sutures; the last whorls become slightly imbricated with weak adsutural concavity. Early teleoconch whorls develop 6–7 spiral cords of rather regular beads; later secondary cords with smaller beads are intercalated raising the number of spiral cords to 8 on the last two whorls the beads grade into densely spaced, slightly elongate-prosocline beads. Two more prominent cords form the angulated periphery. Base only weakly convex, covered by more than 20 smooth spiral cords.

Discussion: The shells from Allerding agree well with those from the Middle Miocene of the Loire Basin, described by

GLIBERT (1949). The much younger Pliocene shells from Spain, described by LANDAU et al. (2003) as *C. tauromiliare*, differ in their lower number of spiral cords (on the whorls and on the base), the wider interspaces and do not have two prominent cords at the periphery. A morphologically quite similar species occurs during the Badenian in the Paratethys Sea. It is traditionally referred to as *Calliostoma trigonum* (EICHWALD, 1830) [= *Trochus miliaris* of HÖRNES, 1856 and *Jujubinus exasperatus* of BAŁUK, 2006] and differs from *C. tauromiliare* in its coarser sculpture, lower number of spiral cords and wider apical angle (see STRAUSZ, 1966; ATANACKOVIĆ, 1985; BAŁUK, 2006). Whether this species is really conspecific with the coeloconoid and carinate shells described and figured by EICHWALD (1830) from the Middle Miocene of Ukraine needs verification.

Distribution: The species appears in the Burdigalian of the Proto-Mediterranean Sea (Italy, SACCO, 1894) and occurs also in the Middle Miocene of the north-eastern Atlantic (Loire Basin, GLIBERT, 1949). It was unknown so far from the Paratethys Sea.

Calliostoma sturi (HOERNES, 1875)

(Pl. 1, Fig. 13)

* 1875 *Trochus sturi* nov. sp. – HOERNES, p. 361, pl. 10, fig. 10.

1956 *Calliostoma sturi* (R. HÖRN.) – SIEBER, 316.

1973 *Calliostoma* (*Calliostoma*) *sturi* (R. HOERNES 1875) – STEININGER, p. 384, pl. 1, figs. 4–5.

Material: 1 natural cast and the corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/013).

Dimensions: width: 19 mm.

Discussion: Only a single fragmentary specimen of this low conical, slightly cyrtoconoid species is available. The bulgy and very prominent prosocline growth lines on the last whorl fully agree with those seen in the syntypes and support the identification.

Distribution: Only known from the Ottnangian of Upper Austria (Ottnang, Allerding) and Bavaria (Gernergraben, Kaltenbachgraben) (STEININGER, 1973).

Superfamily: Turbinoidea RAFINESQUE, 1815
Family: Turbinidae RAFINESQUE, 1815
Genus: *Bolma* RISSO, 1826

Type species: *Turbo rugosus* LINNAEUS, 1767; by monotypy. Pliocene to Recent, Europe, Mediterranean Sea.

Bolma paratethyca HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.

(Pl. 2, Figs. 1–7, 8a–8b)

Material: Holotype: pl. 2, fig. 1, NHMW 2014/0379/0017.; paratype: pl. 2, fig. 6, NHMW 2014/0379/0022; additional material: 5 natural casts and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0018, NHMW 2014/0379/0019, NHMW 2014/0379/0020, NHMW 2014/0379/0021, NHMW 2014/0379/0023) and numerous fragments of internal casts. 1 natural cast of an operculum, which is tentatively assigned to this species (NHMW 2014/0379/0024).

Dimensions: largest specimen: height: 38 mm, width: 39 mm (paratype).

Type locality, stratum typicum and age: Allerding in Upper Austria, Ottnang Formation, Ottnangian (Early Miocene).

Derivation of name: Referring to the Paratethys Sea.

Description: Medium-sized, robust, turbiniform shell. Teleoconch of about six whorls with distinct change in morphology during ontogeny. Early teleoconch pagodiform, with broadly channelled suture, strong peripheral carina bearing small, sometimes spiny nodes. Sutural ramp broad, flat-sided on first two teleoconch whorls, strongly convex on third whorl, which bears a finely beaded subsutural cord. Later whorls lack carina, weakly angulated in the lower third. On last whorl peripheral angulation disappears, resulting in a regularly rounded whorl. Sculpture of adult whorls consists of 5–8 spiral rows of beads and nodes of variable strength, separated by interspaces of variable width. Axial sculpture absent. Last whorl rapidly expanding. Aperture and base only fragmentarily preserved; however, aperture moderately prosocline; outer lip attached below periphery; spiral sculpture of nodes continues on base. No information on basal callus available.

Discussion: This species is amongst the most frequent fossils at Allerding. The change in sculpture seen with ontogeny is striking in this species, and more dramatic than in any of its fossil or Recent congeners (see BEU & PONDER, 1979). The sculpture of the adult whorls is highly reminiscent of the Pliocene *Bolma castrocarensis* (FORESTI, 1876), as described by LANDAU et al. (2003) from Estepona in Spain, but the conspicuous pagodiform early teleoconch of the Austrian species allows a clear separation. Along with the different early teleoconch, the absence of any axial swellings on the last whorl allows also a separation from the Early and Middle Miocene *Bolma meynardi* (MICHELOTTI, 1847) (see BAŁUK, 1975; LANDAU et al., 2013). *Bolma mehelyi* (BOETTGER, 1896) is smaller and differs in its conical spire and carinate last whorl (see BAŁUK, 1975, 2006). The early teleoconch of the Atlantic Miocene *Bolma belgica* (GLIBERT, 1952) has a comparable carina but later whorls develop a flat and steep sutural ramp and the suture is less incised (see GLIBERT, 1952 and JANSSEN, 1984).

Distribution: Only known so far from the Ottnangian of the North Alpine Foreland Basin in Upper Austria.

Family: Colloniidae COSSMANN, 1917
Genus: *Homalopoma* CARPENTER, 1864

Type species: *Turbo sanguineus* LINNAEUS, 1758, by original designation. Recent, Mediterranean Sea.

Homalopoma nodulus (EICHWALD, 1830) nov. comb.

(Pl. 1, Figs. 14–16)

* 1830 *Turbo nodulus* m. – EICHWALD, p. 220.

1830 *Monodonta Mamilla* NOBIS – ANDRZEJOWSKI, 100, pl. 5, figs. 2a–b.

1837 *Monodonta mamilla* ANDRZ. – PUSCH, p. 105, pl. 10, fig. 2.

1852 *Turbo nodulus* – EICHWALD, p. 3, pl. 9, fig. 31 (Atlas).

1853 *Turb.*[*o*] *nodulus* m – EICHWALD, p. 241.

1856 *Monodonta mamilla* ANDRZ. – HÖRNES, p. 438, pl. 44, fig. 8.

1896b [*Leptothyra*] *Cantrainea mamilla* (ANDRZ.) – SACCO, p. 7, pl. 1, fig 11.

1918 *Cantrainea mamilla* (ANDRZEJOWSKI) – COSSMANN, p. 133, pl. 4, figs. 17–18.

1928 *Leptothyra mamilla* ANDRZ. – FRIEDBERG, p. 472, pl. 29, fig. 7.

1960 *Homalopoma* (*Cantrainea*) *mamilla* (ANDRZEJOWSKI 1830) – KOJUMDGIEVA & STRACHIMIROV, p. 90, pl. 29, figs. 10a–b.

1966 *Monodonta mammilla* ANDRZEJOVSKI, 1830 – STRAUSZ, p. 38, fig. 22.

2003 *Homalopoma mamilla* (ANDRZEJOWSKI 1830) – LANDAU et al., p. 27, pl. 6, fig. 3.

Material: 5 natural casts and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0014, NHMW 2014/0379/0015, NHMW 2014/0379/0016).

Dimensions: height: 9.5 mm, width: 12 mm (pl. 1, fig. 14), height: 9 mm, width: 10 mm (pl. 1, fig. 16).

Description: Small robust turbiniform shells displaying considerable variability concerning spire height due to the variable position of the suture, which may shift from the mid-line of the preceding whorl down distinctly below the periphery. Shell surface appears nearly smooth but bears close-set flattened spiral cords, which are most prominent in the adapical part of the whorls. A well developed narrow spiral cord accompanies the linear suture. Base imperforate. Aperture not preserved in the specimens from Allerding.

Discussion: The oldest available name for this species is *Turbo nodulus* provided by EICHWALD (1830), which has priority over *Monodonta mamilla* ANDRZEJOWSKI, 1830 [see LANDAU et al. (2013: p. 28) for a discussion on the priority of names established by EICHWALD (1830) versus those introduced by ANDRZEJOWSKI (1830)]. We are not aware of any other author who had used *Turbo nodulus* earlier; the combination *Turbo nodulus* listed in ANTON (1839: p. 58) and PFEIFFER (1840: p. 48), clearly postdates EICHWALD's paper. Article 23.2 of the code of the International Commission for Zoological Nomenclature (ICZN) pleads for nomenclatural stability and perpetuation of long-accepted names and accordingly we would be inclined to declare *Turbo nodulus* a *nomen oblitum*. Indeed, to our knowledge, the name *Turbo nodulus* EICHWALD, 1830 has not been used as a valid name after 1899, which meets the requirements of ICZN Article 23.9.1.1. ("the senior homonym has not been used as a valid name after 1899"). In addition, ICZN Article 23.9.1.2. states that "the junior homonym has been used as its presumed valid name in at least 25 works, published by at least 10 authors in the immediately preceding 50 years and encompassing a span of not less than 10 years." This requirement cannot be fulfilled for *Monodonta mamilla* ANDRZEJOWSKI, 1830. Therefore, the name *Turbo nodulus* does not meet the requirements under ICZN rules to be declared a *nomen oblitum* and must replace the better established name *Monodonta mamilla* ANDRZEJOWSKI, 1830. We treat this species herein as *Homalopoma nodulus* (EICHWALD, 1830).

Distribution: This is the first Early Miocene record of the species from the Paratethys Sea, where it is wide-spread during the Badenian (Austria, Czech Republic, Bulgaria, Romania, Ukraine). In the Proto-Mediterranean Sea it appears during the Burdigalian (SACCO, 1896b). According to LANDAU et al. (2003) it persists in the Mediterranean Sea from the Late Miocene up to the Pleistocene.

Subclass: Caenogastropoda COX, 1960
Superfamily: Cerithioidea FLEMING, 1822
Family: Siliquariidae ANTON, 1839
Genus: *Tenagodus* GUETTARD, 1770

Type species: *Serpularia anguina* LINNAEUS, 1758, subsequent designation by SACCO, 1896a. Recent, Indian Ocean.

Tenagodus obtusus (SCHUMACHER, 1817)

(Pl. 2, Figs. 9–10)

* 1817 *Anguinaria obtusa* SCHUMACHER, p. 262.

1896a *T.*[*enagodus*] *anguinus* var. *miovermiculata* SACC. – SACCO, p. 19, pl. 2, fig. 18.

2004 *Tenagodus* (*Tenagodus*) *obtusus* (SCHUMACHER, 1817) – LANDAU et al., p. 14, pl. 2, fig. 7.

2013 *Tenagodus* (*Tenagodus*) *obtusus* (SCHUMACHER, 1817) – LANDAU et al., p. 58, pl. 5, fig. 8 (cum syn.).

Material: 3 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0025, NHMW 2014/0379/0026) and numerous fragments of adult whorls.

Dimensions: height: 13 mm (incomplete specimen), width: 4.5 mm.

Description: A slender spire and a very irregular coiling even of early spire whorls characterise the specimens from Allerding. In shape and size, they agree with other Early Miocene shells described by SACCO (1896a) from several localities in the Torino Hills as variety *miovermiculata*. The size of the fragments of the nearly straight last whorls, however, suggests that fully grown specimens did attain the large size of the Middle Miocene and Pliocene specimens of *T. obtusus* illustrated by SCHULTZ (1998) and LANDAU et al. (2004, 2013). The usually more regular coiling and rather obtuse spire of these specimens seem to be of little systematic value given the variability of these features in extant *T. obtusus* shells.

Distribution: This species appears during the Early Miocene (Burdigalian) of the Proto-Mediterranean and Paratethys seas (SACCO, 1896a; this paper). During the latest Early/early Middle Miocene and the Early Pliocene, it reaches up to the North Sea (LANDAU et al., 2004; MARQUET, 1997) and is wide-spread from the northeastern Atlantic to the Proto-Mediterranean and the Paratethys seas in the Middle Miocene (LANDAU et al., 2013). It persists in the Mediterranean and northeastern Atlantic throughout the Late Miocene and Pliocene and is still present in the Mediterranean Sea and along West Africa (see LANDAU et al., 2013 for details).

Superfamily: Calyptraeoidea Lamarck, 1809
Family: Calyptraeidae Lamarck, 1809
Genus: *Calyptraea* Lamarck, 1809

Type species: *Patella chinensis* Linnaeus, 1758; by monotypy. Recent, European.

***Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758)**

(Pl. 2, Figs. 11a–11b)

* 1758 *Patella chinensis* Linnaeus, p. 1257.

2004 *Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758) – Landau et al., p. 70, pl. 15, fig. 3 (cum syn.).

2011 *Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758) – Landau et al., p. 14, pl. 4, fig. 9 (cum syn.).

2013 *Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758) – Landau et al., p. 95, pl. 9, fig. 7, pl. 61, fig. 6 (cum syn.).

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0027).

Dimensions: height: 8 mm, diameter: 21 mm.

Description: The sub-circular specimen has a pointed protoconch and a strongly convex first teleoconch whorl, which is smooth aside from dense growth lines. The second teleoconch whorl is slightly less convex – therefore well separated from the first one in profile – and bears roughly spirally arranged rows of short tubular spines, which are abapically open.

Discussion: The high and strongly ornamented shell is reminiscent of *C. chinensis taurostriatella* (Sacco, 1896) from the Early Miocene of Italy and France (Sacco, 1896a; Cossmann & Peyrot, 1919) and the early Middle Miocene of the Paratethys (Schultz, 1998). Comparable morphologies, however, are also present in Pliocene (e.g. Asti NHMW collection) to Recent populations of *C. chinensis*, and therefore, we follow Landau et al. (2004, 2011, 2013) and refrain from separating the Miocene shells as distinct species. Moreover, the poor preservation of the Ottnangian specimen does not allow a more detailed assessment.

Distribution: A wide-spread species in European seas since the Early Miocene. In the Paratethys Sea, it is ubiquitous during the Middle Miocene but is also documented from Early Miocene (Eggenburgian: Steininger, 1971; Karpatian: Harzhauser, 2002). For a very detailed list of occurrences and references, see Landau et al. (2013).

Superfamily: Cypraeoidea Rafinesque, 1815
Family: Cypraeidae Rafinesque, 1815
Genus: *Zonarina* Sacco, 1894

Type species: *Cypraea pinguis longovulina* Sacco, 1894 (= *Cypraea pinguis* Grateloup, 1845), by original designation. Miocene, France and Italy.

***Zonarina* sp.**

(Pl. 2, Figs. 12a–12b)

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0028).

Dimensions: height (of aperture): c. 37 mm.

Discussion: Only a single fragment of the outer lip is preserved, which does not allow definitive identification. However, it reflects a medium-sized shell with about 18 stout labral teeth extending over half the width of the swollen lip. The labral callus is well-developed and delimited from the dorsum. This fragment is similar to the shell illustrated by Fehse (2001) as *Zonarina* (*Zonarina*) *dertamygdaloides dertamygdaloides* (Sacco, 1894), which according to the author is a senior synonym of *Z. austriaca* Schilder, 1927. However, the specimen illustrated by Sacco (1894) has far denser and smaller labral teeth than the Paratethyan shell. The Ottnangian fragment is also similar to the shell illustrated by Bałuk (1995) as *Zonarina* cf. *exglobosa* (Sacco, 1894), but the teeth in the Polish specimen illustrated are restricted to the edge of the inner lip.

Superfamily: Tonnoidea Suter, 1913 (1825)
Family: Cassidae Latreille, 1825
Genus: *Semicassis* Mörch, 1852

Type species: *Cassia japonica* Reeve, 1848, subsequent designation by Harris (1897). Miocene-Recent, Indo-West Pacific.

***Semicassis grateloupi* (Deshayes, 1853)**

(Pl. 2, Figs. 13, 14a–14b)

* 1853 *Cassis grateloupi* Desh. – Deshayes, p. 69, pl. 116, fig. 2.

1958 *Phalium* (*Semicassis*) *grateloupi* (Deshayes 1850) – Hölzl, p. 217, pl. 20, figs. 1–2a

2001 *Semicassis grateloupi* (Deshayes, 1853) – Lozouet et al., p. 45 (cum syn.).

Material: 2 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0029, NHMW 2014/0379/0030) and several natural internal casts, which might represent this species.

Dimensions: height (of aperture): c. 40 mm, width: 34 mm (pl. 2, fig. 13), height (last whorl): c. 30 mm, diameter: 23 mm (pl. 2, figs. 14a–14b).

Discussion: One of the specimens shows a sculpture of dense spiral cords with sharp edges; only a single, weaker secondary cord appears along the periphery. This sculpture agrees well with specimens of *S. grateloupi* as described by Cossmann & Peyrot (1924) and with Early Miocene specimens from France in the NHMW collection. As pointed out by Landau et al. (2009a), *S. neumayri* (Hoernes, 1875) from coeval deposits of Ottnang/Schanze is based on subadult and deformed shells. Therefore, the sculpture and apertural features of fully grown specimens are unknown. Nevertheless, *S. neumayri* seems to be reliably distinguished from the shells from Allerding by its shorter and more globular last whorl and the presence of secondary threads between the primary spiral cords. The slightly older *Semicassis subsulcosa* (Hoernes & Auinger, 1884), from the Eggenburgian of the Paratethys, differs in its prominent, broad and rounded spiral cords.

Distribution: *Semicassis grateloupi* is described from the Aquitanian and Burdigalian of the Aquitaine Basin (Cossmann & Peyrot, 1924). In the Paratethys it is a rare species, known

so far only from the latest Eggenburgian or Ottnangian of Bavaria (HÖLZL, 1958) and from the Ottnangian of Austria.

Superfamily: Ficoidea MEEK, 1864
Family: Ficidae MEEK, 1864
Genus: *Ficus* RÖDING, 1798

Type species: *Ficus variegata* RÖDING, 1798; subsequent designation by DALL (1906). Recent, Indo-West Pacific.

***Ficus condita* (BRONGNIART, 1823)**

(Pl. 2, Fig. 15)

* 1823 *P.*[*yrula*] *condita* A. BR. – BRONGNIART, p. 75, pl. 6, fig. 4 (not Pliocene species).

1875 *Pyrula condita* BRONG. – HOERNES, p. 352.

2013 *Ficus condita* (BRONGNIART, 1823) – LANDAU et al., p. 132, pl. 19, fig. 13, pl. 62, fig. 10 (cum syn.).

Material: 1 natural cast with remnants of the shell (NHMW 2014/0379/0031) and numerous poorly preserved casts, which most probably represent this species.

Dimensions: height: 92 mm, width: 52 mm.

Discussion: The illustrated specimen has a very prominent primary sculpture and is unusually large for this species. It would fit better within the size range of *Ficus cingulata* (BRONN in HÖRNES, 1853), which is also recorded from the Ottnangian of Upper Austria (Mathias Harzhauser own data). Nevertheless, the sculpture, which is partly preserved as calcitic pseudomorphosis, excludes this identification. A comparably large specimen with strongly raised primary sculpture was described by COSSMANN & PEYROT (1923) from the Early Miocene of the Aquitaine Basin as *Ficus condita ventricosa* (GRATELOUP, 1845). A coeval specimen from the Turin Hills with identical sculpture was described by SACCO (1890) as *F. condita anteficoides*. Our material does not allow a decision, if these morphs represent a distinct species and therefore, we follow LOZOUET et al. (2001) and LANDAU et al. (2013) in treating these taxa as synonyms of *Ficus condita*.

Distribution: *Ficus condita* is a ubiquitous species in European seas from the Late Oligocene to the Middle Miocene and persists in the Proto-Mediterranean Sea up to the Late Miocene. For a detailed list of occurrences, see LANDAU et al. (2013). HOERNES (1875) already mentioned occurrences from the Ottnangian of Upper Austria.

Superfamily: Epitonioidea BERRY, 1910 (1812)
Family: Epitoniidae BERRY, 1910 (1812)
Genus: *Epitonium* RÖDING, 1798

Type species: *Turbo scalaris* LINNAEUS, 1758; subsequent designation by SUTER (1913). Recent, Pacific.

***Epitonium* nov. sp.**

(Pl. 3, Fig. 5)

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0036).

Dimensions: height: 13 mm (incomplete specimen), width: 4.5 mm.

Description: A small, slender shell with strongly inflated and regularly rounded teleoconch whorls, which increase only slowly in width; sutures deeply incised. Axial sculpture not continuous, consisting of densely spaced and slightly prosocline lamellae. No spiral sculpture developed. Aperture unknown.

Discussion: The fragmentary preservation does not allow specific identification. Nevertheless, the specimen differs from all somewhat similar *Epitonium* species from the Early Miocene of France and Italy, described by COSSMANN & PEYROT (1922) and SACCO (1891), in its slender outline and the bulbous whorls. Only *Subuliscala lagusensis* DE BOURY in COSSMANN, 1912, from the Burdigalian of Saucats (France), is very similar concerning shape and sculpture but is much smaller (4 mm in height).

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Genus: *Cirsotrema* MÖRCH, 1852

Type species: *Scalaria varicosa* LAMARCK, 1822; by monotypy. Recent, Indo-West Pacific.

***Cirsotrema crassicostanomala* SACCO, 1891**

(Pl. 3, Figs. 1a–1b)

* 1891 *C.*[*irsotrema*] *Duciei* var. *crassicostanomala* SACC. – SACCO, p. 49, pl. 2, fig. 21.

1984 [*Cirsotrema duciei*] var. *crassicostanomala* SACCO, 1891 – FERRERO-MORTARA et al., p. 47, pl. 5, fig. 15.

Material: 1 specimen (NHMW 2014/0379/0032).

Dimensions: height: 33 mm (incomplete specimen), width: 13.5 mm.

Description: Moderately-sized conical-turriculate shell, lacking the early spire whorls. Five weakly convex teleoconch whorls preserved, nearly coalescing in profile; an incised suture only visible on earliest preserved whorl, obscured by axial sculpture on later whorls. Sculpture consisting of very broad and raised, prosocline, strap-like axial ribs, which are broader than their deep interspaces. On early teleoconch whorls, axial ribs narrow and override five sharp, raised spiral cords, which weaken adapically. At abapical suture, ribs broaden further and almost fuse to form a broad subsutural collar, below which there is a weakly concave subsutural depression to the whorl profile, below this the whorl is slightly swollen and convex in profile. Basal disc present. Aperture subcircular; peristome continuous but narrowed at the parietal wall.

Discussion: The largely obscured sutures and the axial ribs extending up to the preceding whorl are unique features of this species. The Italian holotype, which is the only known specimen, differs in its broader shell. In view of the lack of information concerning the intraspecific variability of this species and the very characteristic sculpture, we provisionally consider them to be conspecific. SACCO (1891) introduced this species as variation of "*Cirsotrema Duciei*" described by WRIGHT (1855) from the Miocene of Malta.

The Maltese species, however, differs very distinctly in its deeply incised sutures and is not closely related.

This species is superficially reminiscent of *Cirsotrema crassicostatum* (Deshayes, 1853) but differs substantially in the almost smooth varices and axial ribs, and in the absence of deep sutures. *Cirsotrema crassicostatum subseguenzai* Sacco, 1891 from the Late Miocene of Sant'Agata Fossili also has strongly reduced sculpture on the axial ribs but has deep sutures and more numerous spiral cords. Moreover, the axial ribs are irregular in width and distance.

Distribution: The origin of the shell described by Sacco (1891) is unclear. The collection label indicated the Late Miocene locality Tortona but Sacco (1891) doubted this provenance and suggested that the specimen is derived from a "*facies elveziana*", which would be roughly coeval with the herein described occurrence. Aside from this occurrence in the Miocene of the Proto-Mediterranean Sea, *C. crassicostanomala* is now documented also from the Ottnangian of the Paratethys Sea.

Genus: ***Scalina* Conrad, 1865**

Type species: *Scalina staminea* Conrad, 1865; subsequent designation by Palmer (1937). Eocene, USA.

***Scalina subreticulata* (d'Orbigny, 1852)**

(Pl. 3, Figs. 2, 3, 4a–4b)

1847 *Scalaria reticulata* mihi – Michelotti, p. 161, pl. 6, fig. 13 (non *Scalaria reticulata* Sowerby, 1829, nec Philippi, 1843).

* 1852 [*Scalaria*] *subreticulata* d'Orb. – d'Orbigny, p. 31, nr. 413.

1856 *Scalaria amoena* Phil. – Hörnes, p. 479, pl. 46, figs. 11a–b (non *Scalaria amoena* Philippi, 1843).

1875 *Scalaria amoena* Phil. – Hoernes, p. 362, pl. 10, figs. 8–9 (non *Scalaria amoena* Philippi, 1843).

1891 *A.*[*crilla*] *amoena* var. *subreticulata* (d'Orb.) – Sacco, p. 61, pl. 2, fig. 51.

? 1913 *S.*[*cala*] (*Acrilla*) *phoenix* de Boury nov sp. – de Boury, p. 315, pl. 11, fig. 15.

? 1922 *Acrilla phoenix* de Boury – Cossmann & Peyrot, p. 157, pl. 4, figs. 91–92.

1952 *Scala (Acrilla*) *amoena* f. *subreticulata* d'Orbigny, 1852 – Glibert, p. 44, pl. 7, fig. 1.

1956 *Scala* (*Acrilla*) *amoena hörnesi* Pant. – Sieber, p. 316

1969 *Scala* (*Acrilla*) *amoena subreticulata* d'Orb. – Csepreghy-Meznerics, p. 74, pl. 1, fig. 30.

1973 *Amaea* (*Acrilla*) *amoena hoernesii* Pant. – Steininger, p. 407, pl. 4, fig. 9 (non *Scalaria* (*Cirsotrema*) *Hörnesi* Pantanelli, 1886).

1975 *Acrilla* (*Acrilla*) *subreticulata* (d'Orbigny, 1852) – Bałuk, p. 175, pl. 21, figs. 5–7.

1984 *Amaea* (*Scalina*) *subreticulata* (d'Orbigny, 1852) – Janssen, p. 165, pl. 7, fig. 11, pl. 50, fig. 12.

2006 *Acrilla subreticulata* (d'Orbigny, 1852) – Bałuk p. 203, pl. 10, fig. 6.

2007 *Amaea* (*Acrilla*) *hoernesii* Pantanelli – Rupp & van Husen, p. 84 (non *Scalaria* (*Cirsotrema*) *hörnesi* Pantanelli, 1886).

Material: 3 specimens (NHMW 2014/0379/0033, NHMW 2014/0379/0034, NHMW 2014/0379/0035).

Dimensions: height: 20 mm (incomplete specimen), width: 9 mm (pl. 3, fig. 3), height: 34 mm (incomplete specimen), width: 12.5 mm (pl. 3, fig. 4), width: 14 mm (pl. 3, figs. 5a–5b).

Description: A very large and moderately slender turriculate species, which attains a height of up to 53 mm (based on specimens from Ottnang/Schanze in the GBA and NHM collections). Protoconch of Austrian specimens unknown; > 11 teleoconch whorls evenly rounded with deeply incised sutures; only the last whorls may develop a faint shoulder. Sculpture comprising five to six prominent, regularly spaced spiral cords with flat backs. Weakly prosocline to sinuous axial ribs of regular strength and disposition override the spiral cords, resulting in a cancellate sculpture. Secondary spiral threads of irregular strength appear in the interspaces. A broad, band-like varix may be developed on the last whorl; the basal cord is slightly more prominent forming a weak angulation towards the less convex base, which bears only axial ribs and weaker secondary spiral threads. The sculpture is quite variable ranging from specimens with strictly cancellate sculpture to specimens in which the spiral cords are slightly more prominent than the axial ribs. Similarly, the strength and contribution of the secondary spiral threads is variably. Aperture poorly preserved; columellar lip thickened; no palatal lip developed; funiculus very weak.

Discussion: This large species, which is very frequent in the Ottnangian of Upper Austria, was confused by Hoernes (1875) with the Late Oligocene *Scalina amoena* (Philippi, 1843) from the North Sea Basin, which differs in its smaller size. Already Pantanelli (1886) recognised that the Miocene shells were not conspecific with *Scalina amoena* and discussed the specimens illustrated by Hoernes (1875) from Ottnang in his description of *Scalaria* (*Cirsotrema*) *hörnesi* from Pantano of Reggio Emilia in Italy (Langhian in age; see Borghi, 2012). He tentatively suggested that both records were conspecific but emphasised, that this conclusion was based solely on the illustration in Hoernes (1875) and not on comparison of specimens. Therefore, the name *Scalina hoernesi* (Pantanelli, 1886) refers to the species occurring in the Middle Miocene (Langhian) of Italy and cannot be used for the Ottnangian species, as done by Sieber (1956) and Steininger (1973).

Several species with comparable sculpture and shape appear during the Early Miocene in the North Sea Basin, the Aquitaine Basin and the Piedmont Basin: *Scalina subreticulata* (d'Orbigny, 1852), *S. subcancellata* (d'Orbigny, 1852), *S. phoenix* (de Boury, 1913) and *S. taurocancellata* (Sacco, 1891). The separation of these species is mainly based on minor differences in sculpture and size and their status needs revision. Based on the variability of the sculpture, observed in Middle Miocene specimens from Poland, Bałuk (1975) doubted whether the separation of most of these species was justified.

Distribution: *Scalina subreticulata* is based on a specimen from the Langhian of Albugnano, which was first described by Michelotti (1847) and later re-illustrated by Sacco (1891). It is probably also present in the Early Miocene of the Aquitaine Basin (e.g. as *S. phoenix* and *S. miobronni* sensu Cossmann, 1912 and is documented from the Burdigalian and

Langhian of the North Sea Basin. In the Paratethys it is only known from the Ottnangian of Upper Austria and the Badenian (Middle Miocene) of Poland (Bałuk, 2006), Austria (Hörnes, 1856), Romania (Boettger, 1906) and Hungary (Csepreghy-Meznerics, 1969).

Genus: ***Claviscala*** **de Boury, 1909**

Type species: *Scalaria richardi* Dautzenberg & de Boury, 1897; by original designation. Recent, North Atlantic.

Claviscala norica **Harzhauser & Landau nov. sp.**

(Pl. 4, Figs. 14–16)

Material: Holotype: pl. 4, fig. 14, NHMW 2014/0379/0058; paratype: pl. 4, fig. 15, NHMW 2014/0379/0059; additional material: 1 natural cast and the corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0060).

Dimensions: largest specimen: diameter: 6 mm, height: > 33 mm.

Type locality, stratum typicum and age: Allerding in Upper Austria, Ottnang Formation, Ottnangian (Early Miocene).

Derivation of name: Referring to Noricum, a province of the Roman Empire, including also the territory of the present-day Upper Austria.

Description: Large-sized and slender shell comprising at least 12 teleoconch whorls; protoconch unknown. The weak convexity of the whorls is emphasised by the prominent, regularly spaced, prosocline to weakly opisthocyrt axial ribs, which are separated by slightly narrower interspaces. The ribs fade out towards the sutures; a distinct spiral cord appears along the lower suture, whilst only an indistinct spiral swelling adjoins the upper suture. The suture is narrow but deeply incised between these two elements. No spiral threads are developed. Aperture unknown.

Discussion: This species is characterised by its conspicuous lower adsutural spiral cord and the slightly convex whorls. These features allow a clear separation from all Miocene proto-Mediterranean-Paratethyan epitoniids. The Oligocene North Sea species *Opaliopsis* sp.1 of Schnetler & Beyer (1990) and the Miocene *Opaliopsis turbonillaeformis* (Janssen, 1967), from the Reinbekian of Dingden, are both slightly reminiscent of the Ottnangian species but have deeper sutures and lack the adsutural cord. The extant North Atlantic and Mediterranean *Claviscala richardi* Dautzenberg & de Boury, 1897 is very similar but differs from the Ottnangian shell in its slightly broader and larger shell (see Bouchet & Warén, 1986).

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Order: **Neogastropoda Wenz, 1938**
Superfamily: **Buccinoidea Rafinesque, 1815**
Family: **Nassariidae Iredale, 1916 (1835)**
Genus: ***Nassarius*** **Duméril, 1805**

Type species: *Buccinum arcularia* Linnaeus, 1758; by monotypy. Recent, Indian Ocean.

Note: The endemic nature of nassariids has been highlighted in recent papers dealing with the family in the European Neogene assemblages (i.e. Gürs, 2002; Harzhauser & Kowalke, 2004; Landau et al., 2009b, 2013). Although this Ottnangian assemblage is not speciose, two of the three nassariids from Allerding are endemic to the Ottnangian Paratethys, and the third is known only from the Lower and Middle Miocene Paratethys.

Nassarius schultzi **Harzhauser & Kowalke, 2004**

(Pl. 3, Figs. 6a–6b)

1875 *Buccinum subquadrangulare* Micht. – Hoernes, p. 349, pl. 11, figs. 8–10 (non *Buccinum subquadrangulare* Michelotti, 1847).

1965 *Hinia* (*Uzita*) *subquadrangularis* (Michelotti, 1847) – Hölzl, p. 270, pl. 4, fig. 6 (non *Buccinum subquadrangulare* Michelotti, 1847).

1973 *Hinia* (*Uzita*) *subquadrangularis* (Michelotti 1847) – Steininger, p. 425, pl. 7, figs. 1–2 (non *Buccinum subquadrangulare* Michelotti, 1847).

1998 *Hinia* (*Uzita*) *subquadrangularis* (Michelotti) – Schultz, p. 66, pl. 26, fig. 17 (non *Buccinum subquadrangulare* Michelotti, 1847).

* 2004 *Nassarius schultzi* nov. sp. – Harzhauser & Kowalke, p. 10, text-figs. 4/a–c, 6/a–b.

Material: 1 shell (NHMW 2014/0379/0037) and 1 natural cast with corresponding silicone mould; several small fragments seem to represent this species as well.

Dimensions: height: 14 mm, diameter: 7.5 mm; height: 16.5 mm, diameter: 8.5 mm.

Discussion: Harzhauser & Kowalke (2004) gave a detailed description of this species, which was previously confused with the Proto-Mediterranean *Nassarius subquadrangularis* (Michelotti, 1847). It was known so far only from the "schlier"-facies of Ottnang but is quite common in the coastal deposits of Allerding. Already the few type specimens suggested some variability of spire height; one of the newly recorded shells from Allerding has an even higher spire, suggesting some considerable intraspecific variability.

Distribution: The species is endemic to the Central Paratethys Sea during the Ottnangian. It is only known so far from the North Alpine Foreland Basin where it is documented from Ottnang/Schanze and Allerding in Austria and from the Kaltenbach-Gernergraben area in Bavaria (Hölzl, 1965; Harzhauser & Kowalke, 2004).

Nassarius striatulus **(Eichwald, 1829)**

(Pl. 3, Figs. 7a–7b, 8)

* 1829 *Buccinum striatulum* Eichwald – Eichwald, p. 297, pl. 5, fig. 7.

2004 *Nassarius striatulus* (Eichwald 1829) – Harzhauser & Kowalke, p. 19, pl. 1, figs. 8–14 (cum syn.).

Material: 2 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0038, NHMW 2014/0379/0039).

Dimensions: diameter of last whorl: 8.5 mm.

Discussion: This species and its complex taxonomic history were discussed in detail by Harzhauser & Kowalke (2004). The shells from Allerding are rather stout and

bear distinct axial ribs on the spire, which are replaced by slightly beaded spiral cords on the last whorl. Therefore, this Ottnangian morphotype ranges between the elongate and smooth "*N. hoernesi*"-morphotype and the stout and strongly sculptured "*N. costulatus*"-morphotype.

Distribution: This is the first record of this species from the Early Miocene. During the Middle Miocene it is ubiquitous in the Paratethys Sea and might also be documented from the Langhian of the Turin Hills (HARZHAUSER & KOWALKE, 2004).

Nassarius pauli (HOERNES, 1875)

(Pl. 3, Fig. 9)

* 1875 *Buccinum Pauli* nov. sp. – HOERNES, p. 348, pl. 11, figs. 5–7.

1882 *Buccinum* (*f. Niotha*) *Pauli* R. HOERN. – HOERNES & AUINGER, p. 126, pl. 13, fig. 22.

1965 *Hinia* (*Uzita*) *pauli* (R. HOERNES) – HÖLZL, p. 270, pl. 4, fig. 7.

1973 *Hinia* (*Uzita*) *pauli* (R. HOERNES 1875) – STEININGER, p. 425, pl. 6, figs. 12–13.

2004 *Nassarius pauli* (HOERNES 1875) – HARZHAUSER & KOWALKE, p. 12, pl. 1, fig. 8.

Material: 1 natural cast (with silicone mould) (NHMW 2014/0379/0040).

Dimensions: height: 9 mm, diameter: 5.5 mm.

Discussion: This species was described in detail by HARZHAUSER & KOWALKE (2004); it can be distinguished from the co-occurring *Nassarius schultzi* by its smaller size, the stout shape and its gradate spire.

Distribution: In the Central Paratethys Sea *Nassarius pauli* is restricted to the Ottnangian of the North Alpine Foreland Basin. It is documented from Ottnang/Schanze and Allerding in Austria and from the Kaltenbach-Gernergraben area in Bavaria (HÖLZL, 1965; HARZHAUSER & KOWALKE, 2004). The occurrence in the Langhian of the Proto-Mediterranean Sea, described by SACCO (1904: p. 69, pl. 16, fig. 33), would be surprising in respect to the stratigraphic gap and will need verification.

Family: Buccinidae RAFINESQUE, 1815

Buccinidae indet.

(Pl. 3, Fig. 10)

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0041).

Dimensions: height: > 60 mm, diameter: 31 mm.

Discussion: A single fragment is available showing a large fusiform shell with high conical spire, inflated last whorl and shallow subsutural concavity. Sculpture consisting of numerous densely spaced, low spiral cords with flat backs. We are not aware of any other Miocene buccinid of the Paratethys, which might be conspecific with this species. "*Neptunea" hoernesi* (BELLARDI, 1873), from the Middle Miocene of the Paratethys, has a distinctly coarser spiral sculpture and lacks a sutural cord. "*N.*" *costulatus* (BELLARDI, 1873), from the Early Miocene of Italy, develops a similar spiral sculpture but has a higher last whorl and weak axial folds on the spire whorls. Thus, although the poor preservation does not allow a reliable identification, we consider this species unknown so far from the Paratethys.

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Genus: *Scalaspira* CONRAD, 1862

Type species: *Fusus strumosa* CONRAD, 1832; by monotypy. Miocene, Maryland.

Scalaspira? nov. sp.

(Pl. 3, Figs. 11–12)

Material: 2 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0042, NHMW 2014/0379/0043).

Dimensions: largest specimen (without spire): height: > 42 mm, diameter: 24 mm.

Description: No completely preserved specimen is available; based on the fragments, the teleoconch seems to consist of about 6 to 7 whorls, which gradually increase in convexity. Penultimate whorl strongly convex with incised sutures; one specimen displays irregular axial folds. Last whorl inflated with shallow adsutural concavity, delimiting a more prominent sutural cord; rest of whorl covered with about 30 densely spaced spiral cords with slightly granulose surface, separated by narrow interspaces. Base rapidly contracting into a moderately long and slightly deflected siphonal canal. The few, irregularly spaced, weak, fold-like axial ribs of the last whorl become most prominent along the neck. Pear shaped aperture with thin outer lip; inner lip very narrow and thin.

Discussion: The spiral sculpture is reminiscent of *Scalaspira loczyi* (NOSZKY, 1936) from the Oligocene of Hungary, which differs only in its more slender shell and the broad axial swellings (see BÁLDI, 1973). TEMBROCK (1968) revised this mainly boreal and rather polymorphic genus. All species described by her differ from the Ottnangian species either in their conical spire, coarser spiral sculpture and/or more slender-fusiform outline. As emphasised by TEMBROCK (1968), the characteristic feature of all *Scalaspira* species is the reticulate or cancellate sculpture of the late protoconch and early teleoconch. This feature is not preserved in our material and therefore the generic placement remains questionable. Nevertheless, the presence of the genus in the Ottnangian Paratethys was already documented by *Scalaspira haueri* (HOERNES, 1875), which differs in its much broader and wider-spaced spiral cords.

The sculpture of the last whorl is also similar to species of the North Sea genus *Liomesus* STIMPSON, 1865, especially to *Liomesus ventrosus* (BEYRICH, 1856) from the Miocene of the North Sea (see RASMUSSEN, 1956; SCHNETLER, 2005) and *L. escheri* (MAYER, 1858) from the Miocene of the Loire Basin (see GLIBERT, 1952), which develop a comparable sculpture and a strongly convex last whorl but differ clearly in their lower spires and the less incised sutures. Both lack the *Neptunea*-like axial folds seen in the Ottnangian species. The Pliocene type species *Liomesus dalei* (SOWERBY, 1825), differs clearly in its weak sculpture and moderate convexity of the whorls.

The "northern flair" implied by the placement in *Scalaspira* is contrasted by a "southern" scenario as this species might also be related to a group of Early and Middle Miocene proto-Mediterranean and Paratethyan species, which are traditionally placed in *Chrysodomus* SWAINSON, 1840 (= *Neptunea* RÖDING, 1798) since the first thorough description by BELLARDI (1873). These species are "*Neptunea" cingulifera* (BELLARDI, 1873), "*N." hoernesii* (BELLARDI, 1873), "*N." glomoides* (BELLARDI & MICHELOTTI, 1840) and "*N." costulatus* (BELLARDI, 1873). For some of these species, the generic placement in *Neptunea* was also proposed by ROBBA (1968), SNYDER (2003) and ZUNINO & PAVIA (2009). In our opinion, these species do not belong to *Neptunea* based on their slender fusiform shape, the comparatively narrow aperture and the short and wide siphonal canal. The above mentioned Proto-Mediterranean species all differ from the species from Allerding either in their smaller size and/or the much coarser sculpture. Only "*N." costulatus* has a comparable sculpture but is distinctly more slender. In addition, the Austrian species differs from these species in its strongly concave neck and the concavity of the outer lip marking the transition into the siphonal canal. These features are indeed reminiscent of *Neptunea* species, such as *Neptunea striata* (SOWERBY, 1813) from the Pliocene of Belgium. Similarly, the fold-like growth lines on the last whorl appear also in *Neptunea*. However, there is no reliable fossil record for *Neptunea* before the Pliocene, when it is represented in the North Sea by at least two or three species (e.g. MARQUET, 1998; VERVOENEN et al., 2014). Therefore, we refrain from placing this species in *Neptunea*.

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Genus: *Metula* H. ADAMS & A. ADAMS, 1853

Type species: *Buccinum clathratum* ADAMS & REEVE, 1850; by subsequent designation (KOBELT, 1876). Recent, Panamic western America.

***Metula* nov. sp.**

(Pl. 3, Fig. 13)

Material: 1 natural casts with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0044).

Dimensions: height: > 26 mm, diameter: 10 mm.

Description: A single fragmentary specimen is available; protoconch comprising at least 3 high, smooth and moderately convex whorls; a delicate adsutural spiral cord appears on the last protoconch whorl. Beginning of teleoconch marked by the onset of a dense pattern of axial ribs and spiral cords producing delicate beads at the intersections. The cancellate sculpture is followed by only weak spiral sculpture within the third spire whorl and especially on the base and the short canal.

Discussion: The species seems to be closely related to *Metula submitraeformis* (D'ORBIGNY, 1852), which was widespread during the Early and Middle Miocene in the European seas (LANDAU et al., 2013). It agrees in its multispiral protoconch and in the sculpture of the early teleoconch but differs from the Ottnangian shell in its more convex spire whorls and the slowly contracting base. At same size, the spire whorls are much lower in the Ottnangian shell and especially the penultimate whorl of *M. submitraeformis* appears higher due to the low position of the aperture. *Metula reticulata* (BELLARDI & MICHELOTTI, 1840) from the Early Miocene of Turin, Italy differs in having a reticulate sculpture developed on all teleoconch whorls. *Metula recta* (SACCO, 1904), also from the Miocene of the Turin area, has strongly convex whorls.

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Family: Fasciolariidae GRAY, 1853
Subfamily: Fusininae SWAINSON, 1840
Genus: *Fusinus* RAFINESQUE, 1815

Type species: *Murex colus* LINNAEUS, 1758; by monotypy. Recent, Indo-West Pacific.

***Fusinus* nov. sp.**

(Pl. 4, Figs. 1–3)

Material: 3 natural casts of spire fragments and the corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0045, NHMW 2014/0379/0046, NHMW 2014/0379/0047).

Dimensions: diameter of largest fragment: 21 mm.

Description: Early spire whorls regularly convex, bearing narrow, strongly raised and slightly prosocline axial ribs, crossed by 5–6 sharp, prominent spiral cords. Secondary spiral threads intercalated between primary cords on third and fourth teleoconch whorls. Spirals slightly swollen at intersections with axial ribs. Later whorls become angulated at shoulder, with steep sutural ramp bearing weak spiral threads. Axial ribs prominent, rounded, about half the width of their interspaces, weakening abapically, bearing horizontally-elongated tubercles at the sculptural intersections. Last whorl convex, bearing about ten primary spiral cords, with secondary and tertiary spiral threads intercalated in the interspaces. Columellar lip narrow and thin; rest of aperture and siphonal canal not preserved.

Discussion: This species is quite distinctive, and there is a strong change in sculpture and whorl profile with ontogeny. The fragments could be mistaken for strongly sculptured specimens of *Fusinus hoessii* (HOERNES & AUINGER, 1880) from the Badenian of the Paratethys. Nevertheless, the Ottnangian species shows a much stronger differentiation of the spiral sculpture into primary and secondary cords and the axial ribs on the early spire whorls are much narrower, more raised and slightly prosocline. We have not found any known species to which to attribute these Ottnangian fragments, but in the absence of better preserved material, we refrain from formally describing it.

Distribution: Probably only known from the Ottnangian of Allerding.

Superfamily: Muricoidea RAFINESQUE, 1815
Family: Muricidae RAFINESQUE, 1815
Genus: *Chicoreus* DE MONTFORT, 1810
Subgenus: *Triplex* PERRY, 1810

Type species: *Murex foliatus* PERRY, 1810 [= *C.* (*T.*) *palmarosae* (LAMARCK, 1822)]; by monotypy. Recent, Indo-West Pacific.

Chicoreus (*Triplex*) *aquitanicus* (Grateloup, 1833)

(Pl. 4, Figs. 4a–4b)

* 1833 *Murex aquitanicus* Grat. – Grateloup, p. 94.

1845 *Murex Aquitanicus* Grat. – Grateloup, pl. 31, figs. 12a–b.

1973 *Chicoreus* (*Chicoreus*) cf. *aquitaniensis* (Grateloup, 1833) – Steininger, p. 418.

2011 *Chicoreus* (*Triplex*) *aquitanicus* (Grateloup, 1833) – Merle et al., p. 350, pl. 53, figs. 1–7.

2013 *Chicoreus* (*Triplex*) *aquitanicus* (Grateloup, 1833) – Landau et al., 147, pl. 21, fig. 11 (cum syn.).

Material: 1 natural cast and a silicone mould (NHMW 2014/0379/0048) and numerous natural internal casts.

Dimensions: height: 116 mm, diameter: 66 mm.

Discussion: The specimen from Allerding does not differ at all from other shells of this species, which was intensively discussed by Merle et al. (2011) and Landau et al. (2013).

Distribution: *Chicoreus* (*Triplex*) *aquitanicus* appears during the Burdigalian in the northeastern Atlantic (Aquitaine Basin, France, Cossmann & Peyrot, 1924) and the Proto-Mediterranean Sea (Colli Torinesi, Italy (Bellardi, 1873; Sacco, 1904). In the Central Paratethys Sea it appears during the Ottnangian, when it is recorded from Kaltenbachgraben in Germany (Steininger, 1973) and Allerding in Upper Austria. During the Middle Miocene climatic Optimum around the Early-Middle Miocene boundary it reaches as far north as the North Sea Basin (Netherlands, Janssen, 1984). During the Middle Miocene it is wide-spread from the Loire Basin (France; Glibert, 1952) via the Aquitaine Basin (France, Cossmann & Peyrot, 1924) to the Central Paratethys Sea and the Proto-Mediterranean Sea (see Landau et al., 2013 for details). The latest occurrence is recorded from the Tortonian of the Po Basin in Italy (Michelotti, 1847). The poorly preserved casts from the Eggenburgian of Belpberg (Switzerland), described by Pfister & Wegmüller (2007: p. 157 pl. 3, figs. 3–12) as *Chicoreus* sp. aff. *sedgwicki* (Michelotti, 1847), might at least partly also represent *C. aquitanicus*.

Family: **Mitridae Swainson, 1829**
Genus: ***Episcomitra* Monterosato, 1917**

Type species: *Mitra zonata* Marryat, 1818; by monotypy. Recent, Mediterranean Sea.

Episcomitra sp.

(Pl. 4, Figs. 5a–5b, 6)

Material: 2 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0049, NHMW 2014/0379/0050) and numerous fragments, which seem to represent this species.

Dimensions: height: > 55 mm, diameter: 21 mm.

Discussion: The fragments suggest a large, moderately fusiform and smooth species with incised sutures and 5 prominent columellar folds of which the interspace between the uppermost two folds is slightly wider than the other interspaces. The overall shape and the reduced set of conchological features available agree well with early Middle Miocene Paratethyan shells of *Episcomitra fusiformis* (Brocchi, 1814) in the NHMW collection. This species, however, is unknown so far from Lower Miocene deposits (see Landau et al., 2013). The north-eastern Atlantic Early Miocene *Episcomitra dufresnei* (de Basterot, 1825) has a lower spire and a broader base. The Paratethyan Middle Miocene *Episcomitra brusinae* (Hoernes & Auinger, 1880) differs in its more slender spire.

Superfamily: **Cancellarioidea Forbes & Hanley, 1851**
Family: **Cancellariidae Forbes & Hanley, 1851**
Genus: ***Sveltia* Jousseaume, 1887**

Type species: *Voluta varricosa* Brocchi, 1814; by original designation. Pliocene, Italy.

Sveltia suessi (Hoernes, 1875)

(Pl. 4, Figs. 7a–7b)

* 1875 *Cancellaria Suessi* nov. sp. – Hoernes, p. 355, pl. 11, figs. 22–23.

1890 *Cancellaria* (c. *Narona*) *Suessi* R. Hoern. – Hoernes & Auinger, p. 279, pl. 35, figs. 8–9.

1973 *Narona* (*Sveltia*) *suessi* (R. Hoernes, 1875) – Steininger, p. 435, pl. 8, figs. 1–2.

2012 *Sveltia suessi* (Hoernes, 1875) – Harzhauser & Landau, p. 52, figs. 10C1–C3, 10D1–D3 (cum syn.).

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0051).

Dimensions: height: 35 mm, diameter: 21 mm.

Discussion: This species was discussed in detail by Harzhauser & Landau (2012). The new finding reveals a broad band of delicate lirae in the outer lip (about 15), which is not seen in the type specimens, due to the sediment infill. Compared to the type specimens, the axial ribs appear rather sharp and the characteristic nodes seem to be weaker. Both features, however, are preservational effects.

Distribution: Only known from the Ottnangian (Middle Burdigalian) of the Central Paratethys Sea. It is recorded only from the North Alpine Foreland Basin, where it was found at Ottnang/Schanze and Allerding in Austria and at Gernergraben and Kaltenbachgraben in Bavaria (Hölzl, 1973; Harzhauser & Landau, 2012).

Superfamily: **Conoidea Fleming, 1822**
Family: **Turridae H. Adams & A. Adams, 1853**
Genus: ***Gemmula* Weinkauff, 1875**

Type species: *Pleurotoma gemmata* Reeve, 1843 (= *G. hindsiana* Berry, 1958); subsequent designation by Cossmann (1896). Recent, tropical West America.

Gemmula coronata (Münster in Goldfuss, 1841)

(Pl. 4, Figs. 8–10)

* 1841 *Pleurotoma coronata* Münster – Münster in Goldfuss, p. 21, pl. 171, fig. 8.

1875 *Pleurotoma rotata* Brocch. – Hoernes, p. 356 [non *Murex rotatus* Brocchi, 1814].

1856 *Pleurotoma coronata* Münster – Hörnes, p. 683, pl. 52, fig. 9.

1973 *Gemmula* (*Gemmula*) *coronata* (Münster, 1844) – Steininger, p. 441, pl. 8, fig. 10.

2013 *Gemmula coronata* (Münster in Goldfuss, 1841) – Landau et al., p. 294, pl. 51, fig. 4 (cum syn.).

Material: 5 natural casts with corresponding silicone moulds (NHMW 2014/0379/0052, NHMW 2014/0379/0053, NHMW 2014/0379/0054).

Dimensions: largest specimen without siphonal canal: height: 24 mm, width: 14 mm (pl. 4, fig. 9).

Discussion: This species was discussed in detail by Landau et al. (2013). The herein described specimens agree fully with those from the Badenian of the Vienna Basin. The keel and its beads are covered by very weak spiral threads being thus reminiscent of the Middle Miocene Paratethyan *Gemmula trifasciata* (Hörnes, 1854). Unlike *G. coronata*, typical specimens of *G. trifasciata* bear three distinct spiral cords on the keel.

Distribution: This species is known from the Ottnangian of Bavaria (Steininger, 1973) and Upper Austria (Allerding). In addition, Hoernes (1875) erroneously reported the species as *Pleurotoma rotata* from Ottnang. It becomes ubiquitous in the Paratethys during the Badenian (Middle Miocene; see Landau et al., 2013 for details) when it is also recorded from the northeastern Atlantic (Langhian, Loire Basin) and the Proto-Mediterranean Sea (Serravallian, Karaman Basin, Turkey (Landau et al., 2013). Its last occurrences are recorded from the Late Miocene of the Proto-Mediterranean Sea (Tortonian, Po Basin, Italy; Sacco, 1904).

Family: Borsoniidae Bellardi, 1875
Genus: *Bathytoma* Harris & Burrows, 1891

Type species: *Murex cataphractus* Brocchi, 1814; by original designation. Neogene, Europe.

***Bathytoma* nov. sp.**

(Pl. 4, Fig. 11)

Material: 1 fragmentary natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0055).

Dimensions: diameter: c. 22 mm, height: c. 23 mm.

Description: A single spire fragment is available showing a high conical shell with an apical angle of c. 60°. The whorls are strongly angulate with sharp keel, bearing numerous tiny beads. The upper two thirds of the whorls form a flat sutural ramp with a narrow concavity below the suture; below the keel the whorls are straight-sided and form a delicate, granulated adsutural spiral thread; entire shell surface covered by numerous very delicate spiral threads; no growth lines visible.

Discussion: Although the fragmentary preservation does not allow a clear identification, we are not aware of any comparable species from the Proto-Mediterranean-Paratethyan Miocene. *Bathytoma trochlearis* (Hörnes, 1854), from the Middle Miocene of the Paratethys, is superficially similar but has a smooth, sharp keel and lacks the adsutural spiral thread. The wide-spread *Bathytoma cataphracta* (Brocchi, 1814) has much coarser nodes on the keel and a granular sculpture (see Bałuk, 2003; Landau et al., 2013). The fragment is reminiscent of the gradate spire of *Conilithes antidiluvianus* sensu Brocchi, 1814 (see Janssen et al., 2014 for discussion on the status of this taxon) but differs clearly in its sharp and delicately beaded keel.

Distribution: Only known from the Ottnangian of Allerding.

Family: Conidae Fleming, 1822
Genus: *Conilithes* Swainson, 1840

Type species: *Conus antidiluvianus* Bruguière, 1792; by monotypy. Miocene–Pliocene, Europe.

***Conilithes* cf. *dujardini* (Deshayes, 1845)**

(Pl. 4, Fig. 12)

cf. * 1845 *Conus Dujardini* Desh. – Deshayes, p. 158.

cf. 1973 *Conus* (*Conolithus*) *dujardini* Deshayes, 1845 – Steininger, p. 446, pl. 9, fig. 6.

cf. 2013 *Conilithes dujardini* (Deshayes, 1845) – Landau et al., p. 252, pl. 41, figs. 1–3, pl. 41, fig. 18, pl. 42, fig. 12, pl. 82, fig. 5 (cum syn.).

Material: 1 natural cast with corresponding silicone mould (NHMW 2014/0379/0056).

Dimensions: height: 21 mm, width: 9 mm.

Discussion: A slightly deformed specimen with characteristic gradate spire is available. The slightly bulgy keel of the specimen seems to be a preservational feature. See Landau et al. (2013) for an extensive discussion on the taxonomic history of this wide-spread species.

Distribution: This species appears during the Early Miocene in the Paratethys, the Proto-Mediterranean Sea and the North Sea and is ubiquitous in all European seas during the Middle Miocene. The last occurrence is documented from the Tortonian of the Proto-Mediterranean Sea (see Landau et al., 2013 for detailed references). Steininger (1973) described it from Ottnangian deposits of Bavaria and Upper Austria.

Subclass: Heterobranchia Gray, 1840
Superfamily: Siphonarioidea Gray, 1827
Family: Siphonariidae Gray, 1827
Genus: *Siphonaria* Sowerby, 1823

Type species: *Siphonaria sipho* G.B. Sowerby I, 1823; by monotypy. Recent, Indian Ocean.

***Siphonaria* cf. *vasconiensis* Michelin, 1831**

(Pl. 4, Figs. 13a–13b)

cf. * 1831 *Siphonaria vasconiensis* Michelin, p. 32, pl. 1, figs. 1–2.

cf. 2001 *Siphonaria vasconiensis* Michelin, 1831 – Lozouet et al., p. 84, pl. 37, figs. 9a–b (cum syn.).

Material: 1 fragmentary specimen (NHMW 2014/0379/0057).

Dimensions: diameter restored: c. 25 mm, height: c. 10 mm.

Description: Very solid patelliform shell, probably with near circular outline and slightly thickened margins. Spire moderately elevated with weakly coeloconoid profile; apical tip destroyed. Surface smooth aside from very indistinct growth lines. Shell interior smooth with marked concentric muscle scar; siphonal groove not preserved.

Discussion: The identification of the fragment is very tentative. *Siphonaria vasconiensis* MICHELIN has a similar size and agrees in the solid shell and slightly thickened margin. Typical specimens have a radial sculpture, which may be reduced only in the apical area. Some specimens from the Aquitaine Basin, however, are nearly smooth (e.g. PEYROT, 1938, pl. 12, fig 24; www.fossilshells.nl/taxon_siphonarioidea.html and have a comparable outline to the shell from Allerding (PEYROT, 1932, pl. 12, fig. 30). Thus, it remains unclear if the herein described specimen is conspecific with the French species or represents a separate species.

Lepetella pileata (MICHELOTTI, 1847), from the Burdigalian of Italy, is also reminiscent of the Austrian shell and agrees especially in its smooth shell surface but differs in its thin shell, elongate base and the high conical shape. Only few other patelliform gastropods of comparable size with smooth and robust shells are known from the European Miocene. *Tectura taurinensis* SACCO, 1896 and *Tectura tauroconica* SACCO, 1896, both from the Burdigalian of Italy (SACCO, 1896b), are smaller, less solid and elongate.

Distribution: Aquitanian to Langhian of the Aquitaine Basin (PEYROT, 1932; LOZOUET et al., 2001).

Conclusions

Despite the very poor preservation, it is possible to identify 32 gastropod species from the Ottnangian coastal deposits of Allerding. The assemblage is unique for Paratethyan settings with regard to composition and paleoecology. More than 60 % of the species are recorded for the first time from the Paratethys Sea or represent undescribed species. Hence, the assemblage confirms the previously stated high degree of endemism in the Central Paratethys Sea during the Ottnangian even during the marine phase prior to the *late Ottnangian Extinction Event* (HARZHAUSER & PILLER, 2007).

Most taxa suggest the presence of hard-grounds and support a rocky shore setting, which is also indicated by the geological situation. Indirectly, the presence of demosponges and cnidarians such as Actinaria is documented by epitoniids and siliquariids. Such paleoenvironments are rarely reported from the Ottnangian, which is characterised by wide-spread tidal-influenced shelf deposits with soft bottoms. Moreover, the poor overlap with older (Eggenburgian) and younger (Karpatian) faunas of the Paratethys emphasizes the discreetness of the Ottnangian faunas, which still lacks convincing explanation.

Acknowledgements

We thank CHRISTIAN RUPP and REINHARD ROETZEL (Geological Survey of Austria, Vienna) for their help with literature on regional geology and IRENE ZORN (Geological Survey of Austria, Vienna) for providing access to the collections. STEFANO DOMINICI (Università degli Studi di Firenze, Museo di Storia Naturale) helped with the stratigraphy of Italian localities. Thanks to ARIE W. JANSSEN and FRANK WESSELINGH (Naturalis Biodiversity Center, Leiden, Netherlands) for discussions and literature. Many thanks to FRANZ BERGER (Kopfing, Austria), who generously donated the specimens illustrated on plate 3, figure 1, and plate 4, figure 13.

References

ADAMS, H. (1869): Descriptions of a new genus and fourteen new species of marine shells. – Proceedings of the Zoological Society of London, **1869**, 272–275, London.

ADAMS, A. & REEVE, L. (1850): The zoology of the voyage of H.M.S. Samarang; under the command of Sir Edward Belcher during the years 1843–1846, 3: Mollusca. – 87 pp., London (Reeve, Bentham & Reeve).

ADAMS, H. & ADAMS, A. (1853–1858): The genera of Recent Mollusca, arranged according to their organisation. – Vol. 1, i–x, 484 pp.; vol. 2, 661 pp.; vol. 3, pls. 1–138 [dates (Vol. 2, p. 661): Vol. 1: 1–256, 1853; 257–484, 1854; vol. 2: pp. 1–92, 1854; 93–284, 1855; 285–412, 1856; 413–540, 1857; 541–661, 1858], London (J. van Voorst).

ANDRZEJOWSKI, A. (1830): Notice sur quelques coquilles fossiles de Volhynie, Podolie etc. – Bulletin de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou, **2**, 90–104, Moscou.

ANTON, H.E. (1839): Verzeichniss der Conchylien welche sich in der Sammlung von Hermann Eduard Anton befinden. – XVI + 110 pp., Halle.

ATANACKOVIĆ, M.A. (1985): Mekušci Morskog Miocena Bosne. – Geologija Bosne i Hercegovine, **1**, 1–305, Sarajevo.

BÁLDI, T. (1973): Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). – 511 pp., Akadémiai Kiadó, Budapest.

BAŁUK, W. (1975): Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland, 1. – Palaeontologia Polonica, **32**, 1–186, Warszawa.

BAŁUK, W. (1995): Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, 2. – Acta Geologica Polonica, **45**, 1–255, Warszawa.

BAŁUK, W. (2003): Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, 4. Turridae. – Acta Geologica Polonica, **53**, 29–78, Warszawa.

BAŁUK, W. (2006): Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, 5. Addenda et corrigenda ad Prosobranchia. – Acta Geologica Polonica, **56**, 177–220, Warszawa.

BASTEROT, B. DE (1825): Mémoire géologique sur les environs de Bordeaux. Première partie, comprenant les observations générales sur les mollusques fossiles, et la description particulière de ceux qu'on rencontre dans ce bassin. – 100 pp., Paris (J. Tastu).

BELLARDI, L. (1873): I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 1: Cephalopoda, Pteropoda, Heteropoda, Gasteropoda (Muricidae e Tritronidae). – Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino, Series 2, **27**, 33–294 [reprint, C. Clausen, Torino, 1–264], Torino.

BELLARDI, L. & MICHELOTTI, G. (1840): Saggio orittografico sulla classe dei gasteropodi fossili dei terreni terziari del Piemonte. – Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino, Series 2, **3**, 93–172 [reprint, Tipografia Reale, Torino, 80 pp., 8 pls.], Torino.

BERGER, J.-P. (1996): Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur – Miocène moyen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, **202**, 1–44, Stuttgart.

BERRY, S.S. (1910): Report on a collection of shells from Peru, with a summary of littoral marine Mollusca of the Peruvian zoological province. By William Healey Dall, 1909. – Proceedings of the United States National Museum, **37**, 147–294, Washington D.C.

BERRY, S.S. (1958): Notices of new Eastern Pacific Mollusca. II. – Leaflets in Malacology, **1**, 83–90, Redlands.

BETANCORT LOZANO, J.F. (2012): Fósiles marinos del Neógeno de Canarias (Colección de la ULPGC): dos neotipos, catálogo y nuevas aportaciones (Sistemática, Paleoecología y Paleoclimatología). – Univ. de Las Palmas de Gran Canaria, Tesis Ph.D. 413 pp., Gran Canaria.

BEU, A.G. & PONDER, W.F. (1979): A revision of the species of *Bolma* Risso, 1826 (Gastropoda: Turbinidae). – Records of the Australian Museum, **32**, 1–68, Sydney.

BEYRICH, H.C. (1853–1857): Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. – Berlin (Hertz), pp. 1–82, pls. 1–5, 1853; pp. 83–176, pls. 6–15, 1854; pp. 177–296, pls. 16–25, 1856; pp. 297–336, pls. 26–20, 1857 [also published almost simultaneously in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **5**, 273–358, 1853; **6**, 406–500, 726–781, 1854; **8**, 21–88, 1855; **8**, 553–588, 1856].

BIELER, R. (2004): Sanitation with sponge and plunger: western Atlantic slit-wormsnails (Mollusca: Caenogastropoda: Siliquariidae). – Zoological Journal of the Linnean Society, **140**, 307–333, Oxford.

BOETTGER, O. (1896): Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Banat. – Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins der Naturwissenschaften zu Hermannstadt, **46**, 49–66, Hermannstadt.

BOETTGER, O. (1906–1907): Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krassó-Szörényer Komitat. (Gasteropoden und Anneliden.) III. – Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, **54**/**55**, 1–99 (1906), 101–244 (1907), Hermannstadt.

BORGHI, E. (2012): Il genere *Spatangus* (Echinoidea) nel Langhiano dell'Appennino reggiano. – Notiziario Della Società Reggiana di Scienze Naturali, **11**, 43–61, Reggiana.

BOSCH, D.T., DANCE, S.P., MOOLENBEEK, R.G. & OLIVER, P.G. (1995): Seashells of eastern Arabia. – 296 pp., Dubai (Motivate Publishing).

BOUCHET, P. & WARÉN, A. (1986): Revision of the northeast Atlantic bathyal and abyssal Aclididae, Eulimidae, Epitoniidae. – Bollettino Malacologico, Suppl. **2**, 297–57, Napoli.

BOURY, E. DE (1890): Révision des Scalidae miocènes et pliocènes de l'Italie. – Bollettino della Società Malacologica Italiana, **14**, 161–326, Pisa.

BOURY, E. DE (1909): Catalogue des sous-genres de Scalidae. – Journal of Conchyliologie, **57**, 255–258, Paris.

BOURY, E. DE (1913): Description de Scalidae nouveaux ou peu connus. – Journal de Conchyliologie, **60**, 269–322, Paris.

BROCCHI, G. (1814): Conchiologia fossile subapennina, con osservazioni geologiche sugli Apennini e sul suolo adiacente. – Stamperia Reale, **1**, 1–240, **2**, 241–712, Milano.

BRONGNIART, A. (1823): Mémoire sur les terrains de sédiment supérieurs calcaréo-trappéens du Vicentin, et sur quelques terrains d'Italie, de France, d'Allemagne, etc., qui peuvent se rapporter à la même époque. – iv + 86 pp., Paris (F.G. Levrault).

BRUGUIÈRE, J.G. (1789–1792): Encyclopédie Méthodique ou par Ordre de Matières. Histoire Naturelle des Vers. – Vol. 1, 758 pp. Part 1, xviii + 344 pp. (1789); part 2, 345–757 (1792), Paris (Panckoucke).

CAMPBELL, K.A., GRANT-MACKIE, J.A., BUCKERIDGE, J.S., HUDSON, N., ALFARO, A.C., HOVERD, J., MORGAN, S., HORNE, N. & BANFIELD, A. (2004): Paleoecology of an early Miocene, rapidly submerging rocky shore, Motuketekete Island, Hauraki Gulf, New Zealand. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **47**, 731–748, Wellington.

CARPENTER, P.P. (1864): Supplementary report on the present state of our knowledge with regard to the Mollusca of the west coast of North America. – Reports of the British Association for the Advancement of Science, **33** (1863), 517–686.

CASELLATO, S. & STEFANON, A. (2008): Coralligenous habitat in the northern Adriatic Sea: an overview. – Marine Ecology, **29**, 321–341, Chichester.

CHILDREN, J.G. (1834): [Mollusca]. – Synopsis of the contents of the British Museum, ed. **28**, 88–118, London.

CONRAD, T.A. (1832): Fossil shells of the Tertiary formations of North America, illustrated by figures drawn on stone, from nature. – 20 pp., Philadelphia.

CONRAD, T.A. (1862): Catalogue of the Miocene shells of the Atlantic slope. – Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, **8**, 559–583, Philadelphia.

CONRAD, T.A. (1865): Descriptions of new Eocene shells of the United States. – American Journal of Conchology, **1**, 142–149.

COSSMANN, M. (1895–1925): Essais de Paléoconchologie comparée 1–13. – Cossmann, Paris; **1**: 159 pp. (1895); **2**: 180 pp. (1896); **3**: 201 pp. (1899); **4**: 292 pp. (1901); **5**: 215 pp. (1903); **6**: 151 pp. (1904); **7**: 261 pp. (1906); **8**: 248 pp. (1909); **9**: 215 pp. (1912); **10**: 292 pp. (1915); **11**: 388 pp. (1918), **12**: 349 pp. (1921); **13**: 345 pp. (1925).

COSSMANN, M. & PEYROT, A. (1909–1924): Conchologie néogénique de l'Aquitaine. – Actes de la Societé Linéenne de Bordeaux, **63**, 72–293, 1909; **64**, 235–400, 1910; **64**, 401–445, 1911; **65**, 51–98, 1911; **65**, 99–333, 1912; **66**, 169–232, 1912; **66**, 233–324, 1913; **68**, 5–210, 1914; **68**, 361–435, 1915; **69**, 157–365, 1917; **70**, 5–180, 1918; **70**, 181–491, 1919; **73**, 5–321, 1922; **74**, 257–342, 1923; **75**, 71–144, 193–318, 1924, Bordeaux.

COX, L.R. (1960): Gastropoda – General characteristics of Gastropoda. – In: MOORE, R.C.: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 1, 84–169, Geological Society of America/University of Kansas Press.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1954): A Keletcserháti Helvéti és Tortónai fauna. – Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, **41**, 1–185, Budapest.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1969): La faune tortonienne-inferieure des gisements tufiques de la Montagne de Bükk: Gastropodes I. – Egri Múzeum Évkönyve, **7**, 17–33, Eger.

CTYROKY, P. (1972): Die Molluskenfauna der Rzehakia-(Oncophora) Schichten Mährens. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **76**, 41–141, Wien.

CUVIER, G. (1795): Second mémoire sur l'organisation et les rapports des animaux à sang blanc, dans lequel on traite de la structure des mollusques et de leur division en ordre, lu à la société d'Histoire Naturelle de Paris, le 11 prairial an troisième. – Magazin Encyclopédique, ou Journal des Sciences, des Lettres et des Arts, **2**, 433–449, Paris.

DALL, W.H. (1906): Early history of the generic name *Fusus*. – Journal of Conchology, **11**, 289–297, London.

DAUTZENBERG, P. & DE BOURY, E. (1897): Diagnoses d'espèces nouvelles appartenant aux genres *Scalaria* et *Mathildia*. – Bulletin de la Société Zoologique de France, **22**, 31–33, Paris.

DESHAYES, G.-P. in DESHAYES, G.-P. & MILNE-EDWARDS, H. (1845): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres, Présentant les Caractères Généraux et Particuliers de ces Animaux, leur Distribution, leurs Classes, leurs Familles, leurs Genres, et la Citation des Principales Espèces qui s'y Rapportent; Précedée d'une Introduction Offrant la Détermination des Caractères Essentiels de l'Animal, sa Distinction du Végétal et des Autres Corps Naturels; Enfin, l'Exposition des Principes Fundamentaux de la Zoologie. – Deuxième Édition, **11**, 665 pp., Paris (J.-B. Baillière).

DESHAYES, G.-P. (1853) [in 1839–1853]: Traité élémentaire de conchyliologie avec les applications de cette science à la géologie. – Tome troisième, 80 pp., Planches et Explication des planches, Paris.

DUBOIS DE MONTPERREUX, F. (1831): Conchyliologie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau Wolhyni-Podolien. – 76 pp., Berlin (Schropp and Companie).

DUMÉRIL, A.M.C. (1805): Zoologie analytique, ou méthode naturelle de classification des animaux, rendue plus facile à l'aide de tableaux synoptiques. – xxxii + 344 pp., Paris (Allais).

EICHWALD, E. (1829): Zoologia specialis, quam expositis animalibus tum vivis, tum fossilibus potissimum Rossiae in universum et Poloniae in specie, in usum lectionum publicarum in Universitate Caesarea Vilnensi. – Josephi Zawadski, **1**, 314 pp., Vilnius.

EICHWALD, E. (1830): Naturhistorische Skizze von Lithauen, Volhynien und Podolien in Geognostisch-Mineralogischer, Botanischer und Zoologischer Hinsicht. – 256 pp., 3 pls., Vilnius (Eichwald).

EICHWALD, E. (1852): Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie. Explication des planches du troisième volume. – 4 pp., 14 pls., Stuttgart (Schweizerbart).

EICHWALD, E. (1853): Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie. Troisième volume. Dernière période. – 533 pp., Stuttgart (Schweizerbart).

FEHSE, D. (2001): Katalog der fossilen Cypraeoidea (Mollusca: Gastropoda) in der Sammlung Franz Alfred Schilder, 3. Die unterfamilie Erroneinae SCHILDER, 1925. – Club Conchylia Informationen, **33**, 3–42, Wien.

FERRERO MORTARA, E.L., MONTEFAMEGLIO, L., NOVELLI, M., OPESSO, G., PAVIA, G. & TAMPIERI, R. (1984): Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione BELLARDI e SACCO II. – Museo Regionale di Scienze Naturali, Cataloghi, **7**, 484 pp, Torino.

FLEMING, J. (1822): The philosophy of zoology, a general view of the structure, functions and classification of animals, vol. 2. – 618 pp., Edinburgh (Constable & Co.).

FORBES, E. & HANLEY, S. (1848–1853): A history of British Mollusca and their shells. – 4 vols., London (van Voorst). [Published in parts; for dates of parts see FISHER & TOMLIN, 1935, Journal of Conchology, **20**/5, 150–151.]

FORESTI, L. (1876): Cenni geologici e paleontologici sul Pliocene antico di Castrocaro. – Memorie della Accademia delle Scienze dell'Instuto di Bologna, serie 3, **6**, 1–56, Bologna.

FRIEDBERG, W. (1911–1928): Mieczaki Miocenskie ziem Polskich (Mollusca Miocaenica Poloniae), Czesc I. Slimaki i Lódkonogi (Pars I. Gastropoda et Scaphopoda). – Museum Imienia Dzieduszyckich (Musaeum Dzieduszyckianum), 631 pp., 38 pls., Lwów i Poznan.

FRIEDBERG, W. (1938): Katalog mego zbioru mięczaków mioceńskich Polski – Katalog meiner Sammlung der Miozänmollusken polens). – Mémoires de l'Academie polonaise des Sciences et des Lettres, Classe des Sciences mathématiques et naturelles, B. Sciences naturelles, **12**, 1–164, Cracovie.

FRIELING, D., PIPPÈRR, M., SCHNEIDER, S. & REICHENBACHER, B. (2009): The rocky northern coast of the Molasse Basin at Gurlarn near Passau (Lower Miocene, Ottnangian). – Facies, **55**, 47–62, Berlin–Heidelberg.

GITTENBERGER, A. & HOEKSEMA, B.W. (2013): Habitat preferences of coral-associated wentletrap snails (Gastropoda: Epitoniidae). – Contributions to Zoology, **82**, 1–25, Amsterdam.

GLIBERT, M. (1949): Gastropodes du Miocène moyen du Bassin de la Loire, 1. – Memoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, **2**/30, 1–240, Bruxelles.

GLIBERT, M. (1952): Gastropodes du Miocène moyen du Bassin de la Loire, deuxième partie. – Memoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, **2**/46, 241–450, Bruxelles.

GOLDFUSS, A. (1841): Petrefacta Germaniae, tam ea quae in museo universitatis regio Borussicae Fridericiae Wilhelmiae Rhenanae servantur quam alia quaecunque in Museis Hoeninghusiano Muensterniano aliisque extant inconibus et descriptionibus illustrata. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder, unter Mitwirkung des Herrn Grafen Georg zu Münster, 3. – 20 pp., Düsseldorf (Arnz).

GRATELOUP, J.P.S. DE (1833): Tableau des coquilles fossiles qu'on rencontre dans les terrains calcaire tertiaires (faluns) des environs de Dax, dans le Département des Landes. – Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, **6**, 159–164, Bordeaux.

GRATELOUP, J.P.S. DE (1837): Notice sur la famille des bulléens dont on trouve les dépouilles fossiles dans les terrains marins supérieurs du Bassin de l'Adour, aux environs de Dax (Landes), précédée de considérations générales sur cette famille et du tableau des genres et des espèces connus, soit à l'état vivant soit à l'état fossile. – Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, **8**, 247–299, Bordeaux.

GRATELOUP, J.P.S. DE (1845–1847): Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du Bassin de l'Adour (environs de Dax), 1. Univalves. Atlas. Bordeaux (Th. Lafargue), pls. 1–45; xx + 12 pp., pls. 46–48; all plates published 1845, except plates 2, 4, 11 (1847).

GRAY, J.E. (1827): Plate Mollusca. – In: SMEDLEY, E. & ROSE, H.J. (Eds.): Encyclopaedia Metropolitana, **7**, Plates to Zoology, London.

GRAY, J.E. (1840): Shells of molluscous animal. – Synopsis of the contents of the British Museum, ed. **42**, 105–152, London.

GRAY, J.E. (1853): On the division of ctenobranchous gasteropodous Mollusca into larger groups and families. – Annals and Magazine of Natural History, ser. 2, **11**, 124–132, London.

GRUNERT, P., SOLIMAN, A., ĆORIĆ, S., SCHOLGER, R., HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2010): Stratigraphic re-evaluation of the stratotype for the regional Ottnangian stage (Central Paratethys, middle Burdigalian). – Newsletter on Stratigraphy, **44**, 1–16, Stuttgart.

GRUNERT, P., SOLIMAN, A., ĆORIĆ, S., ROETZEL, R., HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2012): Facies development along the tide-influenced shelf of the Burdigalian Seaway: An example from the Ottnangian stratotype (Early Miocene, middle Burdigalian). – Marine Micropaleontology, **84–85**, 14–36, Amsterdam.

GUETTARD, J.E. (1770): Mémoires sur différentes parties des sciences et arts. Tome second. – 85 + 72 + 530 pp., Paris (L. Prault).

GÜRS, K. (2002): Miocene nassariid zonation. A new tool in North Sea Basin Neogene biostratigraphy. Northern European Cenozoic Stratigraphy. – Proceedings of the 8th Biannual Meeting RCNNS/RCNPS, 91–106, Flintbek.

HARRIS, G.F. (1897): Catalogue of the Tertiary Mollusca in the department of geology, British Museum (Natural History), 1. The Australasian Tertiary Mollusca. London. – 407 pp., British Museum (Natural History), London.

HARRIS, G.F. & BURROWS, H.W. (1891): The Eocene and Oligocene beds of the Paris Basin. – Geological Association of London, 8 + 129 pp., London.

HARZHAUSER, M. (2002): Marine und brachyhaline Gastropoden aus dem Karpatium des Korneuburger Beckens und der Kreuzstettener Bucht (Österreich, Untermiozän). – Beiträge zur Paläontologie, **27**, 61–159, Wien.

HARZHAUSER, M. & KOWALKE, T. (2004): Survey of the Nassariid Gastropods in the Neogene Paratethys. – Archiv für Molluskenkunde, **133**, 1–63, Frankfurt am Main.

HARZHAUSER, M. & LANDAU, B. (2012): A revision of the Neogene cancellariid Gastropods of the Paratethys Sea. – Zootaxa, **3472**, 1–72, Auckland, NZ.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **260**, 417–434, Amsterdam.

HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2007): Benchmark data of a changing sea. – Palaeogeography, Palaeobiogeography and Events in the Central Paratethys during the Miocene. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **253**, 8–31, Amsterdam.

HOERNES, R. (1875): Die Fauna des Schliers von Ottnang. – Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, **25**, 333–400, Wien.

HOERNES R. & AUINGER, M. (1879–1891): Die Gastropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten Miocänen Mediterran-Stufe in der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie. – Abhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt, **8**, 1–382, 50 pls. [in 8 parts], Wien.

HÖLZL, O. (1958): Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. – Geologica Bavarica, **38**, 1–348, pl. 1–22, München.

HÖLZL, O. (1965): Die Molluskenfauna aus dem Grenzbereich Burdigal-Helvet im Kaltenbach-Gernergraben, Landkreis Miesbach/Oberbayern (vorläufige Mitteilung). – Geologica Bavarica, **50**, 258–289, München.

HÖLZL, O. (1973): Faziostratotypus: Kaltenbachgraben. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Band III. M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation, 155–196, Bratislava (Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften).

HÖRNES, M. (1851–1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. – Abhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt, **3**, 1–42, pl. I–V (1851), 43–208, pl. VI–XX (1852), 209–296, pl. XXI–XXXII (1853), 297–384, pl. XXXIII–XL (1854), 383–460, pl. XLI–XLV (1855), 461–736, pl. XLVI–LII (1856); **4**, 1–479, pl. I–LXXXV (1870), Wien.

IREDALE, T. (1916): On two editions of Duméril's Zoologie Analytique. – Proceedings of the Malacological Society of London, **12**, 79–84, London.

JANSSEN, A.W. (1967): Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Dingden und seiner Molluskenfauna. – Geologica et Palaeontologica, **1**, 115–173, Marburg.

JANSSEN, A.W. (1984): Mollusken uit het Mioceen van Winterswijk-Miste. Een inventarisatie, met beschrijvingen en afbeeldingen van alle aangetroffen soorten. – 451 pp., Koninklijke Nederlandse Natuurhistorische Vereniging, Nederlandse Geologische Vereniging & Rijkmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.

JANSSEN, A.W., JANSSEN, R., TRACEY, S., VAESSEN, L.M.B. & VAN DER VOORT, J. (2014): History of a marine, Cainozoic gastropod taxon, *Conus antidiluvianus* BRUGUIÈRE, 1792 and its nomenclatural implications. – Cainozoic Research, **14**, 73–90, Leiden.

JOUSSEAUME, F.P. (1887): La famille des Cancellariidae (Mollusques gastéropodes). – Le Naturaliste, **9**, 155–157, 192–194, 213–214, 221–223, Paris.

KOBELT, W. (1876-1878): Illustrirtes Conchylienbuch. Erster Band. – 16 + 144 pp., Nürnberg (Bauer & Raspe).

KOJUMDGIEVA, E.M. & STRACHIMIROV, B. (1960): Les fossiles de Bulgarie. VII. Tortonien. – 317 pp., 59 pls., Académie des Sciences de Bulgarie, Sofia.

KONIOR, K. & KRACH, W. (1965): Zlepieñce dêbowieckie i fauna mioceñska z wiercenia B4. – Acta Geologica Polonica, **15**, 39–80, Warszawa.

KOWALKE, T. & REICHENBACHER, B. (2005): Early Miocene (Ottnangian) Mollusca of the Western Paratethys – ontogenetic strategies and palaeoenvironments. – Geobios, **38**, 609–635, Amsterdam.

KRENMAYR, H.G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

KROH, A. (2005): Catalogus Fossilium Austriae. Band 2. Echinoidea neogenica. – 210 pp., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geology, **152**, 45–78, Amsterdam.

LAMARCK, J.B.P.A. DE M. DE (1801): Système des Animaux sans Vertèbres, ou Tableau Général des Classes, des Orders et des Genres de ces Animaux; Présentant leurs Caractères Essentiels et leur Distribution, d'Après la Considération, et Suivant l'Arrangement Établi dans les Galeries du Muséum d'Hist. Naturelle, Parmi leurs Dépouilles Conservées; Précéde du Discours d'Ouverture du Cours de Zoologie, donné dans le Muséum National d'Histoire Naturelle l'an de la République. – viii + 432 pp., Paris.

LAMARCK, J.B.P.A. DE M. DE (1809): Philosophie zoologique. Volume 1. – xxv + 428 pp., Paris.

LAMARCK, J.B.P.A. DE M. DE (1822): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres, présentant les charactères généraux et particuliers... – Tome **7**, 711 pp., Chez l'auteur, au Jardin du Roi, Paris.

LANDAU, B., MARQUET, R. & GRIGIS, M. (2003): The Early Pliocene Gastropoda (Mollusca) of Estepona, southern Spain, 1. Vetigastropoda. – Palaeontos, **3**, 1–87, Antwerp.

LANDAU, B., BEU, A. & MARQUET, R. (2004): The Early Pliocene Gastropoda (Mollusca) of Estepona, southern Spain, 5. Tonnoidea, Ficoidea. – Palaeontos, **5**, 35–102, Antwerp.

LANDAU, B., HARZHAUSER, M. & BEU, A.G. (2009a): A revision of the Tonnoidea (Caenogastropoda, Gastropoda) from the Miocene Paratethys and their palaeobiogeographic implications. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 61–109, Wien.

LANDAU, B., MARQUES DA SILVA, C. & GILI, C. (2009b): The Early Pliocene Gastropoda (Mollusca) of Estepona, southern Spain, 8. Nassariidae. – Palaeontos **17**, 1–101, Antwerp.

LANDAU, B., MARQUES DA SILVA, C. & MAYORAL, E. (2011): The Lower Pliocene gastropods of the Huelva Sands Formation, Guadalquivir Basin, Southwestern Spain. – Palaeofocus, **4**, 1–90, Mortsel.

LANDAU, B., HARZHAUSER, M., İSLAMOĞLU, Y. & MARQUES DA SILVA, C. (2013): Systematics and palaeobiogeography of the gastropods of the middle Miocene (Serravallian) Karaman Basin of Turkey. – Cainozoic Research, **11–13**, 3–576, Leiden.

LATREILLE, P.A. (1825): Familles naturelles du règne animal, exposées succinctement et dans un ordre analytique avec l'indication de leurs genres. – 570 pp., Paris (J.B. Baillière).

LINDBERG, D. (1998): Order Patellogastropoda. – In: BEESLEY, P.L., ROSS, G.J.B. & WELLS, A. (Eds.): Mollusca: The Southern Synthesis. – Fauna of Australia, **5**(B), 639–652, Melbourne.

LINNAEUS, C. (1758): Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis, 1. Editio decima, reformata. – 824 pp., Laurentii Salvii, Holmiae.

LINNAEUS, C. (1767): Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis, 1(1–2). Editio duodecima, reformata. – 1–532 (1), 533–1327, 1–37 (2), Laurentii Salvii, Holmiae.

LOZOUET, P., LESPORT, J.F. & RENARD, P. (2001): Révision des Gastropoda (Mollusca) du Stratotype de l'Aquitanien (Miocène inf.): site de Saucats "Lariey", Gironde, France. – Cossmanniana, Hors série, **3**, 1–189, Paris.

MANDIC, O. (2003): Bivalves of the Karpatian in the Central Paratethys. – In: BRZOBOHATY, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): The Karpatian – A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 217–227, Masaryk University Brno, Brno.

MANDIC, O. & ĆORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Ottnangium von Rassing (NÖ) – taxonomische, biostratigrafische, paläoökologische und paläobiogeografische Auswertung. – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, **147**, 387–397, Wien.

MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (2003): Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaindorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – Taxonomy, Paleoecology and Biostratigraphy. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **104A**, 85–127, Wien.

MARQUET, R. (1997): Pliocene gastropod faunas from Kallo (Oost-Vlaanderen, Belgium), 2. Caenogastropoda: Potamididae to Tornidae. – Contributions to Tertiary and Quaternary Geology, **34**, 9–29, Oegstgeest.

MARQUET, R. (1998): De Pliocene gastropodenfauna van Kallo (Oost-Vlaanderen, België). – 246 pp., Belgische Vereniging voor Paleontologie v.z.w., Antwerpen.

MARRYAT, F. (1818): Descriptions of two new shells. – Transactions of the Linnean Society of London, **12**, 336–339, London.

MAYER, K. (1858): Description de coquilles fossiles des étages supérieurs des terrains tertiaires (suite). – Journal de Conchyliologie, **7**, 73–89, Paris.

MEEK, F.B. (1864): Checklist of the invertebrate fossils of North America. Miocene. – Smithsonian Miscellaneous Collections, **7**/183, ii + 32 pp, Washington D.C.

MERLE, D., GARRIGUES, B. & POINTIER, J.P. (2011): Fossil and Recent Muricidae of the World. Part Muricinae. – 648 pp., Hackenheim (ConchBooks).

MICHELIN, H. (1831): Siphonaire. *Siphonaria* SOWERBY, S. de Gascogne. *S. vasconiensis* MICHELIN. – Magasin de Zoologie, **1**, 32.

MICHELOTTI, G. (1847): Description des fossiles des terrains miocènes de l'Italie septentrionale. Ouvrage publié par la société Hollandaise des Sciences, et accompagné d'un atlas de 17 planches. – 408 pp., Leiden (A. Arns & Compie). [reprinted from: Naturkundige Verhandlingen van de Bataafsche Hollandsche Maatsechappye der Wetenschappen te Harlem, Ser. 2, **3**/2, 1–408].

MONTEROSATO, T. DI (1884): Nomenclatura generica e specifica di alcune conchiglie mediterranee. – 152 pp., Palermo.

MONTEROSATO, T. DI (1917): Molluschi delle coste cirenaiche raccolti dall'Ing. Camillo Crema. – Memorie Reale Comitato Talassografico Italiano, **107**, 1–14, Venezia.

MONTFORT, D. DE (1810): Conchyliologie systématique, ou classification méthodique des coquilles; offrant leurs figures, leur arrangement générique, leurs descriptions caractéristiques, leurs noms; ainsi que leur synonymie en plusieurs langues. Ouvrage destiné à faciliter l'étude dew coquilles, ainsi que leur disposition dans les cabinets d'histoire naturelle. Coquilles univalves, non cloissonnées. Coquilles univalves, non cloisonnées. – 676 pp., Paris (F. Schoell).

MÖRCH, O.A.L. (1852): Catalogus conchyliorum quae reliquit D. Alphonso d'Aguirra & Gadea Comes de Yoldi, regis daniae cubiculariorum princeps, ordinis dannebrogici in prima classe & ordinis Caroli Tertii Eques, 1. Cephalophora. – iv + 170 pp., Hafniae (Ludovici Kleini).

NOSZKY, J. (1936): Az egri felsö Cattien molluszkafaunája. – Annales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica, Geologica, et Palaeontologica, **30**, 53–115, Budapest.

ORBIGNY, A. D' (1852): Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, faisant suite au cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. Troisième volume. – V. Masson, Paris, pp. 1–196, 1–189.

PALMER, K.V.W. (1937): The Claibornian Scaphopoda, Gastropoda and dibranchiate Cephalopoda of the southern United States. – Bulletin of American Paleontology, **7**, 548 pp., Ithaca.

PANTANELLI, D. (1886): Specie nuove di molluschi del Miocene medio. – Bollettino della Società Malacologica Italiana, **12**, 123–134, Pisa.

PAYRAUDEAU, B.C. (1826): Catalogue descriptif et méthodique des Annelides et des Mollusques de l'île de Corse. –218 pp., Paris.

PENNANT, T. (1777): The British Zoology. Vol. 4 Crustacea, Mollusca, Testacea. – xviii + 156 pp., London (Benjamin White).

PERRY, G. (1810): Arcana; or the museum of natural history: Containing the most recent discovered objects. Embellished with colored plates, and corresponding descriptions; with extracts related to animals, and remarks of celebrated travellers; combining a general survey of nature. – James Stratford, London, [348 pp.], 84 pls. unnumbered [issued in 21 monthly parts each of 4 pls, 1 Jan. 1810-1 Sept. 1811; plates bear individual dates].

PEYROT, A. (1938): Les mollusques testacés univalves des dépots Helvétiens du Bassin Ligérien – Catalogue critique, descriptif et illustré. – Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, **89**, 5–361, Bordeaux.

PFEIFFER, L. (1840): Kritisches Register zu Martini und Chemnitz's systematischem Konchylien-Kabinet. – VIII + 112 pp., Cassel (Theodor Fischer).

PFISTER, T. & WEGMÜLLER, U. (2007): Gastropoden aus den Belpberg-Schichten (Obere Meeresmolasse, mittleres Burdigalium) bei Bern, Schweiz. 1. Teil: Fissurelloidea bis Naticoidea. – Archiv für Molluskenkunde, **136**, 79–149, Frankfurt am Main.

PHILIPPI, R.A. (1843): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärversteinerungen des Nordwestlichen Deutschlands. – iii + 85 pp., Cassel (Theodor Fischer).

PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4**, 151–168, New York.

PILSBRY, H.A. (1889): Manual of conchology, structural and systematic, with illustrations of the species, 11. Trochidae, Stomatiidae, Pleurotomariidae, Haliotidae. – 519 pp., Philadelphia (G.W. Tryon).

PIPPÈRR, M. (2011): Characterisation of Ottnangian (middle Burdigalian) palaeoenvironments in the North Alpine Foreland Basin using benthic foraminifera – A review of the Upper Marine Molasse of southern Germany. – Marine Micropaleontology, **79**, 80–99, Amsterdam.

PONDER, W.F. & LINDBERG, D.R. (1996): Gastropod phylogeny. Challenges of the 90's. – In: TAYLOR, J.D. (Ed.): Origins and evolutionary radiation of the Mollusca, 135–154, Oxford.

PUSCH, G.G. (1836–1837): Polens Paläontologie, oder Abbildung und Beschreibung der vorzüglichsten und der noch unbeschriebenen Petrefakten aus den Gebirgsformationen in Polen, Volhynien und den Karpathen. –viii + 218 pp., 16 pls [pp. 1–80, pls. 1–10, 1836; pp. 81–218, pls. 11–16, 1837], Stuttgart.

RAFINESQUE, C.S. (1815): Analyse de la nature ou tableau de l'univers et des corps organisés. Le nature es mon guide, et Linnéus mon maître. – 224 pp., Palermo (privately published).

RASMUSSEN, L.B. (1956): The marine Upper Miocene of South Jutland and its molluscan fauna. – Danmarks Geologiske Undersøgelse, **2**/81, 1–166, København.

REEVE, L.A. (1843–1846): Monograph of the Genus *Pleurotoma*. – Conchologia Iconica, or Illustrations of the Shells of Molluscous Animals, Vol. **1**, 40 pls. + index and errata. [Published in parts; 1843: pls. 1–18, published January-December, 1843; 1844: pl. 19, published January, 1844; 1845: pls. 20–33, published October-December, 1845; 1846: pls. 34–40, index and errata, published January-April, 1846.], London (Reeve Brothers).

REEVE, L.A. (1848): Monograph of the genus *Cassis*. – Conchologia Iconica, REEVE, L.A., **5**, 12 pls., London.

REEVE, L.A. (1855): Monograph of the genus *Patella*. – Conchologia Iconica, REEVE, L.A., **8,** 25–42, London.

RISSO, A. (1826): Histoire naturelle des principales productions de l'Europe méridionale et principalement de celles des environs de Nice et des Alpes-Maritimes, 4. Mollusques. – vii + 439 pp., Paris (Levrault).

ROBBA, E. (1968): Molluschi del Tortoniano-tipo (Piemonte). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **74**, 457–646, Milano.

RÖDING, P.F. (1798): Museum Boltenianum, sive catalogus cimeliorum e tribus regnis naturae... pars secunda. – 199 pp., Hamburg (Johan. Christi Trappii). [facsimile reprint, Sherborn & Sykes, 1906].

RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **99**, 279–310, Wien.

RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O. (1973): Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Band III. M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation, 140–196, Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

RUPP, C. & VAN HUSEN, D. (2007): Zur Geologie des Kartenblattes Ried im Innkreis. – In: EGGER, H. & RUPP, C. (Eds.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. – Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 2007, 73–111, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. Erläuterungen. – 255 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SACCO, F. (1890): I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria, 8. Galeodoliidae, Doliidae, Ficulidae e Naticidae. – Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino, **2**/41, 225–338, Torino (reprint, C. Clausen, Torino, 114 pp., 2 pls).

SACCO, F. (1891): I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, 9. Naticidae (fine), Scalariidae ed Aclidae. – Bollettino dei Musei di Zoologia ed Anatomia comparata della Reale Universita di Torino, **6,** 103 pp. (May 29 1891), Torino.

SACCO, F. (1894): I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 15: Fam. Cypraeidae Gray 1824. – Bollettino dei Musei di Zoologia ed Anatomia comparata della Reale Universita di Torino, **9**/171, 65–67 (April 27 1894), Torino.

SACCO, F. (1896a): I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 20; (Caecidae, Vermetidae, Phoridae, Calyptraeidae, Capulidae, Hipponycidae e Neritidae). – Bollettino dei Musei di Zoologia ed Anatomia comparata della Reale Universita di Torino, **11**/267, 82–84 (published consecutively with Parts 19, 21, 22) (December 14 1896), Torino.

SACCO, F. (1896b): I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 22: Gasteropoda (fine) (Pleurotomariidae, Scissurellidae, Haliotidae, Fissurellidae, Tecturidae, Patellidae, Oocorythidae, Cyclophoridae, Cyclostomidae, Aciculidae, Truncatellidae, Actaeonidae, Tornatinidae, Scaphandridae, Bullidae, Cyclichnidae, Philenidae, Umbrellidae). – Pulmonata (Testacellidae, Limacidae, Vitrinidae, Helicidae, Pupidae, Stenogyridae, Succineidae, Auriculidae, Limnaeidae, Physidae; Siphonariidae). Amphineura (Chitonidae). – Scaphopoda (Dentaliidae). – Bollettino dei Musei di Zoologia ed Anatomia comparata della Reale Universita di Torino, **11**/267, 89–98 (published consecutively with Parts 19–21) (December 14, 1896), Torino.

SACCO, F. (1904): I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 30. Aggiunte e correzioni (con 1400 figure). Considerazioni generali. Indice generale dell'opera. – 203 + xxxvi pp., 31 pls., Torino (C. Clausen).

SCHILDER, F.A. (1927): Revision der Cypraeacea (Mollusca, Gastropoda). – Archiv für Naturgeschichte, **91** (A/10), 1–171 (dated 1925), Berlin.

SCHLICKUM, W.R. (1963): Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse von Ober- und Unterkirchberg. – Archiv für Molluskenkunde, **92**, 1–10, Frankfurt am Main.

SCHLICKUM, W.R. (1964): Die Molluskenfauna der Süssbrackwassermolasse Niederbayerns. – Archiv für Molluskenkunde, **93**, 1–68, Frankfurt am Main.

SCHLICKUM, W.R. (1966): Die Molluskenfauna der Kirchberger Schichten des Jungholzes bei Leipheim/Donau.– Archiv für Molluskenkunde, **95**, 321–335, Frankfurt am Main.

SCHNEIDER, S. & MANDIC, O. (2013): Middle Ottnangian (late Burdigalian) mollusks from the Rott Valley (SE Germany): the ultimate marine fauna of the Western Paratethys. – Paläontologische Zeitschrift, DOI 10.1007/s12542-013-0209-x, Frankfurt am Main.

SCHNEIDER, S., BERNING, B., BITNER, M.A., CARRIOL, R-P., JÄGER, M., KRIWET, J., KROH, A. & WERNER, W. (2009): A parautochthonous shallow marine fauna from the Late Burdigalian (early Ottnangian) of Gurlarn (Lower Bavaria, SE Germany): Macrofaunal inventory and paleoecology. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **254**, 63–103, Stuttgart.

SCHNETLER, K.I. (2005): The mollusca from the stratotype of the Gram Formation (late Miocene, Denmark). – Palaeontos, **7**, 62–189, Antwerp.

SCHNETLER, K.I. & BEYER, C. (1990): A late Oligocene (Chattian B) molluscan fauna from the coastal cliff at Mogenstrup, north of Skive, Jutland, Denmark. – Contributions to Tertiary and Quaternary Geology, **27**, 39–81, Oegstgeest.

SCHULTZ, O. (1998): Tertiärfossilien Österreichs, Wirbellose, niedere Wirbeltiere und marine Säugetiere; schöne, interessante, häufige und wichtige Makrofossilien aus den Beständen des Naturhistorischen Museums Wien und Privatsammlungen; eine Bilddokumentation. – 159 pp., Korb (Goldschneck-Verlag).

SCHUMACHER, C.F. (1817): Essai d'un nouveau système des habitations des vers testacés. – 287 pp., Copenhagen (Schultz).

SIEBER, R. (1956): Die faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Ottnang bei Wolfsegg. – Jahrbuch des oberösterreichischen Musealvereins, **101**, 309–318, Linz.

SNYDER, M.A. (2003): Catalogue of the marine gastropod family Fasciolariidae. – Academy of Natural Sciences of Philadelphia, special publication, **21**, 1–431, Philadelphia.

SOWERBY, G.B. (1822–1834): The Genera of Recent and Fossil Shells, for the Use of Students in Conchology and Geology: Plates of Genera; also Corresponding Letter-press, Descriptive of the Characters by which Each Genus is Distinguished. Particularly the Land, Fresh Water & Marine Nature of Each Genus, as well as the Strata in which Fossil Species Occur. – Vol. 1 (Text), G.B. Sowerby, London, 274 pp. Vol. 2 (Atlas), 264 pls.

SOWERBY, J. (1812–1845) [continued by J. de C. SOWERBY]: The mineral conchology of Great Britain; or coloured figures and descriptions of those remains of testaceous animals or shells, which have been preserved at various times and depths in the earth. – 1–7, London (Sowerby). (for authorship, collation and dates of parts see Bulletin of Zoological Nomenclature, **44** (1987), 64–67).

STEININGER, F. (1971): Die Mollusken der Eggenburger Schichtengruppe. – In: STEININGER, F. & SENEŠ, J. (1971): Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Band II. M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 356–591, Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

STEININGER, F. (1973): Die Molluskenfaunen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Band III. M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation, 380–615, Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

STIMPSON, W. (1865): Review of the northern Buccinums, and remarks on some other northern marine mollusk, part 1. – The Canadian Naturalist, New Series, **2**, 364–389, Toronto.

STRAUSZ, L. (1966): Die Miozän-Mediterranen Gastropoden Ungarns. – Akadémiai Kiadó, 692 pp., 79 pls., Budapest.

SUTER, H. (1913): Manual of the New Zealand Mollusca, with an atlas of quarto plates [1915]. – xxiii + 1120 pp., Wellington (Government Printer).

SWAINSON, W. (1829–1833): Zoological Illustrations, or original figures and descriptions of new rare or interesting animals. – Series 2, **3**/29, 132–136 pls., London (Baldwin & Cradock).

SWAINSON, W. (1840): A treatise on malacology or shells and shellfish. – viii + 419 pp., London (Longman).

TEMBROCK, M.L. (1968): Taxionomisch-stratigraphische Studie zur *Scalaspira*-Gruppe (Gastropoda, Tertiär). – Paläontologische Abhandlungen, Abt. A., Paläozoologie, **3**/2, 193–366, Berlin.

THIELE, J. (1891): Das Gebiss der Schnecken, zur Begründung einer natürlichen Classification. – Nicolai, Berlin, **2**/7, 249–334, Berlin (Nicolai).

THIELE, J. (1924): Revision des Systems der Trochacea. – Mitteilungen aus dem Zoologischen Museum in Berlin, **11**, 49–72, Berlin.

VERVOENEN, M., VAN NIEULANDE, F., FRAUSSEN, K., WESSELINGH, F.P. & POUWER, R. (2014): Pliocene to Quaternary sinistral *Neptunea* species (Mollusca, Gastropoda, Buccinidae) from the NE Atlantic. – Cainozoic Research, **14**, 17–34, Leiden.

WALSER, W. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes um Münzkirchen auf den Blättern 12 Passau, 13 Engelhartszell, 29 Schärding und 30 Neumarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**/3, 419–421, Wien.

WEINKAUFF, H.C. (1875): Ueber eine kritische Gruppe des Genus *Pleurotoma* Lam. sensu stricto. – Jahrbücher der Deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, **2**, 283–292, Frankfurt am Main.

WENZ, W. (1938–1944): Gastropoda. Prosobranchia. – In: SCHINDEWOLF, O.H. (Ed.): Handbuch der Paläozoologie, **6**, 1201–1505, Berlin (Gebrüder Borntraeger).

WRIGHT, T. (1855): On fossil echinoderms from the island of Malta: with notes on the stratigraphical distribution of the fossil organisms in the Maltese beds. – Annals and Magazine of Natural History, **15**, 101–127, London.

ZUNINO, M. & PAVIA, G. (2009): Lower to Middle Miocene mollusc assemblages from the Torino hills (NW Italy): synthesis of new data and chronostratigraphical arrangement. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **115**, 349–370, Milano.

ZUSCHIN, M., JANSSEN, R. & BAAL, CH. (2009): Gastropods and their habitats from the northern Red Sea (Egypt: Safaga) part 1: Patellogastropoda, Vetigastropoda and Cycloneritimorpha. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **111A**, 74–158, Wien.

Received: 7. October 2014, Accepted: 10. November 2014

Plate 1

Figs. 1a–1b *Emarginula* nov. sp. 1; silicone mould; NHMW 2014/0379/0001.

Figs. 2a–2b *Emarginula* nov. sp. 2; silicone mould; NHMW 2014/0379/0002.

Fig. 3 *Fissurella costicillatissima* SACCO, 1896; natural cast; NHMW 2014/0379/0003.

Fig. 4 *Fissurella costicillatissima* SACCO, 1896; silicone mould; NHMW 2014/0379/0004.

Figs. 5a–5b *Fissurella costicillatissima* SACCO, 1896; silicone mould; NHMW 2014/0379/0005.

Figs. 6a–6c *Cellana*? *danningeri* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; holotype; NHMW 2014/0379/0006.

Fig. 7 *Jujubinus* nov. sp; silicone mould; NHMW 2014/0379/0007.

Fig. 8 *Jujubinus* nov. sp; silicone mould; NHMW 2014/0379/0008.

Fig. 9 *Jujubinus* nov. sp; silicone mould; NHMW 2014/0379/0009.

Fig. 10 *Calliostoma tauromiliare* (SACCO, 1896); silicone mould; NHMW 2014/0379/0010.

Fig. 11 *Calliostoma tauromiliare* (SACCO, 1896); silicone mould; NHMW 2014/0379/0011.

Fig. 12 *Calliostoma tauromiliare* (SACCO, 1896); silicone mould; NHMW 2014/0379/0012.

Fig. 13 *Calliostoma sturi* (HOERNES, 1875); silicone mould; NHMW 2014/0379/0013.

Fig. 14 *Homalopoma nodulus* (EICHWALD, 1830); silicone mould; NHMW 2014/0379/0014.

Fig. 15 *Homalopoma nodulus* (EICHWALD, 1830); silicone mould; NHMW 2014/0379/0015.

Fig. 16 *Homalopoma nodulus* (EICHWALD, 1830); silicone mould; NHMW 2014/0379/0016.

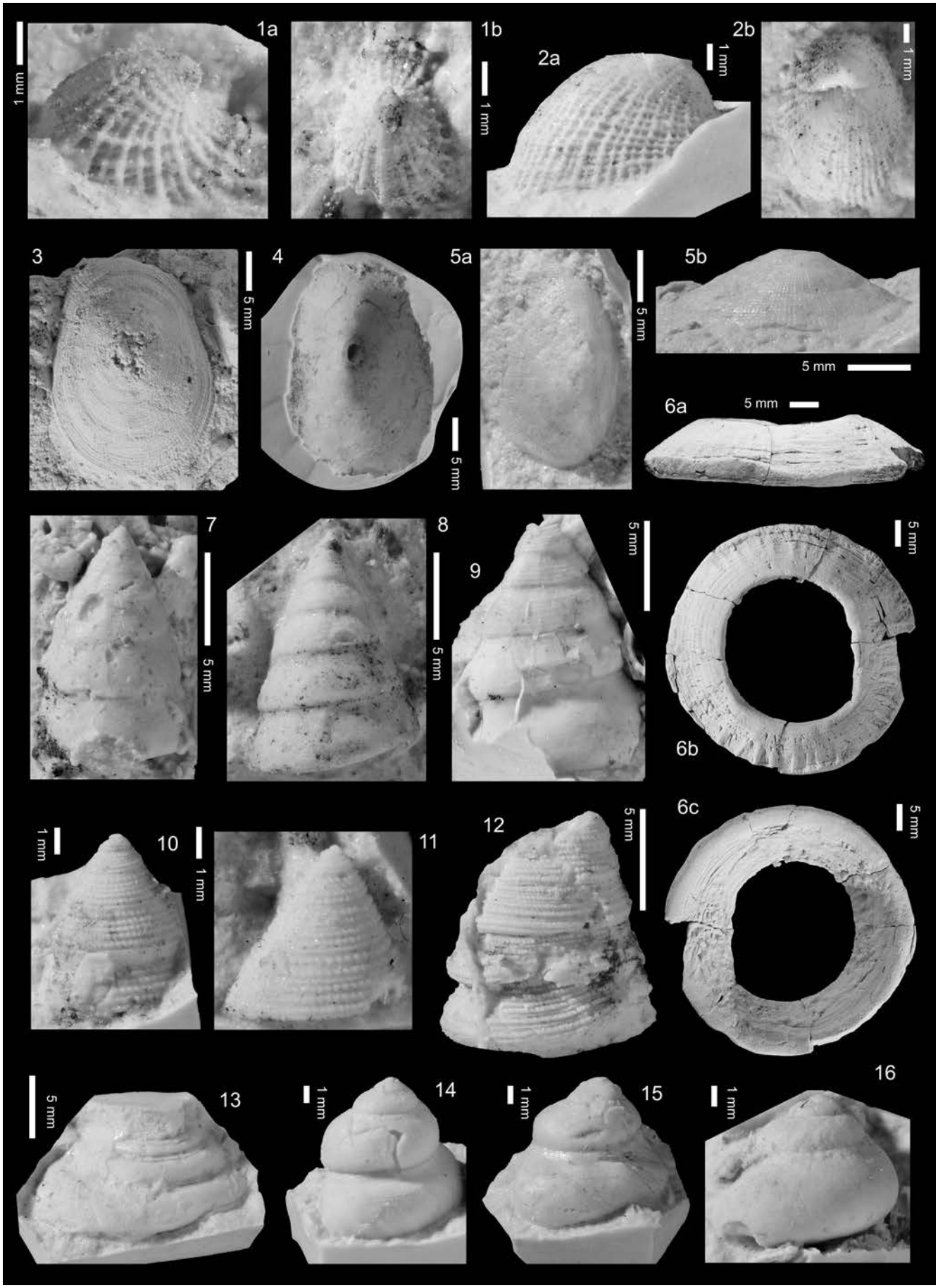

1a
1 mm
1b
1 mm
2a
1 mm
2b
1 mm
3
5 mm
4
5 mm
5a
5 mm
5b
5 mm
6a
5 mm
7
5 mm
8
5 mm
9
5 mm
6b
5 mm
6c
5 mm
10
1 mm
11
1 mm
12
5 mm
13
5 mm
14
1 mm
15
1 mm
16
1 mm

Plate 2

Fig. 1 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould of holotype; NHMW 2014/0379/0017.

Fig. 2 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0018.

Fig. 3 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0019.

Fig. 4 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0020.

Fig. 5 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0021.

Fig. 6 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; paratype; NHMW 2014/0379/0022.

Fig. 7 *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0023.

Figs. 8a–8b *Bolma paratethyca* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould of operculum; NHMW 2014/0379/0024.

Fig. 9 *Tenagodus obtusus* (SCHUMACHER, 1817); silicone mould; NHMW 2014/0379/0025.

Fig. 10 *Tenagodus obtusus* (SCHUMACHER, 1817); silicone mould; NHMW 2014/0379/0026.

Figs. 11a–11b *Calyptraea chinensis* (LINNAEUS, 1758); silicone mould; NHMW 2014/0379/0027.

Figs. 12a–12b *Zonarina* sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0028.

Fig. 13 *Semicassis grateloupi* (DESHAYES, 1853); silicone mould; NHMW 2014/0379/0029.

Figs. 14a–14b *Semicassis grateloupi* (DESHAYES, 1853); silicone mould; NHMW 2014/0379/0030.

Fig. 15 *Ficus condita* (BRONGNIART, 1823); NHMW 2014/0379/0031.

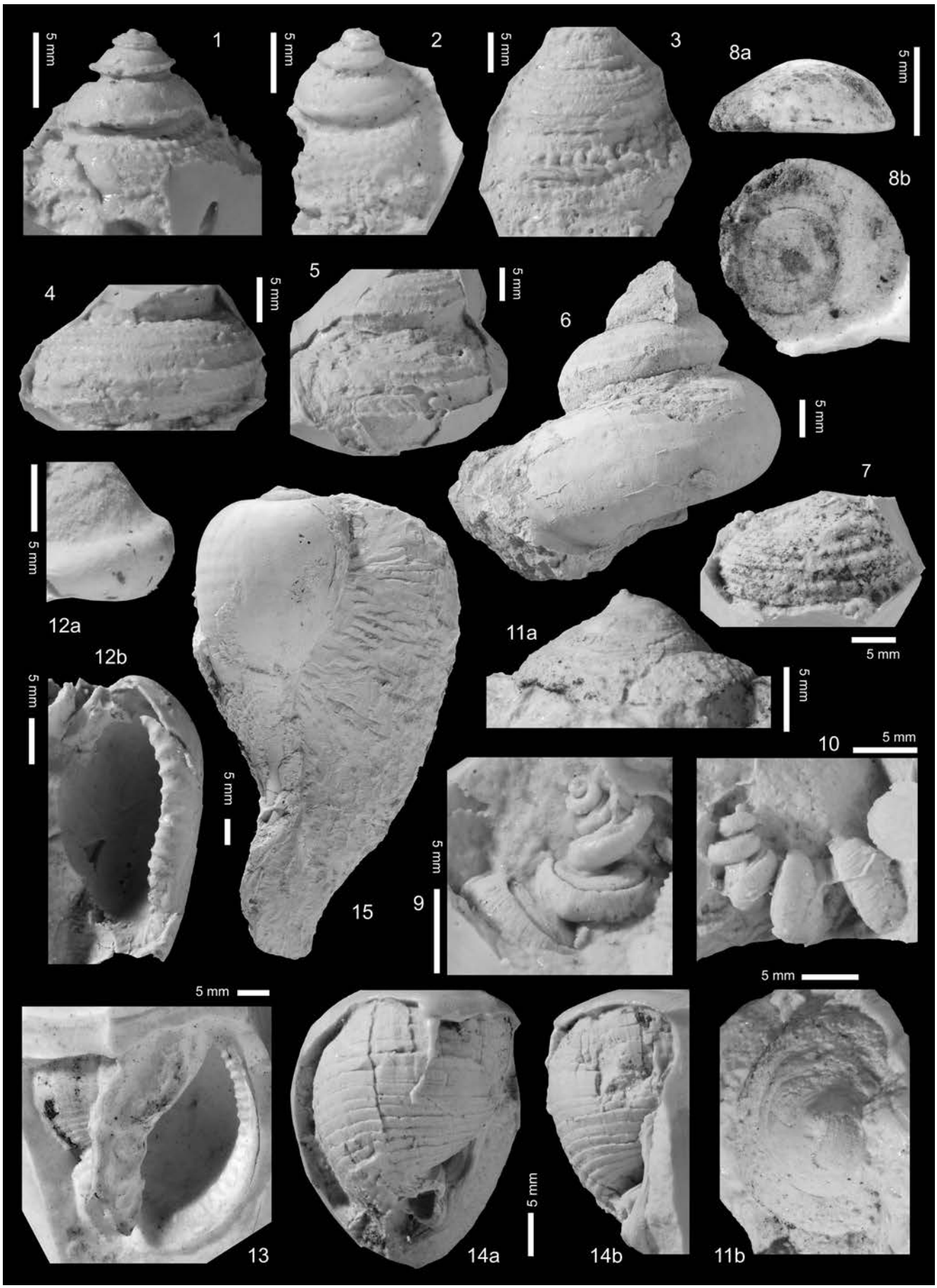

1
2
3
8a
8b
4
5
6
7
12a
12b
11a
15
9
10
11b
13
14a
14b
5 mm

Plate 3

Figs. 1a–1b *Cirsotrema crassicostanomala* Sacco, 1891; NHMW 2014/0379/0032.

Fig. 2 *Scalina subreticulata* (d'Orbigny, 1852); NHMW 2014/0379/0033.

Fig. 3 *Scalina subreticulata* (d'Orbigny, 1852); NHMW 2014/0379/0034.

Figs. 4a–4b *Scalina subreticulata* (d'Orbigny, 1852); NHMW 2014/0379/0035.

Fig. 5 *Epitonium* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0036.

Figs. 6a–6b *Nassarius schultzi* Harzhauser & Kowalke, 2004; NHMW 2014/0379/0037.

Figs. 7a–7b *Nassarius striatulus* (Eichwald, 1829); silicone mould; NHMW 2014/0379/0038.

Fig. 8 *Nassarius striatulus* (Eichwald, 1829); silicone mould; NHMW 2014/0379/0039.

Fig. 9 *Nassarius pauli* (Hoernes, 1875); silicone mould; NHMW 2014/0379/0040.

Fig. 10 Buccinidae indet.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0041.

Fig. 11 *Scalaspira*? nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0042.

Fig. 12 *Scalaspira*? nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0043.

Fig. 13 *Metula* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0044.

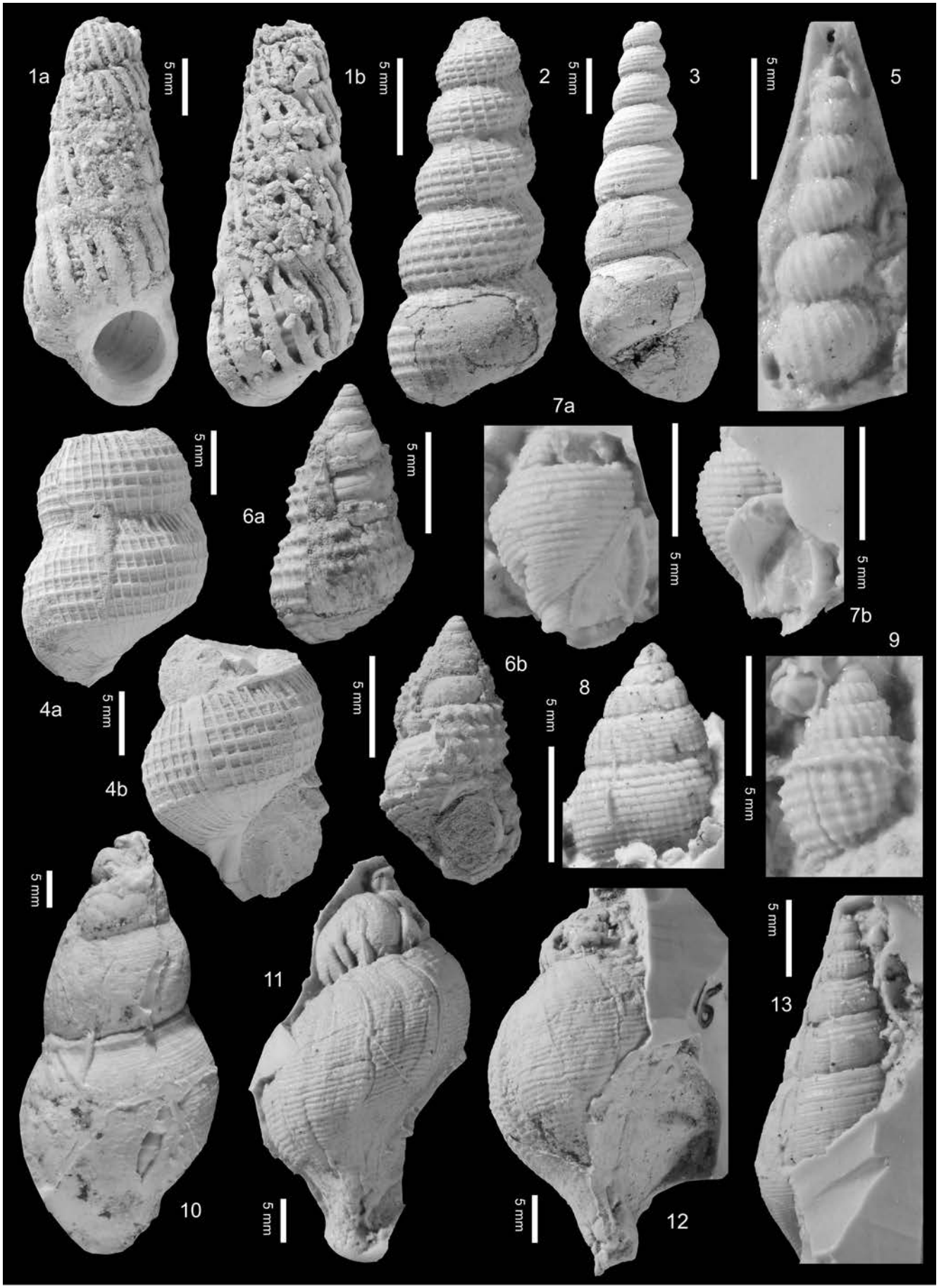

1a
5 mm
1b
5 mm
2
5 mm
3
5 mm
5
7a
4a
5 mm
6a
5 mm
6b
5 mm
7b
5 mm
9
4b
5 mm
8
5 mm
5 mm
10
5 mm
11
5 mm
12
5 mm
13

Plate 4

Fig. 1 *Fusinus* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0045.

Fig. 2 *Fusinus* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0046.

Fig. 3 *Fusinus* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0047.

Figs. 4a–4b *Chicoreus* (*Triplex*) *aquitanicus* (GRATELOUP, 1833); silicone mould; NHMW 2014/0379/0048.

Figs. 5a–5b *Episcomitra* sp.; natural cast and corresponding silicone mould; NHMW 2014/0379/0049.

Fig. 6 *Episcomitra* sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0050.

Figs. 7a–7b *Sveltia suessi* (HOERNES, 1875); silicone mould; NHMW 2014/0379/0051.

Fig. 8 *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841); silicone mould; NHMW 2014/0379/0052.

Fig. 9 *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841); silicone mould; NHMW 2014/0379/0053.

Fig. 10 *Gemmula coronata* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1841); silicone mould; NHMW 2014/0379/0054.

Fig. 11 *Bathytoma* nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0055.

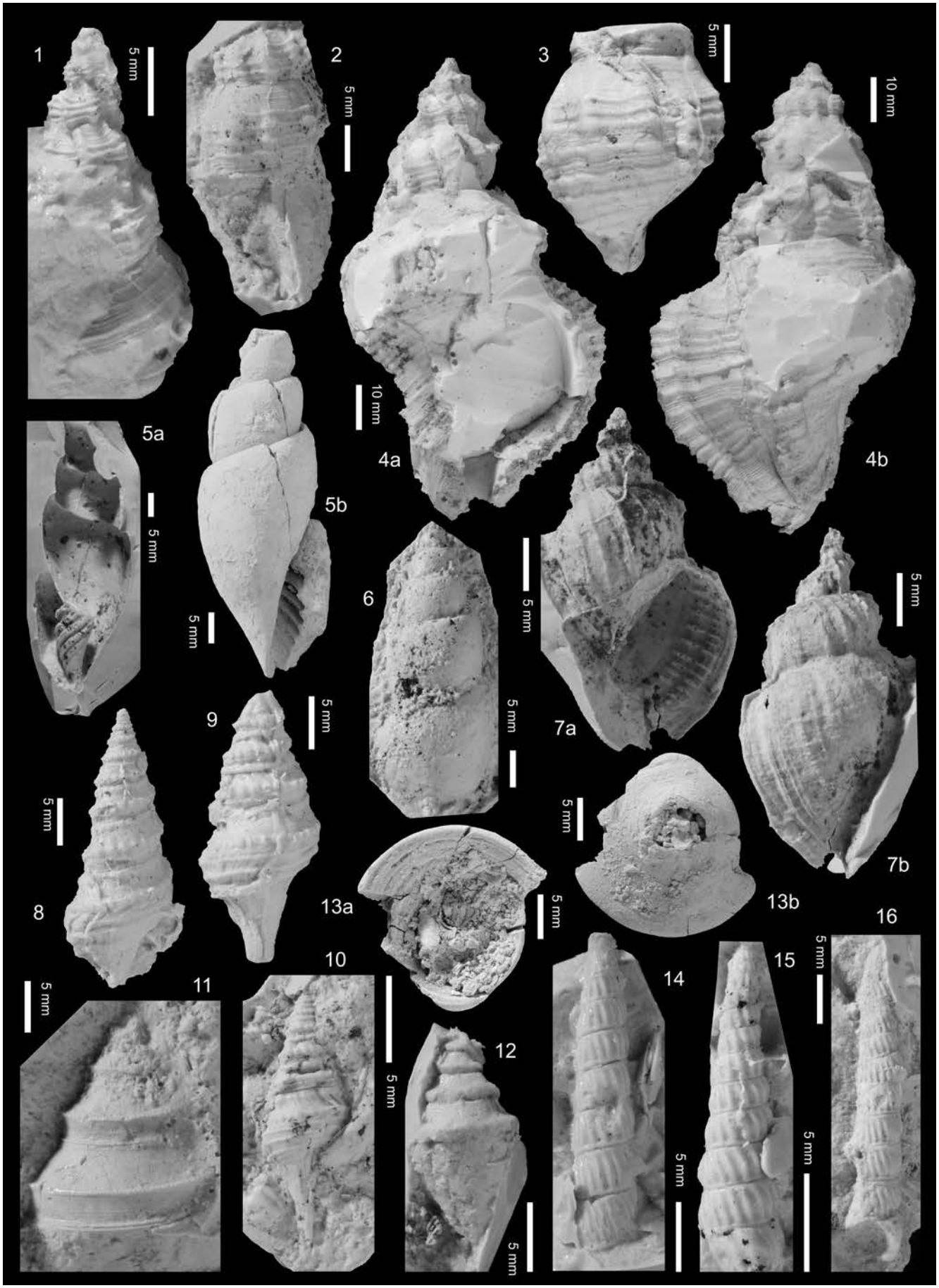
Fig. 12 *Conilithes* cf. *dujardini* (DESHAYES, 1845); silicone mould; NHMW 2014/0379/0056.

Figs. 13a–13b *Siphonaria* cf. *vasconiensis* MICHELIN, 1831; NHMW 2014/0379/0057.

Fig. 14 *Claviscala norica* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould of holotype; NHMW 2014/0379/0058.

Fig. 15 *Claviscala norica* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould of paratype; NHMW 2014/0379/0059.

Fig. 16 *Claviscala norica* HARZHAUSER & LANDAU nov. sp.; silicone mould; NHMW 2014/0379/0060.


1
5 mm
2
5 mm
3
5 mm
4a
10 mm
4b
10 mm
5a
5 mm
5b
5 mm
6
5 mm
7a
5 mm
7b
5 mm
8
5 mm
9
5 mm
10
5 mm
11
5 mm
12
5 mm
13a
5 mm
13b
5 mm
14
5 mm
15
5 mm
16
5 mm

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 115–124 | Wien, Dezember 2014

Fauna and flora of the "Älterer Schlier"-marl of Uttendorf in Lower Austria (upper Egerian, Early Miocene)

HOLGER GEBHARDT*, STJEPAN ĆORIĆ*, HANS GEORG KRENMAYR* & ILKA WÜNSCHE*

2 Text-Figures, 1 Table, 2 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 55 Ober-Grafendorf

„Älterer Schlier"
Egerian
planktic foraminifera
calcareous nannofossils
macroalgae

Contents

Zusammenfassung 115
Abstract 115
Introduction. 116
Methods 116
Results 118
Interpretation and discussion 118
Conclusions 119
Acknowledgements. 119
References 119
Plates 120
Appendix. 124

Fauna und Flora des „Älteren Schliers" von Uttendorf in Niederösterreich (oberes Egerium, frühes Miozän)

Zusammenfassung

Wegen der in ihnen vorkommenden Konservatlagerstätten ziehen die Sedimente des „Älteren Schliers" zunehmende Aufmerksamkeit auf sich. Wir analysierten Foraminiferen-, kalkige Nannofossil- und Tang- (Makroalgen) Assoziationen von Mergeln dieser informellen lithostratigrafischen Einheit aus Uttendorf in Niederösterreich. Basierend auf kalkigen Nannofossilien und planktischen Foraminiferen wurde das Alter der Sedimente als spätes Egerium eingestuft (miozäner Anteil des Egerium, Nannoplanktonzone NN1). Die planktische Foraminiferenassoziation deutet auf warm-gemäßigte Meeresoberflächentemperaturen hin. Sowohl kalkige Nannofossil- als auch benthische Foraminiferenassoziationen weisen auf nährstoffreiche Oberflächenwässer mit hoher Exportproduktion und daraus resultierendem Sauerstoffmangel im Bodenwasser hin. Unsere Ergebnisse bestätigen die weite Verbreitung von reduziertem Sauerstoffgehalt am Meeresboden der westlichen und zentralen Paratethys während des späten Egerium.

Abstract

Sediments of the "Älterer Schlier" attract increasing interest because of its Konservat-Lagerstätten. We analysed foraminifera, calcareous nannofossil, and macroalgae assemblages of marls of this informal lithostratigraphic unit from Uttendorf in Lower Austria. Based on calcareous nannofossils and planktic foraminifera, the sediments were deposited during the Miocene part of the Egerian Stage (nannoplankton zone NN1, late Egerian). The planktic foraminiferal assemblage indicates warm temperate sea surface temperatures. Calcareous nannofossil as well as benthic foraminifera assemblages point to nutrient rich surface waters with high export production and consequent oxygen deficiency at the sea floor. Our results confirm the widespread reduced oxygen content in Western to Central Paratethyan bottom waters during the late Egerian.

* HOLGER GEBHARDT, STJEPAN ĆORIĆ, HANS GEORG KRENMAYR & ILKA WÜNSCHE: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. holger.gebhardt@geologie.ac.at, stjepan.coric@geologie.ac.at, hans-georg.krenmayr@geologie.ac.at

Introduction

The so-called "Älterer Schlier" in Lower Austria consists of dark brownish coloured marls and clays. It is an informal lithostratigraphic unit and experienced rising interest because the unit accommodates well known Konservat-Lagerstätten and yielded spectacular vertebrate and invertebrate fossil assemblages (GREGOROVA et al., 2009; GRUNERT et al., 2010). Furthermore, within the scope of the lithostratigraphic formalization and paleoecological interpretations of coeval units in adjacent regions, e.g., the Ebelsberg Formation in Upper Austria (RUPP & ĆORIĆ, 2012), the occurrence described here is of special importance. In particular the stratigraphic position and depositional environments compared to neighbouring occurrences attracts special attention.

The sampled marl has been gained from a collapsed undercut bank of the Weitendorf stream ENE of Uttendorf (Text-Fig. 1). In this contribution, we document and analyse the major faunal and floral components of a representative sample. This includes planktic and benthic foraminifera, calcareous nannofossils, and macroalgae, which occur in high quantities in the sediments. Also very frequent are fish remains. According to the state of preservation of the sediment, we expect a high potential for occurrences of other fossil groups, in particular such with organic walls.

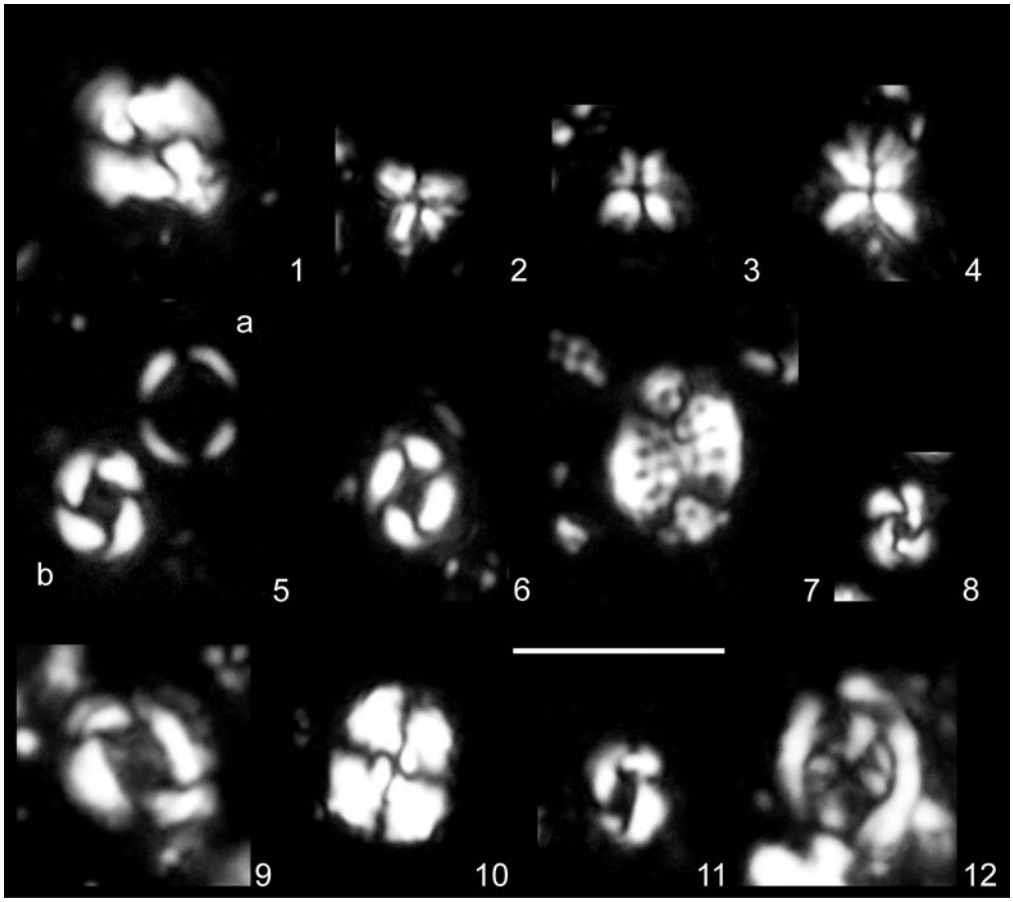
Methods

To collect and study smaller benthic and planktic foraminifera (Plate 1) of the sample investigated, 200 g of dry sediment were disintegrated with hydrogen peroxide and washed over a 0.063 mm sieve. The residue was dried and dry sieved into 0.063 to 0.125 and 0.125 to 1 mm fractions in order to prevent coverage by large tests during scanning under light microscope. The sample was split into manageable subsamples (aliquots) and completely picked for foraminifera. Foraminiferal specimens were identified (see Appendix) and counted, numbers for individual fractions were recombined according to the split (Tab. 1). In order to get an overview on the complete foraminiferal assemblage, we picked and identified additional rare representatives of benthic species.

For investigations on calcareous nannoplankton (Text-Fig. 2), smear slides were prepared using standard procedures described by PERCH-NIELSEN (1985). All samples were examined under light microscope with 1000 x magnification.

Well preserved fragments of macroalgae were selected for photographical documentation (Plate 2). No further preparation has been done before photography.

Text-Fig. 1.
A. Location of outcrop within Austria. B. Geological map of surrounding of sample location southeast of Prinzersdorf (from map sheet 55 Ober-Grafendorf, SCHNABEL et al., 2012). Explanation of lithologic units: 1 Antropogenic cover, 2 stream and river deposits, 3 solifluction and sheetflow deposits, 4 Loess and Loess loam covering gravel terraces, 5 younger gravel terraces ("Jüngere Deckenschotter"), 6 older gravel terraces ("Ältere Deckenschotter"), 7 "*Robulus*-marl" (lower Ottnangian), 8 Prinzersdorf Formation (lower Ottnangian), 9 "Älterer Schlier" (clay and marl, upper Egerian).



Text-Fig. 2.
Calcareous nannofossils:
1 *Reticulofenestra bisecta*. 2, 3 *Sphenolithus conicus*. 4 *Sphenolithus moriformis*. 5a *Coronocyclus nitescens*. 5b, 11 *Reticulofenestra pseudoumbilica*. 6 *Coccolithus pelagicus*. 7 *Pontosphaera multipora*. 8 *Reticulofenestra gelida*. 9 *Reticulofenestra lockeri*. 10 *Watznaueria barnesae*. 12 *Arkhangelskiella cymbiformis*.
Length of scale bar (for all nannofossils): 10 µm. 10, 12 reworked from Cretaceous rocks.

Species	Fraction 0.125–1 mm split 1/64 no.	total	Fraction 0.063–0.125 mm split 1/2048 no.	total	both fractions	proportion (%)	planktic or benthic only (%)
Planktic foraminifera							
Globigerina angulofficinalis	17	1,088	31	63,488	64,576	12.3	15.8
Globigerina praebulloides	17	1,088	22	45,056	46,144	8.8	11.2
Globigerina ottnangiensis	12	768			768	0.1	0.2
Globigerina cf. *ottnangiensis* (collapsed)	147	9,408			9,408	1.8	2.3
Tenuitella cf. *munda*			46	94,208	94,208	18.0	23.0
Tenuitellinata angustiumbilicata			54	110,592	110,592	21.1	26.0
unclassified planktic foraminifera	418	26,752	28	57,344	84,096	16.0	20.5
total amount of planktic foraminifera					409,792	78.1	
Benthic foraminifera							
Angulogerina angulosa	1	64			64	0.0	0.1
Bolivina trunensis	11	704	2	4,096	4,800	0.9	4.2
Bolivina fastigia	1	64	2	4,096	4,160	0.8	3.6
Cibicidoides spp.			8	16,384	16,384	3.1	14.3
Eponides cf. *pusillus*			1	2,048	2,048	0.4	1.8
Fursenkoina spp.	96	6,144	33	67,584	73,728	14.1	64.1
Caucasina coprolithoides	1	64			64	0.0	0.1
Favolina hexagona	1	64			64	0.0	0.1
Globocassidulina spp.	2	128			128	0.0	0.1
?Haplophragmoides sp.	16	1,024	6	12,288	13,312	2.5	11.6
Uvigerina mantaensis	2	128			128	0.0	0.1
Uvigerina steyri	1	64			64	0.0	0.1
total amount of benthic foraminifera					114,944	21.9	

Tab. 1.
Quantitative analysis of planktic and benthic foraminifera found at Uttendorf.

We applied the taxonomic concepts published in standard literature on the region. This includes CICHA et al. (1998) for foraminifera, MARTINI (1971) for calcareous nannofossils (standard nannoplankton zonation), and KOVAR (1982) for macroalgae.

Results

Foraminifera

A large part of the found foraminiferal tests collapsed during diagenesis (Plate 1: Figs. 23, 24). Thus, only a classification on genus level was possible in many cases. This concerns mostly planktic foraminifera. Among benthic taxa, particularly the genus *Fursenkoina* is affected.

Within planktic foraminifera, *Globigerina* is the most frequent genus (29 %), followed by *Tenuitellinata* (27 %), and *Tenuitella* (23 %). These taxa are complemented by *Globoquadrina* and *Globoturborotalita*. About 20 % of the planktic foraminiferal assemblage could not be classified, because of its state of preservation (broken or collapsed). The proportion of planktic foraminifera among the total assemblage is 78 %.

The genus *Fursencoina* dominates the benthic assemblage (64 %). Also frequent are *Cibicidoides* (14 %), *Haplophragmoides* (12 %), and *Bolivina* (8 %). Additional benthic elements with higher numbers are *Angulogerina*, *Eponides*, *Caucasina*, *Favulina*, *Globocassidulina* and *Uvigerina*.

Calcareous nannofossils

The autochtonous calcareous nannofossil assemblage consists of the genera *Coccolithus*, *Coronocyclus*, *Cyclicargolithus*, *Umbilicosphaera*, *Pontosphaera*, *Reticulofenestra*, *Sphenolithus*, and *Zygrhablithus*. *Coccolithus* and *Reticulofenestra* show the highest diversity. In addition to the Lower Miocene assemblage, numerous reworked species of Cretaceous to lower Oligocene origin occur. The calcareous nannoflora is very rich and well preserved.

Macroalgae and fish remains

The found brown algae (Phaeophyceae) consists almost completely of *Cystoseirites altoaustriacus*. The species is well known from the late Oligocene of the Paratethys realm (KOVAR, 1982). Among the fish remains, we found single, mostly broken bones as well as fin rays, and rather large scales (Plate 2: Fig. 4a, b)

Interpretation and discussion

Biostratigraphy

The planktic foraminiferal assemblage indicates a late Egerian age if the concept of CICHA et al. (1998) is applied. *Globoquadrina langhiana* as well as *Globoturborotalita connecta* appear for the first time in the Paratethys during this interval, while *Globigerina officinalis* became extinct at the end of the Egerian. Five-chambered specimens classified as *Globigerina ottnangiensis* (FO base Eggenburgian according to CICHA et al., 1998) were also reported from Egerian deposits of Upper Austria (RUPP & ĆORIĆ, 2012).

The occurrences of *Sphenolithus conicus* and *Zygrhablithus bijugatus*, and the lack of *Helicosphaera recta* and *Discoaster druggii* allows the attribution to nannoplankton Zone NN1 (MARTINI, 1971). This zone can be correlated to the late Egerian (lower Miocene). The investigated sediments contain *Pontosphaera ebelsbergi*, originally described from the Miocene part of Egerian Ebelsberg Formation from Upper Austria (RUPP & ĆORIĆ, 2012). The association with *Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera latelliptica*, *P. multipora*, *Reticulofenestra gelida*, *R. bisecta*, *Reticulofenestra lockeri*, *Reticulofenestra minuta*, *R. pseudoumbilicus*, *Sphenolithus conicus*, *S. moriformis,* and *Umbilicosphaera rotula* confirms the stratigraphic classification.

Paleoecology

The planktic foraminiferal assemblage shows warm-water species (*G. anguliofficinalis*, 16 %), warm temperate species (*T. angustiumbilicata*, 26 %), as well as cool species (*T.* cf. *munda*, 23 %), according to the upper Oligocene and lower Miocene index groups of SPEZZAFERRI (1995). Thus, a warm temperate sea surface temperature during deposition is most probable.

The calcareous nannoplankton association is dominated by *Coccolithus pelagicus* and *Pontopshaera multipora* and points to a shallow marine environment rich in nutrients (e.g. ĆORIĆ & RÖGL, 2004; GEBHARDT et al., 2013). Reworking of Upper Cretaceous (*Arkhangelskiella cymbiformis, Broinsonia parca parca*, *Prediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*) and Eocene/lower Oligocene specimens (*Coccolithus formosus, Reticulofenestra umbilicus*) is evident and indicates erosional processes in the hinterland.

The benthic foraminiferal assemblage is dominated by infaunal and detritivor *Fursenkiona* spp. (64 %). Other frequent taxa are small (< 0.125 mm) *Cibicidoides* spp. (14 %), arenaceous ?*Haplophragmoides* sp. (12 %), and *Bolivina* spp. (8 %). The strong dominance of the flattened, biserial morphogroup (*Fursenkiona, Bolivina*) and arenaceous forms, together with small *Cibicidoides* and the lack of macrobenthos gives a clear evidence for oxygen deficiency, most likely caused by excessive food supply (e.g. BERNHARD, 1986, BERNHARD & SEN GUPTA, 1999, MURRAY, 1991, or GEBHARDT et al., 2013, with further references therein). Also the only occurrence of small sized epifaunal *Cibicidoides*-specimens and the low diversity indicates such conditions for the bottom waters. We suggest increased primary productivity as the main cause for such conditions. VAN DER ZWAAN et al. (1990, 1999) and GOODAY (2003) demonstrated the strong dependence of benthic foraminifera abundances on food availability.

The original habitat of the occurring attached species (*Lobatula, Biapertorbis*) was probably the macroalgae. They become transported into the final depositional area by the floating *Cystoseyrites*-thallus fragments. The dysoxic bottom waters distinctively enhanced the preservation of the macroalgae and the fish remains.

Due to the lack of further shallow water indicators and characteristic sediment structures within sandy layers, as well as the absence of other deep water indicators, we suggest a depositional depth below the wave base but above the bathyal zone (i.e. between c. 50 and 200 m paleo-water depth).

Conclusions

The sampled marls yielded abundant micro- and macrofossils: foraminifera, calcareous nannofossils, macroalgae and fish remains. We analysed the calcareous nannofossil, foraminifera and macroalgae assemblages in detail, the foraminiferal assemblage also quantitatively.

Based on calcareous nannofossils and planktic foraminifera, the sediments were deposited during the Miocene part of the Egerian Stage (nannoplankton zone NN1, late Egerian).

The planktic foraminiferal assemblage indicates warm temperate sea surface temperatures. Calcareous nannofossil as well as benthic foraminifera assemblages point to nutrient rich surface waters with increased primary productivity (high export production) and consequent oxygen deficiency at the sea floor. Our results confirm the widespread reduced oxygen content in Western to Central Paratethyan bottom waters during the late Egerian.

Acknowledgements

CHRISTIAN RUPP (GBA) kindly assisted in foraminifera classification. CHRISTOPH JANDA and CHRISTIAN CERMAK (both GBA) are thanked for the careful editorial handling of the manuscript.

References

BERNHARD, J.M. (1986): Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. – J. Foram. Res., **16**, 207–215, Washington D.C.

BERNHARD, J.M. & SEN GUPTA, B.K. (1999): Foraminifera of oxygen-depleted environments. – In: SEN GUPTA, B.K. (Ed.): Modern Foraminifera, 201–216, Dordrecht (Kluver Akademic Publishers).

CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **549**, 1–325, Frankfurt am Main.

ĆORIĆ, S. & RÖGL, F. (2004): Roggendorf-1 Borehole, a key-section for lower Badenian transgressions and the stratigraphic position of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria). – Geologica Carpathica, **55**, 165–178, Bratislava.

GEBHARDT, H., ĆORIĆ, S., DARGA, R., BRIGUGLIO, A., SCHENK, B., WERNER, W. & ANDERSEN, N. (2013): Middle to Late Eocene paleoenvironmental changes in a marine transgressive sequence from the northern Tethyan margin (Adelholzen, Germany). – Austr. J. Earth Sc., **160**, 45–72, Wien.

GOODAY, A.J. (2003): Benthic Foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. – Adv. Marine Biology, **46**, 1–90, Amsterdam.

GREGOROVA, R., SCHULTZ, O., HARZHAUSER, M., KROH, A. & ĆORIĆ, S. (2009): A giant Early Miocene sunfish from the North Alpine Foreland Basin (Austria) and its implication for molid phylogeny. – J. Vertebrate Paleont., **29**, 359–371, Abingdon.

GRUNERT, P., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R.F., GRATZER, R., SOLIMAN, A. & PILLER, W. (2010): Oceanographic conditions as a trigger for the formation of an Early Miocene (Aquitanian) Konservat-Lagerstätte in the Central Paratethys Sea. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **292**, 425–442, Amsterdam.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proc. II Planktonic Conference. Ed. Tecnoscienza, 739–785, Rome.

MURRAY, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. – 397 p., Harlow (Longman Scientific & Technical).

KOVAR, J. (1982): Eine Blätterflora des Egerien (Ober-Oligozän) aus marinen Sedimenten der Zentralen Paratethys im Linzer Raum (Österreich). – Beitr. zur Paläont. von Österr., **9**, 1–209, Wien.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton stratigraphy, 427–554, Cambridge (Cambridge University Press).

RUPP, C. & ĆORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jb. Geol. B.-A., **152**, 67–100, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – Geol. B.-A., Wien.

SPEZZAFERRI, S. (1995): Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene-Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **114**, 43–74, Amsterdam.

VAN DER ZWAAN, G.J., JORISSEN, F.J. & DE STIGTER, H.C. (1990): The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. – Marine Geology, **95**, 1–16, Amsterdam.

VAN DER ZWAAN, G.J., DUIJNSTEE, I.A.P., DEN DULK, M., ERNST, S.R., JANNINK, N.T. & KOUWENHOVEN, T.J. (1999): Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. – Earth Sci. Rev., **46**, 213–236, Amsterdam.

Plate 1

Planktic and benthic foraminifera:

Figs. 1, 2: *Globigerina angulofficinalis*.
Fig. 3: *Globigerina* cf. *officinalis*.
Fig. 4: *Globigerina ottnangiensis.*
Fig. 5: *Globigerina praebulloides.*
Fig. 6: *Globoquadrina* cf. *langhiana.*
Fig. 7: *Globoturborotalita connecta.*
Figs. 8, 9: *Tenuitellinata angustiumbilicata.*
Fig. 10: *Tenuitella* cf. *munda*.
Fig. 11: *Angulogerina angulosa.*
Fig. 12: *Biapertorbis* cf. *biaperturatus.*
Fig. 13: *Bolivina aenariensiformis.*
Fig. 14: *Bolivina fastigia.*
Fig. 15: *Bolivina trunensis.*
Fig. 16: *Caucasina coprolithoides.*
Fig. 17: *Caucasina elongata.*
Fig. 18: *Cibicidoides* cf. *tenellus.*
Fig. 19: *Cibicidoides* cf. *praelopjanicus.*
Fig. 20: *Eponides* cf. *pusillus.*
Fig. 21: *Escornebovina orthorapha.*
Fig. 22: *Favulina hexagona.*
Fig. 23: *Fursencoina* cf. *acuta.*
Fig. 24: *Fursencoina* cf. *mustoni.*
Fig. 25: *Globocassidulina oblonga.*
Fig. 26: ?*Haplophragmoides* sp.
Fig. 27: *Lagena semistriata.*
Fig. 28: *Lenticulina* cf. *umbonata.*
Fig. 29: *Semivulvulina deperdita*.
Fig. 30: *Lobatula lobatula.*
Fig. 31: *Reophax* sp.
Fig. 32: *Uvigerina mantaensis.*
Fig. 33: *Uvigerina* cf. *semiornata.*
Fig. 34: *Uvigerina* cf. *steyri.*
Fig. 35: *Valvulineria complanata*.

Length of scale bars: 0.1 mm.

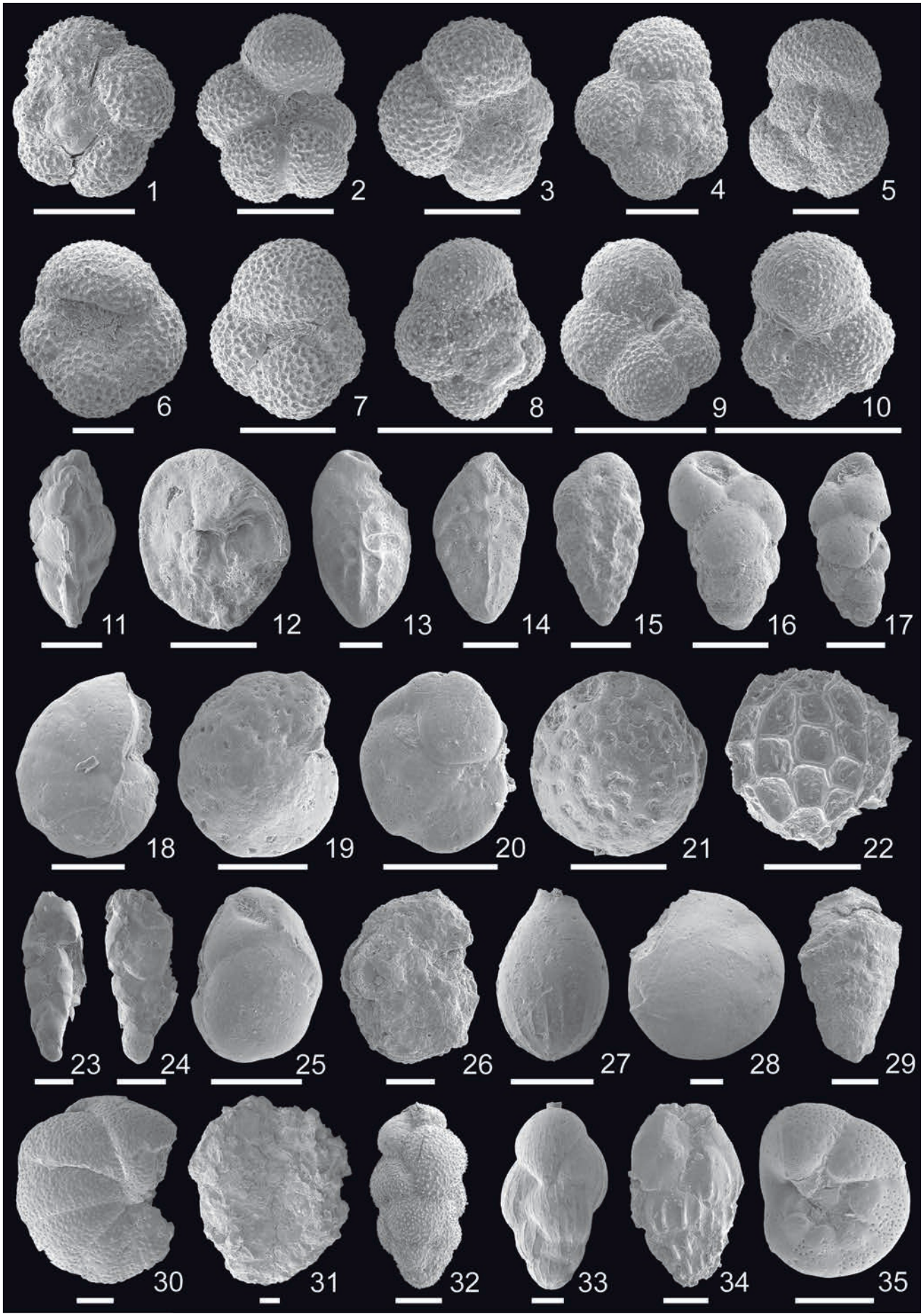
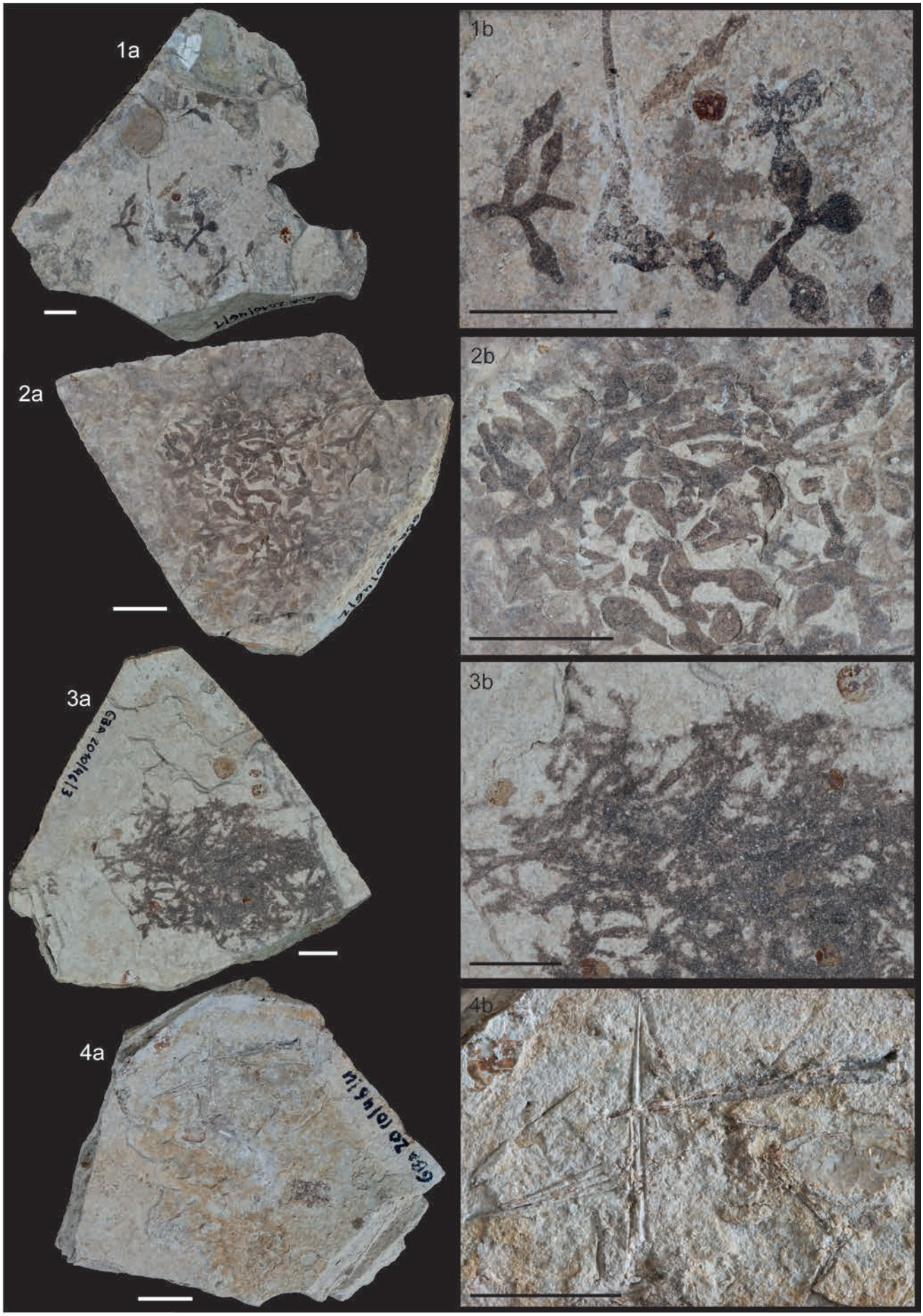

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

Plate 2

Algal floral elements.

Figs. 1–4: Thallus fragments of *Cystoseyrites altoaustriacus*. Left side (a) overviews, right side (b) details. 1, 3, 4 with fish scales, 4 with fin rays and bones of fish.

Length of scale bars: 1 cm.


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b

Appendix

List of identified species

Planktic foraminifera (Plate 1, Figs. 1–10)
Globigerina angulofficinalis Blow
Globigerina cf. *officinalis* Subbotina
Globigerina ottnangiensis Rögl
Globigerina praebulloides Blow
Globoquadrina cf. *langhiana* Cita & Gelati
Globoturborotalita connecta (Jenkins)
Tenuitella cf. *munda* (Jenkins)
Tenuitellinata angustiumbilicata (Bolli)

Benthic foraminifera (Plate 1, Figs. 11–35)
Angulogerina angulosa (Williamson)
Biapertorbis cf. *biaperturatus* Pokorny
Bolivina aenariensiformis Myatlyuk
Bolivina cf. *dilatata* Reuss
Bolivina fastigia Cushman
Bolivina trunensis Hofmann
Caucasina coprolithoides (Andreae)
Caucasina elongata (d'Orbigny)
Cibicidoides cf. *tenellus* (Reuss)
Cibicidoides cf. *praelopjanicus* Myatlyuk
Cibicidoides sp.
Elphidium sp.
Eponides cf. *pusillus* Parr
Escornebovina orthorapha (Egger)
Favulina hexagona (Williamson)
Fursencoina cf. *acuta* (d'Orbigny)
Fursencoina cf. *mustoni* (Andreae)
Globocassidulina oblonga (Reuss)
Globocassidulina sp.
?*Haplophragmoides* sp.
Islandiella sp.
Lagena semistriata Williamson
Lenticulina cf. *umbonata* (Reuss)
Lenticulina sp.
Lobatula lobatula (Walker & Jacob)
Reophax sp.
Semivulvulina deperdita (d'Orbigny)
Uvigerina mantaensis Cushman & Edwards
Uvigerina cf. *semiornata* d'Orbigny
Uvigerina cf. *steyri* Papp
Valvulineria complanata (d'Orbigny)

Calcareous nannofossils (Text-Fig. 2)
Coccolithus cachaoi Bown, 2005
Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930
Coccolithus sp.
Coronocyclus nitescens (Kamptner, 1963) Bramlette & Wilcoxon, 1967
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, in Hay et al., 1967) Bukry, 1971
Umbilicosphaera rotula (Kamptner, 1956) Varol, 1982
Pontosphaera latelliptica (Baldi-Beke & Baldi, 1974) Perch-Nielsen 1984
Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Roth, 1970
Pontosphaera ebelsbergi Coric, 2013
Reticulofenestra gelida (Geitzenauer, 1972) Backman, 1978
Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler & Wade, 1966) Roth, 1970
Reticulofenestra lockeri Müller, 1970
Reticulofenestra minuta Roth, 1970
Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner, 1967) Gartner, 1969
Reticulofenestra sp.
Sphenolithus conicus Bukry, 1971
Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967
Zygrhablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959

Reworked from Eocene/Lower Oligocene rocks:
Chiasmolithus sp.
Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise 1973
Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968

Reworked from Cretaceous rocks:
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina 1959
Broinsonia parca parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952
Eiffellithus gorkae Reinhardt, 1965
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965
Micula decussata Vekshina, 1959
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968
Watznaueria barnesae (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968

Macroalgae (Plate 2)
Cystoseyrites altoaustriacus Kovar, 1982

Received: 9. September 2014, Accepted: 10. November 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 125–133 | Wien, Dezember 2014

Über den Fund eines Pseudotachylits im Schladminger Kristallinkomplex des hinteren Göriachtales (Lungau, Land Salzburg)

EWALD HEJL*

3 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 127 Schladming

Ostalpin
Schladminger Kristallinkomplex
Pseudotachylit
Sprödtektonik
Lungau

Inhalt

Zusammenfassung 125
Abstract 125
Einleitung 126
Fundort und lokale geologische Situation 127
Beschreibung des Fundstückes 127
Vorläufige Interpretation 130
Dank 132
Literatur. 132

Zusammenfassung

Im Zuge einer vom Verfasser geleiteten Exkursion wurde am Samstag, den 31. August 2013, im Talschluss des Göriachtales (Lungau, Salzburg) ein ca. 19 cm großes Rollstück eines Pseudotachylits gefunden. Auf Grund der Fundsituation und der Beschaffenheit des Fundstückes kann eine Entstehung durch Meteoriteneinschlag oder durch einen großen Bergsturz ausgeschlossen werden. Der Pseudotachylit ist zweifelsfrei durch endogene Bruchtektonik gebildet worden. Er stammt mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit aus dem Störungssystem der Hochgolling-Nordrand-Störung, deren Ausbisslinie sich in ENE–WSW-Richtung über eine Gesamtlänge von fast 10 km verfolgen lässt.

Die partielle Aufschmelzung des Gesteins ist an der optischen Isotropie bzw. am glasartigen Erscheinungsbild eines Teiles der kryptokristallinen Grundmasse, am Fließgefüge der schwarz pigmentierten Lagen und an der rundlichen, offenbar angeschmolzenen Form der darin befindlichen Klasten von Quarz und Feldspat zu erkennen. Unter der Annahme, dass sich das Nebengestein des Pseudotachylits zu Beginn der Spröddeformation im Temperaturbereich zwischen ca. 300 und 450° C befand, lässt sich das Alter des Pseudotachylits auf ca. 80 bis 24 Ma einengen. Der Pseudotachylit muss auf jeden Fall jünger als die eoalpine (mittelkretazische bzw. vorgosauische) Metamorphose sein. Andererseits ist auch eine Entstehung im Neogen unwahrscheinlich, da die regionale Abkühlung auf ca. 100° C vor ca. 24 Ma durch das Apatit-Spaltpuralter einer nahe gelegenen Probenlokalität belegt werden kann.

About the discovery of a Pseudotachylit in the Schladming Crystalline Complex of the rear Göriach Valley (Lungau, Salzburg)

Abstract

During a fieldtrip on Saturday, 31st August 2013, a 19 cm big cobble of pseudotachylite has been found at the valley head of the Göriach valley (Lungau, Salzburg). Because of the local geological situation and the lithology of the pseudotachylite, a formation by meteorite impact or by a big landslide can be excluded. Therefore, the pseudotachylite must have been created by endogenous brittle tectonics. It is almost certain that it originates from the Hochgolling-Nordrand fault, a major vertical fault that can be traced over a length of almost 10 km in ENE–WSW direction.

Partial melting of the rock is discernible by the optical isotropy of a glassy portion in the cryptocrystalline groundmass, by a flow texture of dark pigmented layers, and by the rounded grain boundaries of quartz and feldspar clasts which have been shaped by surface-fusion.

Under the assumption that with the beginning of brittle deformation the pseudotachylite's parent material had a temperature between 300 and 450° C, the age of pseudotachylite formation can be constrained to the time span between 80 and 24 Ma ago. The pseudotachylite must be younger than the eoalpine (i.e. middle Cretaceous) metamorphism. On the other hand, a Neogene age is also very unlikely, because regional cooling to approximately 100° C at 24 Ma is proven by the apatite fission-track age of a nearby location.

* EWALD HEJL: Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, 5020 Salzburg. ewald.hejl@sbg.ac.at

Einleitung

Am Samstag, den 31. August 2013, fand unter der Leitung des Verfassers eine vom Bildungswerk Göriach veranstaltete Wanderung in den Göriacher Talschluss mit dem Themenschwerpunkt „Geologie und Geomorphologie“ statt. Die Wanderung begann beim Parkplatz vor dem Hüttendorf (= Vordere Göriachalmen auf Blatt 157 Tamsweg der ÖK 1:50.000) und führte im Talgrund entlang des befahrbaren Weges nach Norden in den Göriachwinkel und von dort weiter zur Landawirseehütte (1.985 m).

An einem Haltepunkt im Göriachwinkel, in unmittelbarer Nähe der Abzweigung des Fußweges zur Gollingscharte, fand Frau Waltraud Grall im lokalen Hangschutt einen auffallend dunklen, fast schwarzen Stein und bat den Verfasser, ihn zu bestimmen. Die alsbald geäußerte Hypothese, es könnte sich um einen Pseudotachylit handeln, konnte später durch die Untersuchung im Labor bestätigt werden.

Pseudotachylite sind Gesteinsgläser, die durch Reibungswärme an tektonischen Bewegungsflächen im Gestein bzw. innerhalb kataklastisch zerriebener Scherbänder gebildet wurden. Im Hinblick auf die mechanische Ursache der Bewegung werden drei Haupttypen von Pseudotachyliten unterschieden:

1.) Gesteinsgläser an Störungen, die infolge endogener seismischer Bewegungen entstanden sind; 2.) Gesteinsgläser entlang der Gleitflächen sehr großer Bergstürze; 3.) Gesteinsgläser, die sich durch Stoßwellen und mechanische Zerrüttung im Zuge eines Meteoriteneinschlags gebildet haben. Die Pseudotachylite dieser dritten Gruppe sind ein Phänomen der durch Impakte ausgelösten Schock- oder Stoßwellenmetamorphose, wie sie z.B. im Umkreis des Nördlinger Rieses, im Grenzgebiet zwischen der Schwäbischen und der Fränkischen Alb, zu beobachten ist (Baier, 2009). Der dort auftretende Suevit besteht vorwiegend aus Impaktglas und Fragmenten des durch den Meteoriteneinschlag zertrümmerten Grundgebirges und enthält Hochdruckminerale, wie z.B. Stishovit und Coesit (Shoemaker & Shao, 1961).

Der Begriff Pseudotachylit wurde von Samual James Shand im Jahr 1917 unter der heute nicht mehr gebräuchlichen Schreibweise „Pseudotachylyt“ in die geologische Literatur eingeführt, nachdem ähnliche Gesteine bereits vorher unter anderen Namen bekannt geworden waren (siehe z.B. Lapworth, 1885; Termier & Boussac, 1911; Hammer, 1915; Staub, 1915). Als „Pseudotachylyt“ bezeichnete Shand (1917) dunkle, aphanitische, d.h. extrem feinkörnige Gesteine, die als dünne, oftmals verzweigte Adern in einem Granit in der Nähe von Parys (Südafrika) auftreten und deren äußere Erscheinung eine gewisse Ähnlichkeit mit dem durch schnelle Abkühlung gebildeten, basaltischen Gesteinsglas Tachylit hat. Shand (1917) deutete diese Adern nicht als magmatische Fernintrusionen, sondern als aufgeschmolzenes Material des unmittelbar angrenzenden oder in der Nähe befindlichen Gesteins. Er führte die Aufschmelzung auf mechanisch erzeugte Wärme (d.h. auf das Brechen des Gesteins infolge einer starken Erschütterung) und auf dabei frei gesetzte, sehr heiße Gase zurück. Auf Grund seiner feldgeologischen Beobachtungen hielt er es für wahrscheinlich, dass das dabei erzeugte glutflüssige Material entlang der neu geschaffenen Bruchflächen über kurze Entfernungen in Klüfte eingepresst werden kann.

Spätere Untersuchungen an Pseudotachyliten anderer Lokalitäten, insbesondere an jenen der kanadischen Provinz Quebec, haben bestätigt, dass diese Gesteine auf eine zumindest partielle Aufschmelzung des Nebengesteins zurückzuführen sind (Philpotts, 1964). Die für die Aufschmelzung notwendige Temperaturerhöhung wird durch Reibungswärme während schneller bruchtektonischer Bewegungen erzeugt, wobei die an den Störungsbahnen durch mechanische Zerreibung des Nebengesteins frei gesetzten Gase zur kleinräumigen Verteilung der Hitze beitragen. Philpotts (1964) stellte fest, dass endogene Pseudotachylite, d.h. solche, die an Störungen auftreten, ausschließlich aus quarzhaltigen Gesteinen hervorgegangen sind. Er erklärte dieses Phänomen durch die mechanische Widerstandsfähigkeit des Quarzes gegenüber Granulierung, d.h. gegenüber einer schnellen kleinkörnigen Zerreibung. Durch die innere Deformation des Quarzes wird mehr Reibungswärme erzeugt als beispielsweise bei der spröden Zerreibung von Feldspäten, die eher zur Kataklase oder Mylonitisierung neigen. Weiters wies Philpotts (1964) darauf hin, dass das Erscheinungsbild der bekannten Vorkommen von Pseudotachylit für eine relativ hohe Temperatur schon vor der partiellen Aufschmelzung spricht. Dadurch ist deutlich weniger Reibungswärme für das Erreichen des Schmelzpunktes (ca. 1.200° C in trockenen Systemen) erforderlich, als wenn das Gestein nur durch Reibung von atmosphärischen Temperaturen bis zum Schmelzpunkt erhitzt werden muss.

Endogene Pseudotachylite sind weltweit aus vielen Störungssystemen bekannt, so z.B. aus der großen SW–NE streichenden Rechtsseitenverschiebung (Alpine Fault) der Südinsel Neuseelands (Bossière, 1991), aus der Fuyun-Störungszone im Nordwesten der Volksrepublik China (Lin, 1994), aus der Tambach-Störungszone in Kenia (Sherlock & Hetzel, 2001), aus Scherzonen des südlichen Küstengebirges Kaliforniens (Wenk et al., 2000), aus der Homestake-Störungszone in den südlichen Rocky Mountains (Colorado, USA; siehe Allen, 2005) und aus den bereits erwähnten Störungen in der Kanadischen Provinz Quebec, genauer gesagt ungefähr 100 km NNE von Montreal (Philpotts, 1964).

Innerhalb der Ostalpen sind Pseudotachylite vor allem vom Überschiebungsrand des Silvrettakristallins entlang der Westgrenze des Unterengadiner Fensters (Hammer, 1915, 1930; Angel, 1931; Bearth, 1933) und vom Südrand der Landecker Phyllitzone bzw. vom Nordrand des Ötztalkristallins (Hammer, 1919) bekannt geworden. Ein weiterer Fund aus dem Michelbachgraben des östlichen Defereggengebirges, d.h. aus dem ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters bzw. südöstlich der Rieserferner-Intrusion, wurde von Schadler (1929) gemeldet.

Die richtige Deutung der Vorkommen in der Silvretta ist eng mit der Entdeckung der südafrikanischen Pseudotachylite an der Typlokalität bei Parys verbunden. Hammer, der die Pseudotachylite der Silvretta schon 1914 als „dichte Gangmylonite“ erkannt und beschrieben hatte (in: Hammer, 1915), wurde im Jahr 1929, im Zuge seiner Vorbereitungen für den Besuch des Geologenkongresses in Pretoria, auf die Existenz ganz ähnlicher Gangbildungen in Südafrika aufmerksam. Es handelte sich dabei um jene Gesteine, die Shand (1917) zuvor als „Pseudotachylyte“ bezeichnet hatte. Als Teilnehmer einer Kongressexkursion in das Gebiet der südafrikanischen Typlokalität hatte Ham-

mer dann Gelegenheit, diese Pseudotachylite an Ort und Stelle zu besichtigen und Vergleichsmaterial zu sammeln. Wegen der großen Ähnlichkeit dieser südafrikanischen „Pseudotachylyte“ mit den „Gangmyloniten“ der Silvretta – sowohl in der mikroskopischen Struktur, in der mineralogischen Zusammensetzung und im äußeren Erscheinungsbild der Adern im Gelände – übertrug HAMMER (1930) die Bezeichnung „Pseudotachylyt“ auf die Vorkommen in den Ostalpen. Spätere Untersuchungen an den Pseudotachyliten der Silvretta (MASCH, 1974) haben die partielle Aufschmelzung dieser Gangbildungen durch tektonisch erzeugte Reibungswärme bestätigt.

Die Sprödtektonik des Schladminger Kristallinkomplexes, insbesondere das Störungsinventar nördlich des Hochgollings bzw. im Gebiet zwischen dem Schladminger Obertal und dem Schladminger Untertal, wurde zuletzt von MATURA (1987) ausführlich beschrieben. Pseudotachylite sind aus den Schladminger Tauern bislang nicht bekannt geworden. Die weitaus meisten ostalpinen Vorkommen solcher Gesteine liegen in der Silvretta und anderen Gebieten westlich und südlich des Tauernfensters. Östlich des Tauernfensters sind Pseudotachylite anscheinend seltener oder bislang unentdeckt geblieben. Insofern stellt der hier vorgestellte Fund aus dem Göriachtal ein regionalgeologisches Novum dar.

Fundort und lokale geologische Situation

Der Fundort liegt in einer Höhe von 1.820 m auf einer mäßig geneigten Schutthalde, deren Material vorwiegend durch Steinschlag und Murgang, eventuell auch durch Abgleiten von Sturzblöcken auf der winterlichen Schneedecke an Ort und Stelle gelangte. Ein Ferntransport durch Gletscher und/oder fluviale Prozesse ist auszuschließen.

Die Koordinaten des Fundortes sind folgende:

Geografische Breite = N 47° 16,32’
Geografische Länge = E 13° 44,35’

Der Fundort liegt im Gebiet des Kartenblattes ÖK 127 Schladming, ungefähr 2,5 km nördlich der südlichen Blattgrenze. Er liegt 1.100 m westlich der Gollingscharte (2.326 m), 890 m südöstlich der Samspitze (2.381 m) und 1.010 m östlich der Landawirseehütte (1.985 m).

Da die Exposition des Hanges nach Südwesten weist, sollte der lokale Hangschutt aus den Felswänden im Norden bis Osten des Fundortes stammen, genauer gesagt aus den Wänden südlich des Grates Samspitze (2.381 m) – Zwerfenberg (2.642 m) – Gollingscharte (2.326 m). Diese Wände bestehen aus Amphiboliten, leukokraten Plagioklasgneisen und mitunter leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen des Gollingkomplexes, der eine lithostratigrafische Untereinheit des Schladminger Kristallinkomplexes ist (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005: 31). Der Gollingkomplex ist durch eine bimodale Metavulkanitabfolge, d.h. durch Bänderamphibolite und gebänderte Plagioklasorthogneise charakterisiert. Neben den begleitenden Paragneisen und Migmatiten finden sich Blöcke dieser Metavulkanite auch am Fundort des Pseudotachylits und in seiner näheren Umgebung.

Besondere Beachtung verdient die Tatsache, dass die Hochgolling-Nordrand-Störung (HEJL, 1985) genau durch den Göriachwinkel verläuft. Diese annähernd vertikale, ENE–WSW streichende Störung lässt sich als morphologisch auffällige, in ihrem Westabschnitt auch durch begleitende Mylonite belegbare Störung über eine Länge von fast 10 km verfolgen (siehe MATURA, 1987). Sie verläuft vom Nordufer des Lungauer Klaffersees (2.197 m) im Osten über die Scharte zwischen der Pöllerhöhe (2.601 m) und dem Greifenbergsattel durch eine topografisch markante Schuttrinne in den Gollingwinkel, von dort weiter über eine kleine Scharte, ca. 100 m nördlich der Gollingscharte, in den Göriachwinkel hinunter, wo sie unter dem Hangschutt im Talgrund verborgen bleibt, und dann weiter über den Unteren Landawirsee, die Krautgartscharte und die Scharte zwischen dem Graunock (2.477 m) und der Brettspitze (2.412 m) bis ins Znachtal, wo sie in der Nähe der mittlerweile verfallenen und abgetragenen Greinmeisterhütte ausläuft. Anhand der Ausbisslinien von Schichtgrenzen lässt sich aus dem geologischen Kartenbild für den tektonischen Versatz dieser Störung eine Vertikalkomponente von bis zu über 200 m ableiten, wobei die Sprunghöhe von Ost nach West zunächst zunimmt, im Bereich nördlich des Hochgolling (2.862 m) und im Göriachwinkel ein Maximum erreicht und weiter gegen Westen wieder abnimmt. Die Südscholle wurde gegenüber der Nordscholle gehoben. Die feldgeologischen Befunde von MATURA (1987: 21) belegen ein ganzes Bündel steilstehender bis nordfallender, ungefähr W–E verlaufender Störungen zwischen dem Giglachsee-Gebiet im Westen und dem Klafferkessel im Osten. Insgesamt fanden an diesem Störungsbündel Vertikalverstellungen von mehreren hundert Metern statt, wobei die südlichen Teile jeweils relativ gehoben wurden. Dieser Bewegungssinn lässt sich anhand der bruchtektonischen Zerlegung des Lantschfeldquarzites (Untertrias) der markanten Hirzegger Quarzitlamelle entlang der Störung der Wasserfallrinne des Schladminger Obertals belegen (MATURA, 1987).

Vorkommen von Pseudotachylit sind aus der Hochgolling-Nordrand-Störung und von anderen Bewegungsflächen des oben genannten Störungsbündels bislang nicht bekannt geworden.

Beschreibung des Fundstückes

Das Fundstück hatte eine Länge von ca. 19 cm, eine Breite von ca. 15 cm und eine Höhe von ca. 13 cm. Seine Masse betrug 4,75 kg. Die äußere Gestalt des Fundstückes war gedrungen, überwiegend konvex – d.h. mit nur wenigen einspringenden Winkeln – und mäßig scharfen, z.T. etwas abgestumpften Kanten. Eine beginnende Kantenrundung war nur an wenigen Stellen zu erkennen. Diese Beobachtung steht im Einklang mit der Annahme einer geringen Transportweite infolge Steinschlag oder Murgang.

Im Hinblick auf die Herstellung petrografischer Dünnschliffe und andere Untersuchungsmethoden wurde das Fundstück mit einer Trennscheibe entlang zwei paralleler Schnittflächen in drei Teile geschnitten. Dabei entstanden zwei äußere Teile und ein Mittelstück in Form einer ungefähr 4 cm dicken Platte. Letztere ist in Abbildung 1 dargestellt. Aus dieser Platte wurden die beiden Dünnschliffe hergestellt.

Abb. 1.
Angeschnittenes Teilstück des am 31. August 2013 im Göriachwinkel gefundenen Pseudotachylits. Foto: E. HEJL.

Wie aus Abbildung 1 ersichtlich, besteht das Fundstück zu gut 60 Vol.-% aus einer extrem feinkörnigen oder amorphen Masse, deren vorherrschende Farbe dunkelgrau bis fast schwarz ist, und die an wenigen Stellen leicht ins Rötliche geht. Das restliche Gesteinsvolumen (knapp 40 %) besteht aus kataklastisch beanspruchtem, vorwiegend klein- bis mittelkörnigem, gneisartigem Material mit relativ hohem Feldspatgehalt, das in annähernd parallelen, bis ca. 3 cm mächtigen Lagen zwischen den dunklen Gesteinspartien auftritt. Ob es sich bei den hellen, feldspatreichen Lagen um einen durch partielle Aufschmelzung gebildeten Restit oder um ein Nebengestein mit nur wenig verändertem Mineralbestand handelt, ist makroskopisch nicht zu erkennen.

Die beiden Dünnschliffe (2013/8-1 und 2013/8-2) stammen aus dem zentralen Teil der Platte (Abb. 1), und zwar aus dem Kontaktbereich zu beiden Seiten der die Platte durchziehenden hellen Lage.

Dünnschliff 2013/8-1

Die Fläche des Dünnschliffs entfällt zu jeweils ca. 50 % auf die helle Lage und auf das extrem feinkörnige, dunkle Material, das mit scharfer Grenze an die helle Lage anschließt.

Helle Lage: In einer sehr feinkörnig granulierten Grundmasse aus vorwiegend Quarz schwimmen klein- bis mittelkörnige, kantige Klasten von Feldspat (vorwiegend Plagioklas und ein wenig Mikroklin), etwas Quarz und lithische Komponenten, bestehend aus Quarz und Plagioklas. Die Klasten sind bis ca. 2 mm groß, meistens aber kleiner als 0,5 mm. Die Grundmasse ist praktisch nicht geschiefert und die Anordnung der Klasten weist eine allenfalls undeutliche planare Regelung auf. In der sehr feinkörnig granulierten Grundmasse sind auch bei starker Vergrößerung keine optisch isotropen Bereiche zu erkennen. Demnach dürfte entweder keine Aufschmelzung oder eine vollständige Rekristallisation stattgefunden haben.

Mineralbestand der hellen Lage:

Plagioklas (Abb. 2d) bildet polysynthetische Zwillinge und weist eine leichte Füllung aus Hellglimmer auf. Die Zwillingslamellen sind stark deformiert (kink bands).
Kalifeldspat ist seltener als Plagioklas. Es handelt sich um vereinzelte xenomorphe Körner mit flauer Mikroklingitterung.
Hellglimmer kommt als feinschuppige Beläge an Intergranularen und als Saum am Rande der Plagioklase vor. Im Grundgewebe ist er selten.
Quarz bildet größere undulös auslöschende Körner (Klasten) und das hornsteinartige Granulat des Grundgewebes.

Dunkles Material (Abb. 2a): Es besteht aus einer äußerst feinkörnigen bis kryptokristallinen Grundmasse (Korngröße < 0,01 mm) mit schwarzer Bestäubung (Magnetit?) und aus mengenmäßig zurücktretenden, kantigen bis gerundeten (angeschmolzenen) Klasten von Quarz (Abb. 2c), Plagioklas, Mikroklin und lithischen Komponenten (Quarz, fallweise mit etwas Plagioklas und Mikroklin). Die Klasten sind ausnahmsweise bis 1,5 mm groß, meistens aber kleiner als 0,3 mm. Das dunkle Feinstkorn ist ungleichmäßig verteilt. Dünne, fast schwarze Lagen umfließen spindelförmige Bereiche mit schwächerer Pigmentierung. Die extrem feinkörnigen (kryptokristallinen) Bereiche sind z.T. optisch isotrop bzw. glasartig. Ihr Erscheinungsbild ist dem von schnell abgekühlten, porphyrischen Vulkaniten nicht unähnlich. Die fast schwarzen Lagen weisen eine undeutliche, planare Paralleltextur auf.

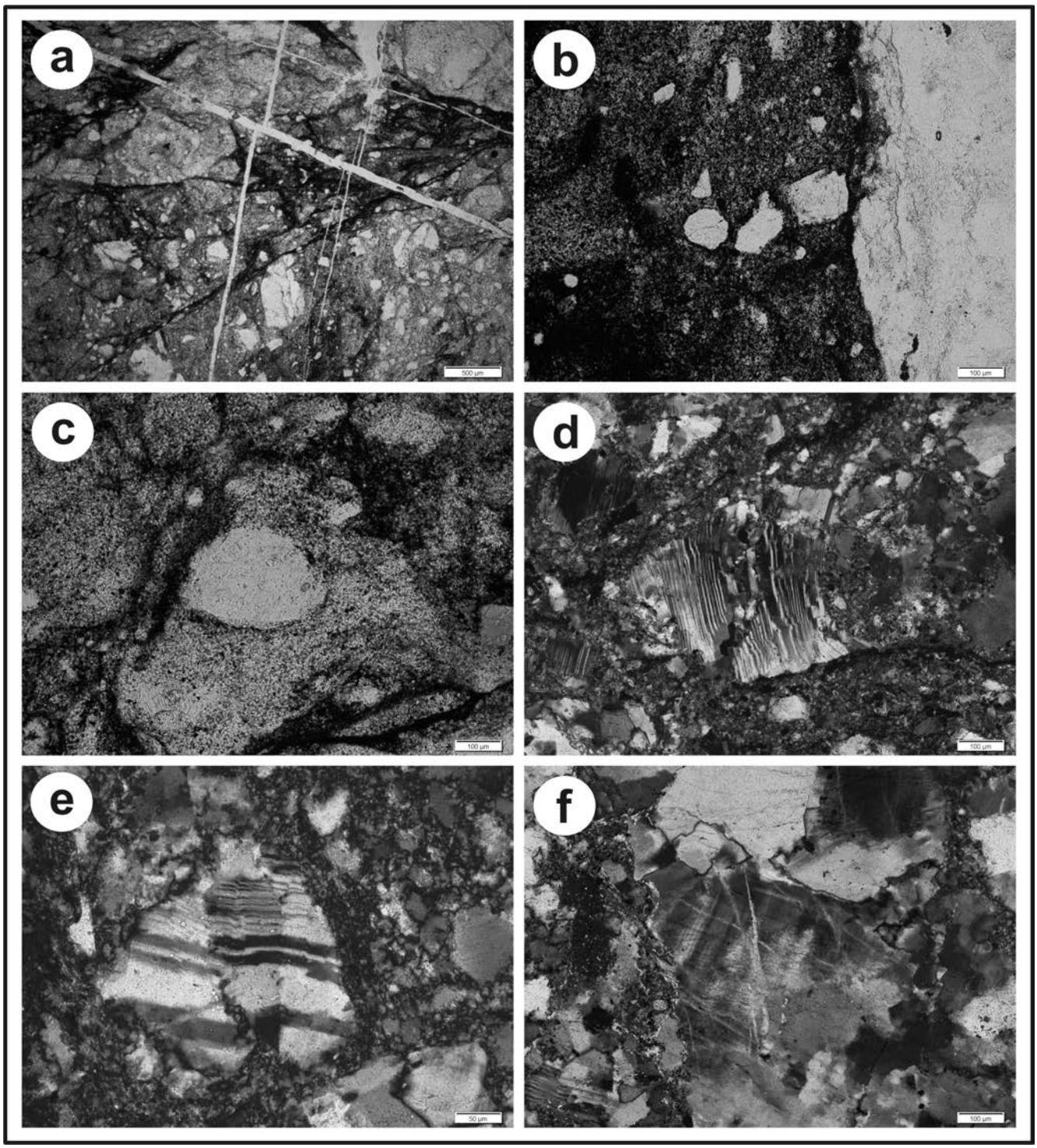


Abb. 2.
Mikroskopische Strukturen in den beiden Dünnschliffen.

a: kryptokristalline bis glasartige Matrix mit z.T. angeschmolzenen Klasten und lagenweise angereichertem, schwarzem Feinstkorn. Die dünnen Klüfte (2 Generationen) sind mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 500 µm).

b: teilweise gerundete (angeschmolzene) Quarzklasten in einer dunkel pigmentierten, kryptokristallinen bis amorphen Lage (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 100 µm).

c: gut gerundetes (angeschmolzenes) Quarzkorn im kryptokristallinen, dunkel pigmentierten Material (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 100 µm).

d: tektonisch beanspruchter Plagioklas mit gescherten Zwillingslamellen (kink bands) in einer ultramylonitischen Matrix (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 100 µm; gekreuzte Polarisatoren).

e: tektonisch beanspruchter Plagioklas mit gescherten Zwillingslamellen (kink bands) in einer ultramylonitischen Matrix (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 50 µm; gekreuzte Polarisatoren).

f: xenomorpher Alkalifeldspat (Faserperthit) mit Mikroklingitterung in einer kataklastischen Lage (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 100 µm; gekreuzte Polarisatoren).

Mineralbestand des dunklen Materials:

Quarz: mengenmäßig vorherrschend; in der Grundmasse optisch nicht auflösbar; mäßig undulöse Auslöschung und Subkornbildung in den lithischen Komponenten.
Plagioklas: wenige Körner mit polysynthetischer Zwillingslamellierung.
Kalifeldspat: sehr seltene Körner mit flauer Mikroklingitterung.
Opakes: äußerst feines Korn (Korngröße < 0,01 mm).

Konjugiertes Kluftsystem (Abb. 2a): Es tritt vorwiegend im dunklen Material auf, überschreitet aber auch die Grenze zur hellen Lage. Die Klüfte sind bis zu 0,12 mm breit und mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt. Sie durchschneiden das ältere Gefüge und weisen selbst keine weitere Deformation auf. In der hellen Lage sind die Klüfte dünner bzw. weniger deutlich ausgebildet.

Dünnschliff 2013/8-2

Die Fläche des Dünnschliffs erschließt eine dunkle, ungefähr 1,5 cm dicke Lage und daran anschließende hellere Lagen mit dunklen Schlieren.

Helle Lagen: Sie bestehen aus kataklastisch zerlegten und z.T. mechanisch deformierten Körnern von Kalifeldspat (Mikroklin), Plagioklas und Quarz sowie aus einem sehr feinkörnigen Granulat aus vorwiegend Quarz. Kalifeldspat ist hier wesentlich häufiger als in der hellen Lage des zuvor beschriebenen Dünnschliffs 2013/8-1. Abgesehen vom Lagenbau (hell/dunkel) weist das Korngefüge keine Paralleltextur auf (keine Schieferung). In der sehr feinkörnig granulierten Grundmasse sind auch bei starker Vergrößerung keine optisch isotropen Bereiche zu erkennen. Demnach dürfte in den hellen Lagen entweder keine Aufschmelzung oder eine vollständige Rekristallisation stattgefunden haben.

Mineralbestand der hellen Lagen:

Kalifeldspat (Abb. 2f) ist relativ häufig, d.h. etwas häufiger als Plagioklas. Er ist durchwegs xenomorph und zeigt eine harte Mikroklingitterung. Wachstumszwillinge (z.B. nach dem Karlsbader Gesetz) sind anscheinend nicht vorhanden. Korngröße bis ca. 2 mm, meistens < 1 mm. Fallweise Faserperthit.
Plagioklas (Abb. 2e) ist xenomorph und bildet sowohl polysynthetische Zwillinge als auch Einkristalle. Leichte Füllung aus sehr feinschuppigem Hellglimmer. Korngröße bis ca. 1,5 mm, meistens < 0,5 mm. Häufig gescherte Zwillingslamellen (kink bands).
Quarz bildet undulös auslöschende Körner, verzahnte Korngruppen (oft gemeinsam mit Feldspat) und das sehr feinkörnige Granulat zwischen den Klasten. Die maximale Korngröße beträgt ungefähr 1 mm.
Hellglimmer ist sehr selten. Abgesehen von den Mikrolithen im Plagioklas bildet er nur wenige feinschuppige Säume an den Korngrenzen der Klasten.
Opakes bildet große einschlussreiche Körner oder unregelmäßig begrenzte Korngruppen mit bis zu über 5 mm Länge und bis zu 2,5 mm Breite. In diesen Körnern kommen Einschlüsse von allen zuvor genannten Mineralen vor. Auch das feinkörnige Quarzgranulat wurde durch das opake Material umschlossen. Demnach sollten diese opaken Korngruppen erst nach der Kataklase gewachsen sein.

Dunkle Lage (Abb. 2b): Sie besteht aus einer äußerst feinkörnigen bis kryptokristallinen Grundmasse (Korngröße < 0,01 mm) mit unterschiedlich starker, schwarzer Bestäubung (Magnetit?) und aus vorwiegend gut gerundeten (angeschmolzenen) Klasten von Quarz, Mikroklin, Plagioklas und lithischen Komponenten (Quarz und Feldspat). Der Anteil des schwarzen Feinstkorns reicht von ca. 20 bis über 90 Vol.-%. Die etwas helleren Bereiche sind unregelmäßig begrenzt und anscheinend Bruchstücke ehemals größerer, zusammenhängender Bereiche. Die Längsachsen dieser mutmaßlichen Bruchstücke sind ungefähr s-parallel eingeregelt. Die dunklen bis fast schwarzen Bereiche weisen eine planare, z.T. dünnschichtige Fließtextur auf. Die Klasten nehmen rund 20 % des Volumens ein. Ihre durchschnittliche Korngröße ist kleiner als 0,2 mm. Die lithischen Komponenten sind bis zu 2 mm groß.

Mineralbestand der dunklen Lage:

Quarz: mengenmäßig stark vorherrschend; in der Grundmasse optisch nicht auflösbar; ansonsten undulöse Auslöschung und Subkornbildung; fallweise mit Scherbändern.
Kalifeldspat: bis zu 0,4 mm große, xenomorphe Körner mit relativ deutlicher Mikroklingitterung.
Plagioklas: wenige bis ca. 0,2 mm große Körner; sowohl polysynthetische Zwillinge (kink bands) als auch Einkristalle; leichte Füllung aus Hellglimmer.
Opakes: äußerst feines Korn (Korngröße < 0,01 mm).

Kluftsystem: Die Klüfte verlaufen im stumpfen Winkel zum Lagenbau. Sie sind bis zu 0,08 mm breit und mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt. Sie durchschneiden die älteren Gefüge und die Grenzen zwischen hellem und dunklem Material.

Vorläufige Interpretation

Wie schon zuvor erwähnt, besteht das Fundstück aus hellen, kataklastisch beanspruchten Lagen, die ungefähr 40 % des Gesteinsvolumens einnehmen und aus einer dunklen, äußerst feinkörnigen bis glasartigen Masse, die ungefähr 60 % des Gesteinsvolumens einnimmt.

Der mikroskopische Befund hat gezeigt, dass in den hellen Lagen entweder keine Aufschmelzung, oder aber eine vollständige Rekristallisation der Grundmasse im Anschluss an deren Aufschmelzung stattgefunden hat. Das Erscheinungsbild der hellen Lagen entspricht dem einer vollständig verfestigten tektonischen Mikrobrekzie mit ultramylonitischer Matrix.

Die partielle Aufschmelzung des dunklen Materials lässt sich durch folgende Beobachtungen belegen:

1. Es existieren optisch isotrope, offenbar glasartige Bereiche innerhalb der äußerst feinkörnigen (Korngröße < 0,01 mm) bis kryptokristallinen Grundmasse. Das Gefüge dieser Grundmasse sieht jenem von schnell abgekühlten, eventuell leicht devitrifizierten Vulkaniten sehr ähnlich (Abb. 2b).
2. Die in dieser Grundmasse befindlichen Klasten sind zum überwiegenden Teil gut gerundet (Abb. 2b, 2c). Mit anderen Worten: Sie sind weniger kantig als jene Bruchstücke, die sich in den hellen Lagen befinden.

Anscheinend fand in den dunklen Bereichen eine Rundung der Klastung durch oberflächliche Anschmelzung statt.

3. Das dunkle Material weist eine Fließtextur auf. Mit schwarzem Feinstkorn pigmentierte Lagen umfließen Bereiche mit schwächerer Pigmentierung. An den Klasten sind keine Druckschatten ausgebildet. Es existiert keine Schieferung.
4. Das reichlich vorhandene schwarze Feinstkorn ist typisch für das geschmolzene Material vieler Pseudotachylite – so z.B. für jene der Silvretta (HAMMER, 1930; MASCH, 1974) oder jene der kanadischen Provinz Quebec (PHILPOTTS, 1964). In fast allen Fällen handelt es sich dabei um Magnetit. Für den Fund im Göriachtal muss das noch überprüft werden.

Die mutmaßliche Herkunft des Pseudotachylit-Rollstücks ergibt sich aus der Exposition der Schutthalde am Fundort und aus der Geologie der darüber befindlichen Felswände. Wie zuvor erwähnt, ist der Hang nach Südwesten geneigt. Die im Norden und Osten befindlichen Wände bestehen aus Amphiboliten, leukokraten Orthogneisen und leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen des Gollingkomplexes (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005: 31). Als Ausgangsgestein des Pseudotachylits kommt wegen des darin vorkommenden Kalifeldspats (Mikroklin) und dem reichlich vorhanden Quarz nur ein relativ saurer Orthogneis in Frage. Die Paragneise und Migmatite des Gollingkomplexes enthalten in der Regel keinen oder allenfalls Spuren von Kalifeldspat. Das einzige große Störungssystem im Talschluss oberhalb des Fundorts ist die Hochgolling-Nordrand-Störung (HEJL, 1985). Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit stammt das Fundstück aus dieser Störung (Abb. 3). Die Sprunghöhe dieser annähernd vertikalen Störung liegt in der Größenordnung von ca. 200 m.

Pseudotachylite können sich nur in einem relativ engen Temperaturintervall bilden. Einerseits muss die Temperatur des umgebenden Gesteins niedrig genug sein, um noch Sprödeformation an diskreten Bruchflächen zu ermöglichen, andererseits sollte die Ausgangstemperatur nicht zu niedrig sein, da andernfalls das für die Aufschmelzung durch Reibungswärme zu überwindende Temperaturintervall zu hoch ist (siehe PHILPOTTS, 1964).

Der Übergangsbereich vom bruchhaften zum plastischen Versagen der sauren bis intermediären Silikatgesteine liegt bei ca. 350 bis 450° C. Im Bereich des plastischen Versagens breiter Scherzonen würde sich die Reibungswärme über ein relativ großes Gesteinsvolumen verteilen, und der daraus resultierende lokale Temperaturanstieg wäre dementsprechend gering. Demnach ist eine Bildung von Pseudotachyliten unter Umgebungsbedingungen der oberen Grünschieferfazies oder der Amphibolitfazies eher unwahrscheinlich. Weiters ist zu bedenken, dass ein unter diesen Bedingungen gebildetes Gesteinsglas noch relativ lange bei hohen Temperaturen verweilen und im Zuge seiner langsamen Exhumierung vollständig kristallisieren würde.

Andererseits sollte die Ausgangstemperatur des durch Reibung zu schmelzenden Gesteins nicht zu niedrig sein, da das durch Reibungswärme zu überwindende Temperaturintervall umso größer ist, je niedriger die Ausgangstemperatur vor der Bruchdeformation war. PHILPOTTS (1964) konnte zeigen, dass die chemische Zusammensetzung von Pseudotachyliten der kanadischen Provinz Quebec ungefähr der des jeweiligen Nebengesteins entspricht und mitunter stark von einer grantischen Zusammensetzung abweicht. Er nahm daher an, dass eine nahezu vollständige Aufschmelzung des Ausgangsmaterials stattgefunden hatte. Die Hypothese einer bloß fraktionierten Aufschmelzung in der Nähe des ternären Eutektikums des Systems Albit-Kalifeldspat-Quarz ist wegen der Kürze der für die Schmelzbildung zur Verfügung stehenden Zeit nicht nur unwahrscheinlich, sondern auch durch empirische Befunde widerlegt. Demnach muss die durch Reibungswärme erzeugte Temperatur den Schmelzpunkt der einzelnen Minerale erreicht haben. Es genügt nicht, wenn nur die Solidustemperatur des Gesteins überschritten worden ist.

Unter trockenen Bedingungen wären für die Aufschmelzung von Quarz und Feldspat Temperaturen von über 1.200° C erforderlich. Unter Wassersättigung bei einem Druck von 1 kbar kann das Schmelzen von Gesteinen mit granitischer Zusammensetzung schon bei ca. 750° C beginnen (MASCH, 1974, und dort zitierte Literatur). PHILPOTTS (1964) kam zu dem Schluss, dass die Ausgangsgesteine der von ihm untersuchten Pseudotachylite schon vor der Sprödeformation eine Temperatur von wenigstens 400° C hatten.

Aus dem zuvor Gesagten geht hervor, dass sich die Nebengesteine von Pseudotachyliten zu Beginn der Sprödeformation in der Regel im Temperaturbereich zwischen ungefähr 300 und 450° C befunden haben. Das entspricht den Temperaturbedingungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies.

Die voralpidische Metamorphose des Schladminger Kristallinkomplexes fand unter amphibolitfaziellen und höher temperierten Bedingungen statt (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005). In den weit verbreiteten migmatischen Gneisen müssen Temperaturen von mindestens 600° C erreicht worden sein. Die erhalten gebliebenen Strukturen der Migmatite belegen eine raumgreifende duktile Deformation. Die Entstehung von Pseudotachyliten ist unter diesen Bedingungen ausgeschlossen.

Die eoalpine Metamorphose des Schladminger Kristallinkomplexes fand vor ca. 90 Ma unter den Bedingungen der niedrig temperierten bis allenfalls mittleren Grünschieferfazies statt (HEJL, 1984, 2005). Duktile bis semiduktile Deformationen im Zuge dieser Metamorphose führten zum Liegendfaltenbau des Schladminger Kristallinkomplexes. Das NNE–WSW streichende subvertikale Störungssystem der Hochgolling-Nordrand-Störung ist auf jeden Fall jünger als dieser Liegendfaltenbau.

Das Apatit-Spaltspuralter eines Amphibolits aus dem hinteren Lessachtal, vom Ostfuß des Hochgolling, liegt bei 23,8 ± 3,5 Ma (HEJL, 1997, 1998); das entspricht ungefähr der Grenze zwischen dem Oligozän und dem Miozän. Da die Lokalität dieser Probe nur 3 km vom Fundort des Pseudotachylits entfernt ist, sollte die späte Abkühlgeschichte beider Gesteinsstücke ähnlich verlaufen sein. Wie bereits erwähnt, entstehen Pseudotachylite nicht unter oberflächennahen Bedingungen, d.h. sie entstehen auf gar keinen Fall bei Temperaturen von weniger als 100° C. Das zuvor genannte Apatit-Spaltspuralter von ca. 24 Ma, das als 100° C-Abkühlalter interpretiert wird, stellt demnach

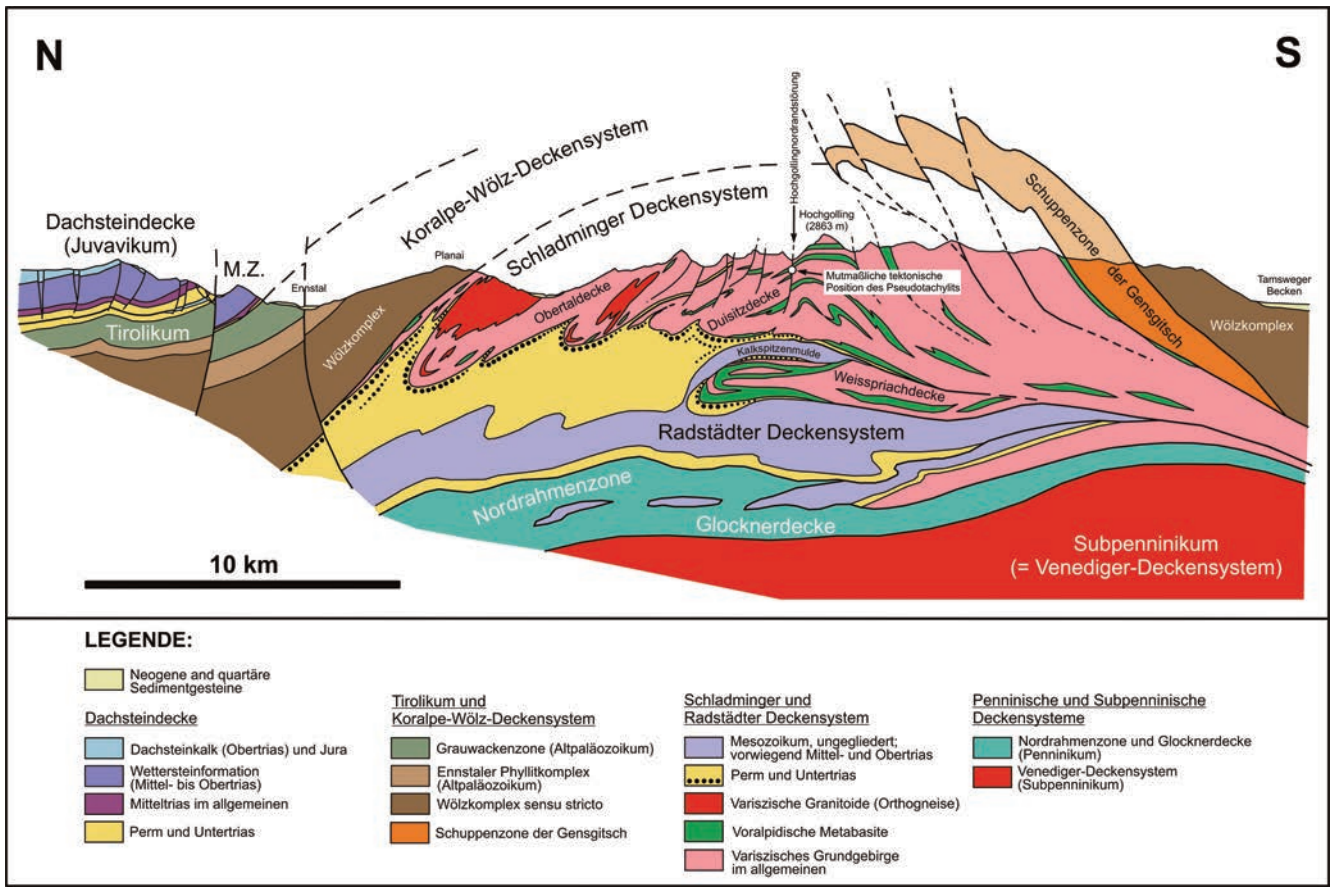


Abb. 3.
Geologisches N-S-Profil durch die Schladminger Tauern. Die tieferen Teile des Profils (Kalkspitzenmulde, Weißpriachdecke, Penninikum und Subpenninikum) wurden achsial nach Ostnordosten in die Profilebene projiziert. Die mutmaßliche tektonische Position des Pseudotachylits an der Hochgolling-Nordrand-Störung ist durch einen weißen Punkt kenntlich gemacht.

ein Mindestalter für die Entstehung des Pseudotachylits dar. Da andererseits die Hochgolling-Nordrand-Störung erst nach dem Abklingen der eoalpinen Metamorphose (frühe Oberkreide) und der damit einhergehenden duktilen bis semiduktilen Deformation entstanden sein kann, lässt sich das Alter des Pseudotachylits auf späte Oberkreide bis Paläogen einengen. Das entspricht dem Zeitraum von ca. 80 bis 24 Ma. Wahrscheinlich entstand die Hochgolling-Nordrand-Störung im Oligozän (vor ca. 34 bis 24 Ma) im Zuge der beginnenden antiklinalen Aufdomung entlang des Hauptkammes der Niederen Tauern bzw. während der sogenannten Tauernkristallisation der darunter befindlichen penninischen Einheiten.

Dank

Mein Dank gilt Frau Waltraud GRALL, die mir das Fundstück für wissenschaftliche Zwecke zur Verfügung gestellt hat, und dem Bildungswerk Göriach für die Finanzierung der Exkursion am 31. August 2013.

Literatur

ALLEN, J.L. (2005): A multi-kilometer pseudotachylite system as an exhumed record of earthquake ruture geometry at hypocentral depths (Colorado, USA). – Tectonophysics, **402**, 37–54, Amsterdam (Elsevier).

ANGEL, F. (1931): Einige neuerliche Pseutachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 143–153, Wien.

BAIER, J. (2009): Zur Herkunft und Bedeutung der Ries-Auswurfprodukte für den Impakt-Mechanismus. – Jahresber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., **91**, 9–29, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).

BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **13**, 347–355, Zürich.

BOSSIÈRE, G. (1991): Petrology of pseudotachylites from the Alpine fault of New Zealand. – Tectonophysics, **196**, 173–193, Amsterdam (Elsevier).

HAMMER, W. (1915): Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. Geol. R.-A., **64**, 555–566, Wien.

HAMMER, W. (1919): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., **68**, 205–258, Wien.

HAMMER, W. (1930): Über Pseudotachylit in den Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 571–585, Wien.

HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, Wien.

HEJL, E. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 285–286, Wien.

HEJL, E. (1997): „Cold spots" during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – Tectonophysics, **272**, 159–173, Amsterdam (Elsevier).

HEJL, E. (1998): Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspuranalyse. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**, 179–199, Wien.

HEJL, E. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg der Geologischen Karte von Österreich 1:50.000. – 83 S., 11 Abb., 1 Farbtafel, Wien (Geologische Bundesanstalt).

LAPWORTH, C. (1885): The Highland controversy in British geology. – Nature, **32**, 558–559, London.

LIN, A. (1994): Glassy pseudotachylite veins from the Fuyun fault zone, northwest China. – J. of Struct. Geol., **16**, 71–83, Oxford (Pergamon).

MASCH, L. (1974): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 485–509, Stuttgart.

MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. – In: Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien (Geologische Bundesanstalt).

PHILPOTTS, A.R. (1964): Origin of pseudotachylites. – Amer. J. of Sc., **262**, 1008–1035, New Haven.

SCHADLER, J. (1929): Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Mittelbach). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **66**, 64–71, Graz.

SHAND, S.J. (1917): The Pseudotachylyt of Parys (Oranje Freestate) and its relation to „trapshotten Gneis" and „Flinty crush rock". – Quat. J. of the Geol. Soc. London, **72**, 198–221, London.

SHERLOCK, S.C. & HETZEL, R. (2001): A laser-probe $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of pseudotachylite from the Tambach Fault Zone, Kenya: direct isotopic dating of brittle faults. – J. of Struct. Geol., **23**, 33–44, Oxford (Pergamon).

SHOEMAKER, E.M. & CHAO, E.C.T. (1961): New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. – J. of Geophys. Res., **66**, 3371–3378, Washington D.C.

STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Naturf. Ges. Zürich, Vierteljahresschr., **60**, 55–336, Zürich.

TERMIER, P. & BOUSSAC, J. (1911): Sur les mylonites de la region de Savone. – Acad. Sci. (Paris) Comptes rendus, **152**, 1550–1556, Paris.

WENK, H.-R., JOHNSON, L.R. & RATSCHBACHER, L. (2000): Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Ranges of California. – Tectonophysics, **321**, 253–277, Amsterdam (Elsevier).

Eingelangt: 19. Mai 2014, Angenommen: 2. Juni 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 135–154 | Wien, Dezember 2014

Type Specimens of Silicoflagellata and Archaeomonadaceae in the Collection of the Geological Survey of Austria: An inventory

BENJAMIN SAMES[1] & HERBERT STRADNER[2]

1 Text-Figure, 6 Plates

Dictyochales (Silicoflagellata/Silicoflagellida)
Archaeomonadaceae
Choanoflagellates
Taxonomy
Cretaceous
Cenozoic
Type Specimens
Palaeontological collection

Contents

Zusammenfassung 135
Abstract 135
Introduction. 136
Taxonomy 136
Acknowledgements. 139
Index. 140
References 140
Plates 142
Appendix. 154

Typusexemplare von Silicoflagellaten und Archaeomonadaceen in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt: Eine Bestandsaufnahme

Zusammenfassung

Der vorliegende Artikel enthält eine taxonomische und stratigrafische Übersicht der von Herbert STRADNER – allein oder mit Kollegen – beschriebenen Arten von Silicoflagellaten (Dictyochales) und Archaeomonadaceen, deren Typusexemplare sich in der Paläontologischen Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien (GBA, Österreich) befinden. Eine komplette Liste der einschlägigen Publikationen ist im Index aufgeführt und im Literaturverzeichnis enthalten.

Abstract

This publication presents a taxonomical and stratigraphical compilation of type specimens of Silicoflagellata (Dictyochales) and Archaeomonadacea designated by Herbert STRADNER, alone or with colleagues, and deposited in the Palaeontological Collection of the Geological Survey of Austria (GBA) in Vienna. A complete list of relevant publications is given in the index and fully included in the references.

1 BENJAMIN SAMES: University of Vienna, Department for Geodynamics and Sedimentology and Department of Palaeontology, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Vienna, Austria; Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. benjamin.sames@univie.ac.at
2 HERBERT STRADNER: Nussberggasse 7A/25, 1190 Vienna, Austria. herbert.stradner@utanet.at

Introduction

For his doctoral thesis (STRADNER, 1956), Herbert STRADNER studied silicoflagellates from Cretaceous to late Neogene deposits. In his first paper (STRADNER, 1961) he demonstrated the variety of these microfossils in kieselgur (diatomite) deposits of Austria and other countries.

One of the best places to collect not only silicoflagellates, but also entire assemblages of siliceous microfossils (e.g. radiolarians, sponge spicules, ebridians, as well as the full wealth of marine diatoms) was the clay pit of the brickyard at Frättingsdorf in Lower Austria (BACHMANN et al., 1963). Under the guidance of Professor Dr. Adolf PAPP (1915–1983, University of Vienna) and Professor Dr. Georges DEFLANDRE (1897–1973, Muséum National d'Histoire Naturelle and Laboratoire de Micropaléontologie, École practique des hautes études, Paris), STRADNER compiled his thesis, a synopsis of which was published in STRADNER (1961).

The work at hand includes up-to-date taxonomy and stratigraphy (locality and formation names) and information on the deposition of type material. In general, stratigraphic terminology and chronostratigraphy follows the official stratigraphical chart of Austria (PILLER et al., 2004), if not indicated otherwise.

Taxonomy

The taxonomy above genus level follows "AlgaeBase" (GUIRY & GUIRY, 2013). Out-dated terms in the original descriptions or English translations of these are complemented with modern terms in square brackets [ ] according to MCCARTNEY (1988: Fig. 1). As to nomenclatural and taxonomic acts, the International Code of Nomenclature for algae, fungi, and plants (Melbourne Code) (MCNEILL et al., 2012) is followed.

Order: Dictyochales HAECKEL, 1894

Family: Dictyochaceae LEMMERMANN, 1901

Genus *Corbisema* HANNA, 1928 emend. FRENGUELLI, 1940

Corbisema triacantha (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER, 1961

Pl. 1, Figs. 1–10, Text-Fig. 1

*1961 *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* nov. var. – STRADNER, p. 89, Pl. 1, Figs. 1–8.
1966 *Dictyocha triacantha* var. *flexuosa* (STRADNER) GLESER – GLESER, p. 228, Taf. 5, Figs. 5, 6, 8, 10.
1968 *Corbisema triacantha flexuosa* STRADNER – BACHMANN & PAPP, Pl. 3, Fig. 7.
1970a *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER – BACHMANN, p. 284, Pl. 1, Figs. 1–17.
1970b *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER forma II – BACHMANN, p. 16.
1975 *Corbisema flexuosa* (STRADNER) – PERCH-NIELSEN, p. 685, Pl. 3, Fig. 10.
1989 *Corbisema flexuosa* (STRADNER) PERCH-NIELSEN – LOCKER & MARTINI, p. 566 [not illustrated].

Holotype: Since no types were indicated by STRADNER (1961), the holotype was subsequently designated by BACHMANN (1970b: 16) for *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER forma II, STRADNER-Slide Breitenaich 14 (Coll. No. GBA 1961/005/0001), figured in STRADNER, 1961, on [Pl. 1] Fig. 1.

Derivation of name: Referring to the slightly rotated struts of the abapical ring.

Type locality: Outcrop at Wallern an der Trattnach, Breitenaich, northwest of Wels, east of Grieskirchen, Upper Austria.

Type stratum: "Oligozän-Schlier", "Älterer Schlier" now called Eferding Formation, Oligocene, Kiscellian to Egerian (local Paratethyan stages corresponding to Chattian in international stages (RUPP, 2011).

Original description (STRADNER, 1961: 89): "Dreistrahligsymmetrische, hohle Kieselgerüste, bestehend aus einem dreieckigen, mit Radialhörnern versehenen Basalring und einer von 3 kurzen Lateralbögen getragenen dreieckigen Apikalfläche. Stützstacheln und Scheidewände sind nicht ausgebildet. Bei größeren Exemplaren sind die Basalbögen wie die Flügel einer Schiffsschraube gedreht."

Translated description: Silicious microfossils composed of hollow tubes. The triangular basal [= abapical] ring consists of three lobes with long distal basal [= abapical] spines. No additional auxiliary spines [= pikes] developed. The central apical area is supported by three short lateral arcs [= lateral struts]. Separating membranes inside the tubes are missing. The three arcs [= struts] of the basal [= abapical] ring each are slightly rotated similar to the blades of a marine propelling screw.

Size: Abapical ring diameter (measured from the middle of the abapical corner to the middle of the opposite side) about 30–35 µm, total diameter with abapical spines (measured from tip of spine to tip of another spine) 50–60 µm.

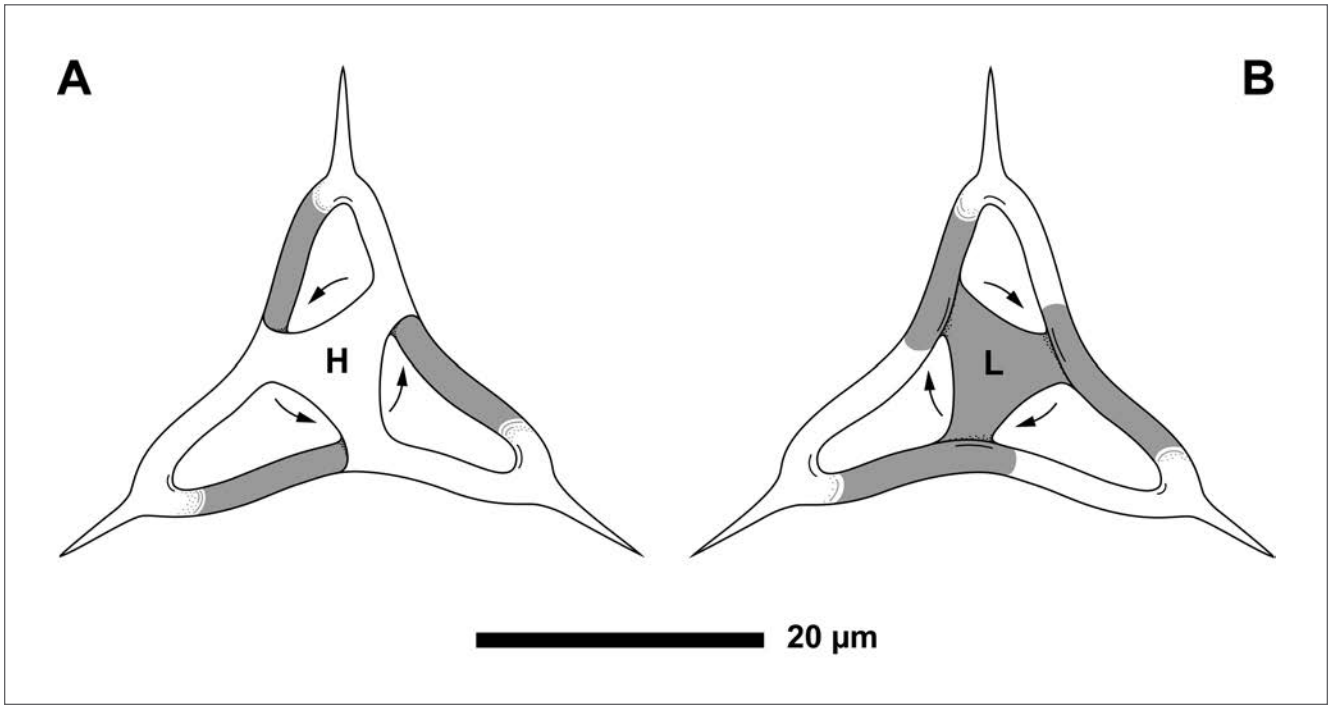
Relations: These forms derive from Mesozoic taxa of *Corbisema* which, originally, possessed separating membranes.

Occurrence: Upper Oligocene (Chattian).

Comments: The apical structure is sinistrally rotated, i.e. counterclockwise when seen in apical view (see Text-Fig. 1, A). The living flagellate produces a second siliceous skeleton inside the cell body before cell division. These two skeletons exhibit identical three-dimensional features. As yet, we did not observe any specimen of *Corbisema triacantha* var. *flexuosa* with dextral or clockwise rotation, respectively. In rare cases such double skeletons are preserved as fossils. BACHMANN (1970a: Pl. 1, Fig. 17) has illustrated such a double skeleton of *Corbisema triacantha* var. *flexuosa*.

The rotation of the arcs of the basal ring is best studied in the light microscope at magnifications lower than 1,000 x, while shifting the focus levels.

Separating membranes, such as observed and figured independently by STRADNER in his thesis (STRADNER, 1956) and in STRADNER (1961: Fig. 1, E–F, Pl. 1, Figs. 15–33), as well as in Japan by TSUMURA (1959: Pl. 1, Fig. 9) and TSUMURA (1963: Pl. 1, Fig. 6, Pl. 5, Figs. 1–2, Pl. 7, Fig. 2), were not found in *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER, 1961. This feature, to be observed in the genera *Corbisema* and *Mesocena*, deserves further studies regarding its potential biostratigraphic value and evolutionary meaning.



Text-Fig. 1.
Plan views of *Corbisema triacantha* var. *flexuosa*, after STRADNER (1961: Pl. 1, Figs. 1, 2). The apical area is rotated counterclockwise [sinistral] against the basal ring. A) Apical view of specimen (lectotype as designated by BACHMANN, 1970b, for specimen figured in STRADNER, 1961: Pl. 1, Fig. 1) with apical area and the three short lateral arcs [lateral struts] rotated counterclockwise as indicated by black arrows, with resulting inclination/tilt of the three arcs [struts] of the basal ring. H = high; areas in grey are lower (farther away from the observer), white areas higher (closer to the observer).
B) Abapical view of specimen with rotated apical area as indicated by black arrows, L = low. Since the apical area is the reference plane for the definition of the rotation, the arrows indicate a "clockwise/dextral" direction in this view. The basal ring with tilted arcs [struts] is resembling a marine propelling screw.

Genus: *Dictyocha* EHRENBERG, 1837

Dictyocha aegea STRADNER & BACHMANN, 1978

Pl. 2, Figs. 1–4

*1978 *Dictyocha aegea* n. sp. – STRADNER & BACHMANN, p. 805, Fig. 1, Pl. 1, Figs. 12–16.
1986 *Dictyocha aegea* – LOCKER & MARTINI, p. 903, Pl. 2, Figs. 10–12, Pl. 11, Fig. 3.

Holotype: Coll. No. GBA 1978/015/0001, STRADNER-Slide no. F, England Finder K57/O. Figured on Pl. 2, Fig. 1 herein.

Derivation of name: From the Aegean Sea.

Type locality: Aegean Sea north of Crete, DSDP Site 378.

Type stratum: DSDP Leg 42, Sample 378, Core 8, Site 1, 114–115 cm depth, Upper Pliocene, NN 16.

Original description (STRADNER & BACHMANN, 1978: 805–806): A silicoflagellate species with the general features of *Dictyocha fibula*, from which it differs by the four-lobed, angular outline of the basal [= abapical] ring and its compressed flanks. The basal [abapical] spines in direction of the major axis are short, less than $^1/_3$ of the greater diameter of the [abapical] ring and have additional pikes near them, which emphasize the angular outline of the basal [abapical] ring. The spines in direction of the minor axis are reduced to the size of longer distal [abapical] pikes, to about $^1/_8$ of the shorter diameter of the basal [abapical] ring. At the place where these shorter spines insert, the basal [abapical] ring appears compressed and in some specimens, even caved in. At this straight or concave part of the basal [abapical] ring there can be centripetal knobs or pikes, which are not basal [abapical] sustaining pikes in a strict sense. The holotype and also most of the paratypes have four basal [abapical] pikes, which point in abapical direction and are inserted near the lateral struts. The apical bar is fibuloid; that is, in the direction of the major axis. Asperoid specimens are extremely rare and thus fall within the normal ratio of variation.

Size: Overall length more than 50 µm, overall width 30 µm; basal ring length approximately 40 µm, width approximately 25 µm.

Relations: Similar skeletons have been described by LOCKER (1975) as *Dictyocha varia* f. *extensa*. *Dictyocha varia* LOCKER has the apical bar transverse, that is, asperoid or parallel to the direction of the minor axis, and is smaller and less elongate than *Dictyocha aegea*.

Occurrence: Upper Pliocene, Aegean Sea north of Crete, DSDP Site 378, and Upper Miocene, southwest Pacific, Leg 90 (LOCKER & MARTINI, 1986).

Dictyocha schauinslandii (LEMMERMANN, 1901) FRENGUELLI var. *rotundata* STRADNER, 1961

Pl. 3, Figs. 1–5

*1961 *Dictyocha schauinslandii* LEMMERMANN forma *rotundata* nov. – STRADNER, p. 92, Pl. 3, Figs. 62, 65, 66.
1968 *Dictyocha schauinslandii* (LEMMERMANN) FRENGUELLI var. *rotundata* STRADNER – LOEBLICH et al., p. 112, Pl. 21, Figs. 13–15.
1970b *Distephanus schauinslandi* LEMMERMANN var. *rotundata* STRADNER – BACHMANN, p. 11.

Holotype: Since no types were indicated by STRADNER (1961), the holotype was subsequently designated by BACHMANN (1970b: 11), however, under the name *Distephanus schauinslandi* [one "-i" only] LEMMERMANN var. *rotundata* STRADNER as figured in STRADNER (1961), on [Pl. 1], Fig. 8. Coll. No. GBA 1961/005/0006, STRADNER-Slide Li/6/A.

Derivation of name: From Latin *rotundatus*, meaning roundish or rounded, according to the overall shape of this variation of *D. schauinslandii*.

Type locality: Kieselgur Quarry at Limberg, Lower Austria.

Type stratum: Limberg Subformation of the Zellerndorf Formation, upper Lower Miocene. In terms of Central Paratethys stages this formation corresponds to Ottnangium to lowermost? Karpatian or in terms of international stratigraphy to Burdigalian, respectively (cf. ROETZEL et al., 1999).

Original description (STRADNER, 1961: 92): "Hohle, oft ovale Kieselgerüste mit stark reduzierten Radialhörnern, die auch gänzlich fehlen können, und blasig aufgetriebenem oder flächig erweitertem Basalring. Apikalfenster sehr klein oder durch Apikalfläche ersetzt."

Translated description: Oval silicious structures of hollow tubes without basal corner spikes. The inflated junctions of the apical structure combine in the centre which is either perforated by a very small round or oval apical window, or showing a flat apical membrane.

Size: 45–65 µm in length, 30–45 µm in width.

Occurrence: Upper Lower Miocene, Ottnangium–?lowermost Karpatian (regional Central Paratethys stages) as corresponding to Burdigalian.

Comments: Specimens of this variation are rare and in our present view represent teratological (malformed) forms of the typical *D. schauinslandii*. Whether or not it is justified to keep up the variety *rotundata* remains subject to discussion.

Genus: *Cannopilus* HAECKEL, 1887 emend. DEFLANDRE, 1952 emend. BACHMANN, 1967

Cannopilus picassoi STRADNER, 1961

Pl. 4, Figs. 1–8

*1961 *Cannopilus picassoi* n. sp. – STRADNER, p. 92, Pl. 3, Figs. 101–104.
1963 *Cannopilus picassoi* STRADNER – BACHMANN et al., p. 153, Pl. 20, Figs. 74–81, Pl. 22, Figs. 17–19.
?1962 *Cannopilus sphaericus* GEMEINHARDT – BACHMANN & ICHIKAWA, p. 171, Pl. 9, Figs. 9–10, Pl. 10, Figs. 1–3.
1968 *Cannopilus picassoi* STRADNER – BACHMANN & PAPP, Pl. 3, Fig. 16.
?1968 *Cannopilus sphaericus* GEMEINHARDT – BACHMANN & PAPP, Pl. 3. Fig. 15.
1968 *Cannopilus picassoi* STRADNER – LOEBLICH et al., p. 67, Pl. 1, Figs. 11–13.
non 1968 *Cannopilus tetraceros* DEFLANDRE in BACHMANN & ICHIKAWA, 1962 – LOEBLICH et al., p. 69, Pl. 3, Figs. 1–5.
1970b *Cannopilus picassoi* STRADNER – BACHMANN, p. 14.
1986 *Cannopilus picassoi* STRADNER – LOCKER & MARTINI, p. 902, Pl. 1, Fig. 4.

Holotype: Since no types were indicated by STRADNER (1961), the holotype was subsequently designated by BACHMANN (1970b: 14) for STRADNER'S (1961) Fig. 101 (on Pl. 3 therein). Coll. No. GBA 1961/005/003, STRADNER-Slide "Frättingsdorf Nr. 5", England Finder N35/2, figured on Pl. 4, Fig. 2 herein.

Derivation of name: Dedicated to Pablo PICASSO (1881–1973), the great master of modern art, with gratitude. (Many people are not aware of the fact that Picasso had a clear line of drawing, especially in his early years. In a recorded interview he said to a visitor: "Of course, you could draw like that, but would you?").

Type locality: Former brickyard at Frättingsdorf, Lower Austria.

Type stratum: "Badener Tegel", Lanzhot Formation of the Waschberg Zone, Lower Austria, Middle Miocene. The Lower Lagenid Zone of the lower Badenian in Central Paratethys stages corresponds to Langhian in terms of international stratigraphy.

Original description (STRADNER, 1961: 92): "Kugelige, hohle Kieselgerüste, bestehend aus sehr zarten englumigen Apikalbögen, welche etwa fünf Dutzend kleine runde Apikalfenster umschließen. Basalring wesentlich kleiner als der Durchmesser des Apikalapparates. Die fünf Radialhörner und die Zusatzstacheln sind lang und geschwungen."

Translated description: Spherical, hollow silicious structures composed of very delicate apical hollow arcs [= struts], which enclose about five dozen of small round apical windows. The basal [abapical] ring is smaller than the diameter of the apical structure. The five radial spines as well as the apical spines are long, slightly curved and point in opposite directions.

Size: 25–30 µm in diameter, total height including spines about 60 µm.

Relations: *Cannopilus picassoi* shows closer similarities or even smooth transitions to *C. sphaericus* GEMEINHARDT in its general shape, i.e. that the apical apparatus is globular and the diameter of the abapical ring distinctly smaller than that of the apparatus. However, *C. picassoi* STRADNER predominantly has five radial spines and about five dozen (60) apical windows of about equal size, and the radial spines stick out in abapical direction while *C. sphaericus* has 30–40 apical windows of different size (those framed by the lateral arches are bigger than the apical ones), and the abapical ring is six- to nine-rayed with spines sticking out in lateral directions, though more or less inclined in abapical direction. BACHMANN & ICHIKAWA (1962: 173) observed that there is a progressive trend in these forms towards more complexity, i.e. a higher number of apical windows in stratigraphically younger forms.

Occurrence: Langhian, Middle Miocene.

Comments: BUKRY & MONECHI (1985: 378) have combined globular forms, including *Cannopilus picassoi* STRADNER, 1961, in their new genus *Caryocha*. For the moment, we keep *C. picassoi* in its original genus assignment. The type material of other globular *Cannopilus*-species such as described by the late Alfred BACHMANN, remains to be restudied using SEM techniques.

Family Archaeomonadaceae Deflandre, 1932a

Preliminary remark: Cretaceous marine sediments containing well-preserved siliceous microfossils are extremely rare and therefore Marta Hajós and Herbert Stradner appreciated the unique chance to document the contents of siliceous microfossils of DSDP site 275 in light-microscope, transmission electron microscope as well as scanning electron microscope. The holotypes described by both authors together are documented on electron microscopy plates (glass plates) and films, which were deposited in the micropalaeontological archive of the Geological Survey of Austria (GBA) in Vienna. Glass slides for light microscopy (new species found by M. Hajós) are deposited at the Geological and Geophysical Institute of Hungary in Budapest.

Genus *Artisphaeridium* Stradner, 1975

Type species: *Artisphaeridium fragile* Stradner, 1975 (in: Hajós, 1975, p. 938, Pl. 39, Figs. 4–6).

Derivation of name: From Latin *artes* = the fine arts.

Generic diagnosis: Spherical cysts with surface ornamentation consisting of mushroom-shaped protrusions and large spines.

Artisphaeridium fragile Stradner, 1975 (in Hajós, 1975)

Pl. 5, Figs. 1–3

1975 *Artisphaeridium fragile* n. gen. n. sp. Stradner – Hajós, p. 938, Pl. 39, Figs. 4–6.

Holotype: Coll. No. GBA 1975/016/0001 (TEM Plates No. 5136 and 5137, stereo pair, Elmilab GBA). Figured herein on Pl. 5, Fig. 1.

Derivation of name: From Latin *fragilis* = fragile.

Type locality: DSDP Leg 29, Site 275, Lithologic Unit 1, sample 2-1, interval 130–132 cm.

Type stratum: DSDP Leg 29, Site 275, Lithologic Unit 1.

Original diagnosis (Stradner in Hajós, 1975, with additional contribution from Herbert Stradner: 938): "Spherical cyst covered with hundreds of small mushroom-shaped protrusions with an irregular outline. Some standing free, others grown together. Length of 12 or more larger spines unknown, as all are missing in type specimen."

Size: 6 µm in diameter.

Occurrence: Upper Cretaceous, Campanian–Maastrichtian.

Comments: The question arises whether the formation of the mushroom-like surface protrusions are an intermediate step to form a second layer outside the original one. Since we do not know the life-cycle of the Cretaceous Archaeomonadaceae we can only speculate about the purpose of these protrusions. The electron micrograph of the holotype shows areas where the "umbrellas" of the mushroom-shaped protrusions are joined to form a continuous layer. The single larger spines are part of the inner layer and effect a reduction of the sinking speed of the cyst in ocean water.

During our discussions of the problem, whether the ultrastructural differences in the surface ornamentation justify to keep up a separate genus for these forms, we have tried to find comparable microphotographs and/or electron micrographs of Cretaceous archeomonadine cysts. Both authors (K. Perch-Nielsen and H. Stradner) had received and had been working independently on almost identical samples without being informed by DSDP. A direct correlation with Perch-Nielsen's lightmicroscopic photographs in the same DSDP volume (Perch-Nielsen, 1975) is difficult. However, the specimen of *Archaeomonas paucispina* Deflandre as figured in Perch-Nielsen (1975: Pl. 12, Fig. 5, SEM) seems to show a similar but complete cyst with larger spines and the outer layer completely closed. Perch-Nielsen (1978: DSDP Leg 38) shows very elucidating REM micrographs of *Litheusphaerella spectabilis* Deflandre (Perch-Nielsen, 1978: Pl. 2, Figs. 11–12) in different states of preservation, and *Litheusphaerella* sp. (Perch-Nielsen, 1978: Pl. 4, Figs. 6–8, light micrographs). The "T-shaped spines" mentioned in the description of the latter (Perch-Nielsen, 1978: 151) are understood as optical cross-sections of the mushroom-like surface protrusions.

In a study about recent archaeomonadines off East Antarctica (e.g. Riaux-Gobin & Stumm, 2006), different stages of wall development of cysts are shown. The forms described as *Litheusphaerella spectabilis* Deflandre forma 1 and 2, therein (Riaux-Gobin & Stumm, 2006: Fig. 4, *L.* cf. *spectabilis*, Fig. 5, G–H) show different stages in the development of the mushroom-like protrusions towards the develoment of the second layer.

The very exact drawings of *Litheusphaerella spectabilis* in Deflandre (1932b: 354, Figs. 34–37) show distinct "bâtonnets" [= little rods] which are described as characteristic feature of the genus *Litheusphaerella*. The overall morphology shows a trend to form an outer layer.

We leave it up to further investigations and discoveries to find out, whether such morphotypes only occur in the Cretaceous, whether they are of biostratigraphic value or not, and whether they ought to be included in the genus *Litheusphaerella* Deflandre.

Acknowledgements

We are greatly indebted to Prof. Dr. Kevin McCartney (University of Maine, Presque Isle, USA) for his constructive review of a previous version of the manuscript and many helpful suggestions as to its improvement. We are grateful to Dr. Johann Egger (Geological Survey of Austria, Vienna) for introducing the authors to each other, and for continuous support and benevolent supervision of the progress of this work. Special gratitude goes to Dr. Irene Zorn (Geological Survey of Austria) for her kind support as to collection numbers and clarification of type material issues.

Index

Taxonomic index of taxa of siliceous nannofossils originally described by Herbert STRADNER, alone or with colleagues:

Artisphaeridium fragile STRADNER, 1975 (in HAJÓS, 1975). 139
Cannopilus picassoi STRADNER, 1961. 138
Corbisema triacantha (EHRENBERG, 1844) var. *flexuosa* STRADNER, 1961. 136
Dictyocha aegea STRADNER & BACHMANN, 1978. 137
Dictyocha schauinslandii var. *rotundata* STRADNER, 1961. 137
Choanoflagellate cyst of STRADNER & ALLRAM, 1981. 154

Relevant references on siliceous nannofossils originally described by Herbert STRADNER, alone or with colleagues:

BACHMANN (1970b), BACHMANN et al. (1963), HAJÓS (1975, with additional contribution from Herbert STRADNER), STRADNER (1956, 1961, 1971, 2002), STRADNER & BACHMANN (1978), STRADNER & ALLRAM (1981).

References

BACHMANN, A. (1967): II. Silicoflagellidae im Ida Diatomit. – In: ICHIKAWA, W., SHIMIZU, I. & BACHMANN, A.: Fossil Silicoflagellates and their associated uncertain forms in Iida Diatomite, Noto Peninsula, Central Japan. – Sc. Reports Kanazawa Univ., **12**/1, 143–172, Kanazawa. Online: http://hdl.handle.net/2297/33890 (accessed: 29.10.2014).

BACHMANN, A. (1970a): Silicoflagellaten aus dem oberösterreichischen Egerien (Oberoligozän). – Verh. Geol. B.-A., **1970**/2, 275–305, Wien.

BACHMANN, A. (1970b): Flagellata (Silicoflagellata). – Catalogus Fossilium Austriae, **1b**, 1–28, Wien (Springer).

BACHMANN, A. & ICHIKAWA, W. (1962): The silicoflagellides in the Wakura Beds, Nanao City, Prefecture Ishikawa, Japan. – Sc. Reports Kanazawa Univ., **8**/1, 161–175, Kanazawa.

BACHMANN, A. & PAPP, A. (1968): Vorkommen und Verbreitung der Silicoflagellaten im Neogen Österreichs. – In: SELLI, R. (Ed.): Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Proceedings of the fourth Session in Bologna, 19–30 September 1967: Part II Micropaleontology. – Giornale di Geologia, **35**/2, 117–126, Bologna.

BACHMANN, A., PAPP, A. & STRADNER, H. (1963): Mikropaläontologische Studien im „Badener Tegel" von Frättingsdorf N.Ö. – Mitt. Geol. Ges., **56**, 117–210, Wien.

BUKRY, D. & MONECHI, S. (1985): Late Cenozoic silicoflagellates from the Northwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86: Paleotemperature trends and texture classification. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **86**, 367–397, Texas.

DEFLANDRE, G. (1932a): *Archaeomonadaceae*, une famille nouvelle de Protistes fossiles marins a loge siliceuse. – Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, **194**, 1859–1861, Paris. (in French)

DEFLANDRE, G. (1932b): Note sur les Archaemonadacées. – Bulletin de la Société Botanique de France, **79**, 346–355, Paris. (in French)

DEFLANDRE, G. (1952): Classe des Silicoflagellidés (Silicoflagellata BORGERT, 1891). – In: GRASSÉ, P.P. (Ed.): Traité de Zoologie, **1**, Fasc. 1 (1952): Phylogénie. Protozoaires: généralités. Flagellés, 425–438, Paris. (in French)

EHRENBERG, C.G. (1837): Gesammtsitzung der Akademie. – Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **1837**, 57–61, Berlin.

EHRENBERG, C.G. (1844): Untersuchungen über die kleinsten Lebensformen im Quellenlande des Euphrats und Araxes, so wie über eine an neuen Formen sehr reiche marine Tripelbildung von den Bermuda-Inseln. – Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **9** (1844), 253–275, Berlin.

FRENGUELLI, J. (1940): Consideraciones sobre los Silicoflagelados fosiles. – Revista del Museo de La Plata, Sección Paleontología, Nov. Ser., **2**, 37–112, Buenos Aires. (in Spanish)

GLESER, S.L. (1966): Silicoflagellatophyceae. – In: GOLLERBACH, M.M. (Ed.): Flora plantarum cryptogamarum URSS [Flora of cryptogamic plants of the USSR], Vol. **7**, 1–331, Moskva–Leningrad (Nauka). (in Russian)

GUIRY, M.D. & GUIRY, G.M. (2013): AlgaeBase. – World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. Online: www.algaebase.org (accessed: 29.10.2014).

HAECKEL, E.H.P.A. (1887): Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–76. – In: THOMSON, C.W. & MURRAY, J. (Eds.): Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873–76 under the command of Captain George S. Nares and Captain Frank Tourle Thomson. – Zoology, **18**, i–viii, i–clxxxviii, 1–1803, Pls. 1–140, London–Edinburgh–Dublin.

HAJÓS, M. (1975, with additional contribution from Herbert STRADNER): Late Cretaceous Archaeomonadaceae, Diatomaceae, and Silicoflagellatae from the South Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, Site 275. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **29**, 913–1009, Texas.

HANNA, G.D. (1928): Silicoflagellata from the Cretaceous of California. – J. of Paleont., **1**, 259–263, Tulsa.

LEMMERMANN, E. (1901). Silicoflagellatae. – Ber. Deut. Botan. Ges., **19**, 247–271, Stuttgart.

LOEBLICH, A.R. III., LOEBLICH, L.R., TAPPAN, H. & LOEBLICH, A.R. JR. (1968): Annotated index of fossil and recent silicoflagellates and ebridians with descriptions and illustrations of validly proposed taxa. – Geol. Soc. Am. Mem., **106**, 1–308, Boulder.

LOCKER, S. (1975): *Dictyocha varia* sp. n., eine miozäne Silicoflagellaten-Art mit kompliziertem Variationsmodus. – Z. f. Geol. Wiss., **3**, 99–103, Berlin.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1986): Silicoflagellates and some sponge spicules from the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 90. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **90**, 887–924, Texas.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1989): Cenozoic Silicoflagellates, Ebridians, and Actiniscidians from the Vøring Plateau (ODP Leg 104). – Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **104**, 543–585, Texas.

MARCHANT, H.J. & MCELDOWNEY, A. (1986): Nanoplanktonic siliceous cysts from Antarctica are algae. – Marine Biology, **92**/1, 53–57, New York.

MCCARTNEY, K. (1988): Silico: A computer program for the three-dimensional measurement of silicoflagellate skeletons. – Computers & Geosciences, **14**/1, 99–111, Amsterdam.

MCNEILL, J., BARRIE, F.R, BRUCK, W.R., DEMOULIN, V., GREUTER, W., HAWKSWORTH, D.L., HERENDEEN, P.S., KNAPP, S., MARHOLD, K., PRADO, J., PRUD'HOMME VAN REINE, W.F., SMITH, G.F., WIERSEMA, J.H. & TURLAND, N.J. (Eds.) (2012): International Code of Nomenclature for algae, fungi, and plants (Melbourne Code) – Online: www.iapt-taxon.org/nomen/main.php?page=title.
(accessed: 10.11.2014).

PERCH-NIELSEN, K. (1975): Late Cretaceous to Pleistocene archaeomonads, ebridians, endosceletal dinoflagellate, and other siliceous microfossils from the sub-Antarctic southwest Pacific, DSDP, Leg 29. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **29**, 873–907, Texas.

PERCH-NIELSEN, K. (1978): Eocene to Pliocene archaeomonads, ebridians, and endoskeletal dinoflagellates from the Norwegian Sea, DSDP Leg 38. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **38-39-40-41 Supplement**, 147–175, Texas.

PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

RIAUX-GOBIN, C. & STUMM, K. (2006): Modern Archaeomonadaceae from the land-fast ice off Adélie Land. East Antarctica: a preliminary report. – Antarctic Science, **18**/1, 51–60, Cambridge.

ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Ed.): Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 3.–7. Mai 1999, Retz, 38–56, Geologische Bundesanstalt Wien.

RUPP, C. (2011): Vorlandmolasse (Autochthon und Allochthon). – In: RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Eds.): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Oberösterreich, 101–121, Geol. B.-A., Wien.

SILVER, M.W., MITCHELL, J.G. & RINGO, D.L. (1980): Siliceous Nanoplankton. II. Newly discovered cysts and abudant choanoflagellates from the Weddell Sea, Anartctica. – Marine Biology, **58**/3, 211–217, New York.

STRADNER, H. (1956): Über fossile Silicoflagelliden aus dem Tertiär Österreichs. – Diss. Inst. f. Paläont. Univ. Wien, 107 S., Wien.

STRADNER, H. (1961): Über fossile Silicoflagelliden und die Möglichkeit ihrer Verwendung in der Erdölstratigraphie. – Erdöl und Kohle, **14**/2, 87–92, Hamburg.

STRADNER, H. (1971): On the ultrastructure of Miocene Archaeomonadaceae (Phytoflagellates) from Limberg, Lower Austria. – In: FARINACCI, A. (Ed.). – Proceedings of the II Planktonic Conference Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, **2**, 1183–1198, Rome.

STRADNER, H. (1975): Ultrastructure of Upper Cretaceous siliceous microfossils from the Campbell Plateau, Site 275. In: HAJÓS, M. (1975, with additional contribution from Herbert STRADNER): Late Cretaceous Archaeomonadaceae, Diatomaceae, and Silicoflagellatae from the South Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, Site 275. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **29**, 913–1009, Texas.

STRADNER, H. (2002): Silicoflagellaten-Vorkommen im Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – Beitr. z. Paläont., **27**, 9–15, Wien.

STRADNER, H. & ALLRAM, F. (1981): Notes on an enigmatic siliceous cyst, Middle America Trench, Deep Sea Drilling Project Hole 490. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **66**, 641–642, Texas.

STRADNER, H. & BACHMANN, A. (1978): Late Pliocene and Early Pleistocene silicoflagellates and ebridians from DSDP Site 378 in the Aegean Basin, north of Crete. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **42**, Part 1, 805–815, Texas.

TSUMURA, K. (1959): Komentariita figuraro de Silikoflageluloj. – Bulletin of the Yokohama Municipal University, **11**/Natural Science **1**, 35–86, Yokohama. (in Japanese)

TSUMURA, K. (1963): A systematic study of silicoflagellateae. – Journal of the Yokohama Municipal University, C-45 (Series C, Natural Sciences), **146**, 1–84, Yokohama.

Plate 1

Scale bar of Fig. 3 also valid for Figs. 4, 5 and 7–10.

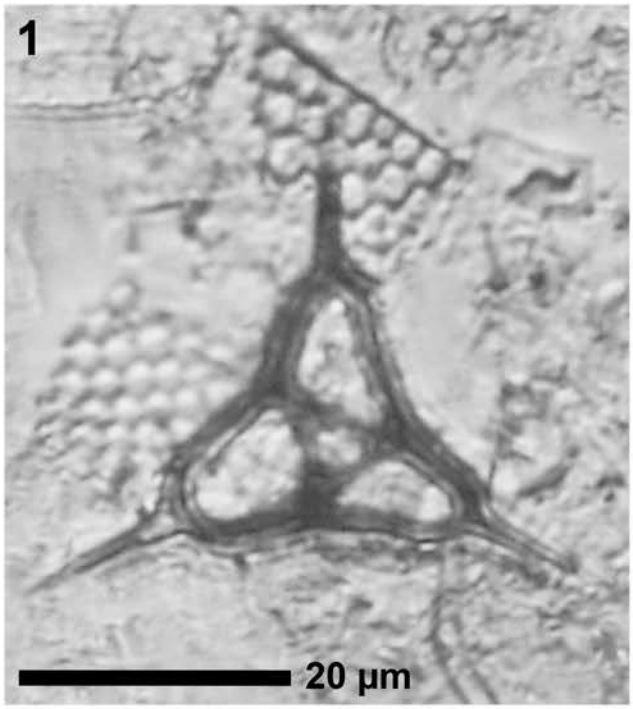
Fig. 1: *Corbisema triacantha* (EHRENBERG), apical view of specimen, Coll. No. GBA 1961/005/0001, STRADNER-Slide No. "Breitenaich 49", England Finder T45/3 (with hollow abapical tubes filled with air). Locality: Wallern an der Trattnach, Breitenaich, Upper Austria.

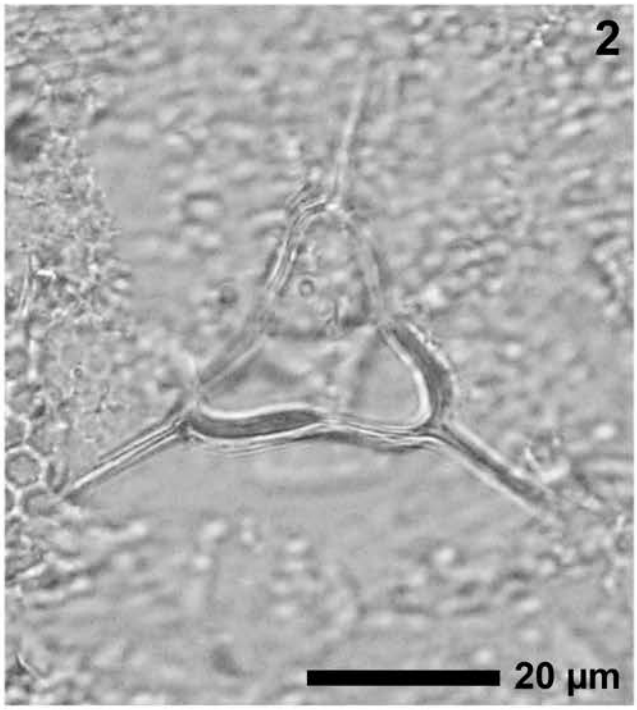
Fig. 2: *Corbisema triacantha* (EHRENBERG) var. *flexuosa* STRADNER, abapical view of specimen, Coll. No. GBA 1961/005/0001, STRADNER-Slide No. "Breitenaich 49", England Finder T45/3 showing the typical rotated arcs of the abapical ring. Locality: Wallern an der Trattnach, Breitenaich, Upper Austria.

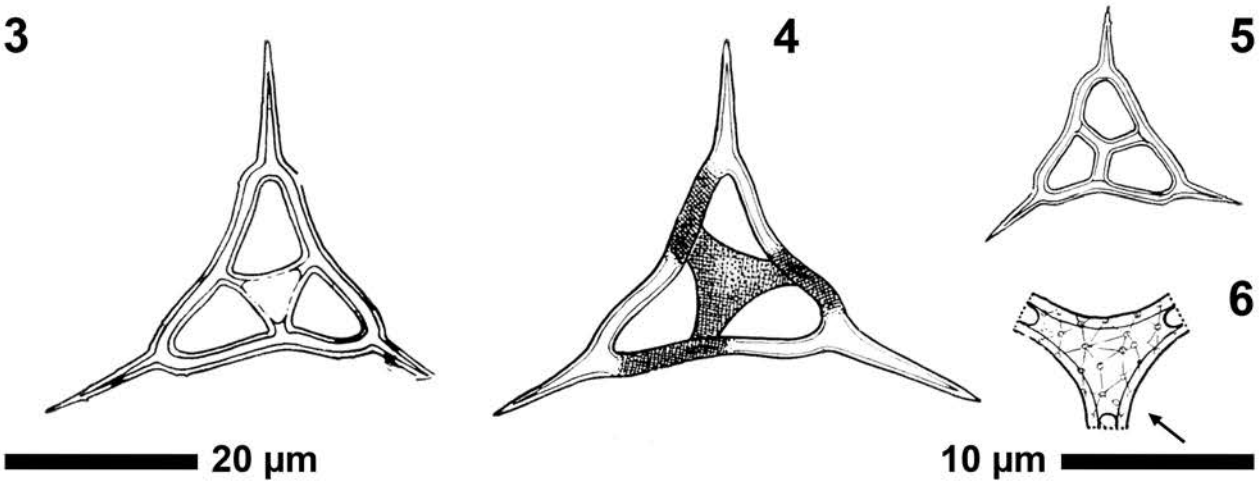
Figs. 3–10: *Corbisema triacantha* (EHRENBERG), line drawings from STRADNER (1961: Pl 1, Figs. 1–8) showing different abapical and apical views; Fig. 4 illustrates the rotation of the arcs (see also Fig. 2 of this plate and Text-Fig. 1).

Fig. 6: Surface ornamentation sometimes observable under the light microscope.

Figs. 7–8: Small specimen in plan and side view.


1
20 µm


2
20 µm


3
4
5
6
20 µm
10 µm

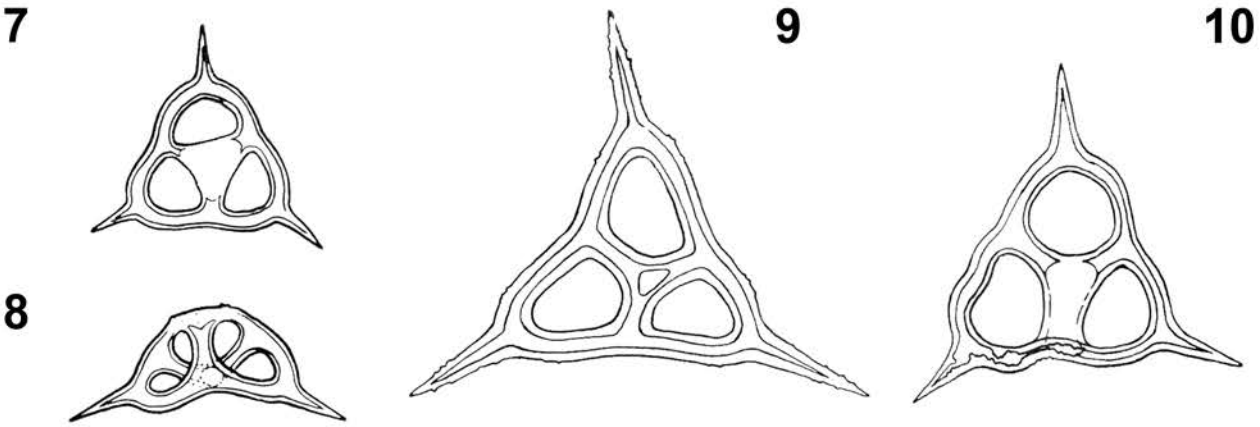

7
8
9
10

Plate 2

Fig. 1: *Dictyocha aegea* STRADNER & BACHMANN, 1978. Abapical view of holotype, Coll. No. GBA 1978/015/0001, STRADNER-Slide no. F, England Finder K57/O. Refigured (edited) from STRADNER & BACHMANN (1978: Pl. 1, Fig. 16).

Fig. 2: *Dictyocha aegea* STRADNER & BACHMANN, 1978. Apical view of paratype, Coll. No. GBA 1978/015/0003, STRADNER-Slide No. E/B, refigured (edited) from STRADNER & BACHMANN (1978: Pl. 1, Fig. 15).

Figs. 3–4: Scanning electron micrographs of a paratype in plan (Fig. 3) and side view (Fig. 4). Reproduced (edited), from STRADNER & BACHMANN (1978: Fig. 1).

Locality: Aegean Sea north of Crete, DSDP Site 378, DSDP Leg 42, Sample 378, Core 8, Site 1, 114–115 cm depth, Upper Pliocene, NN 16.

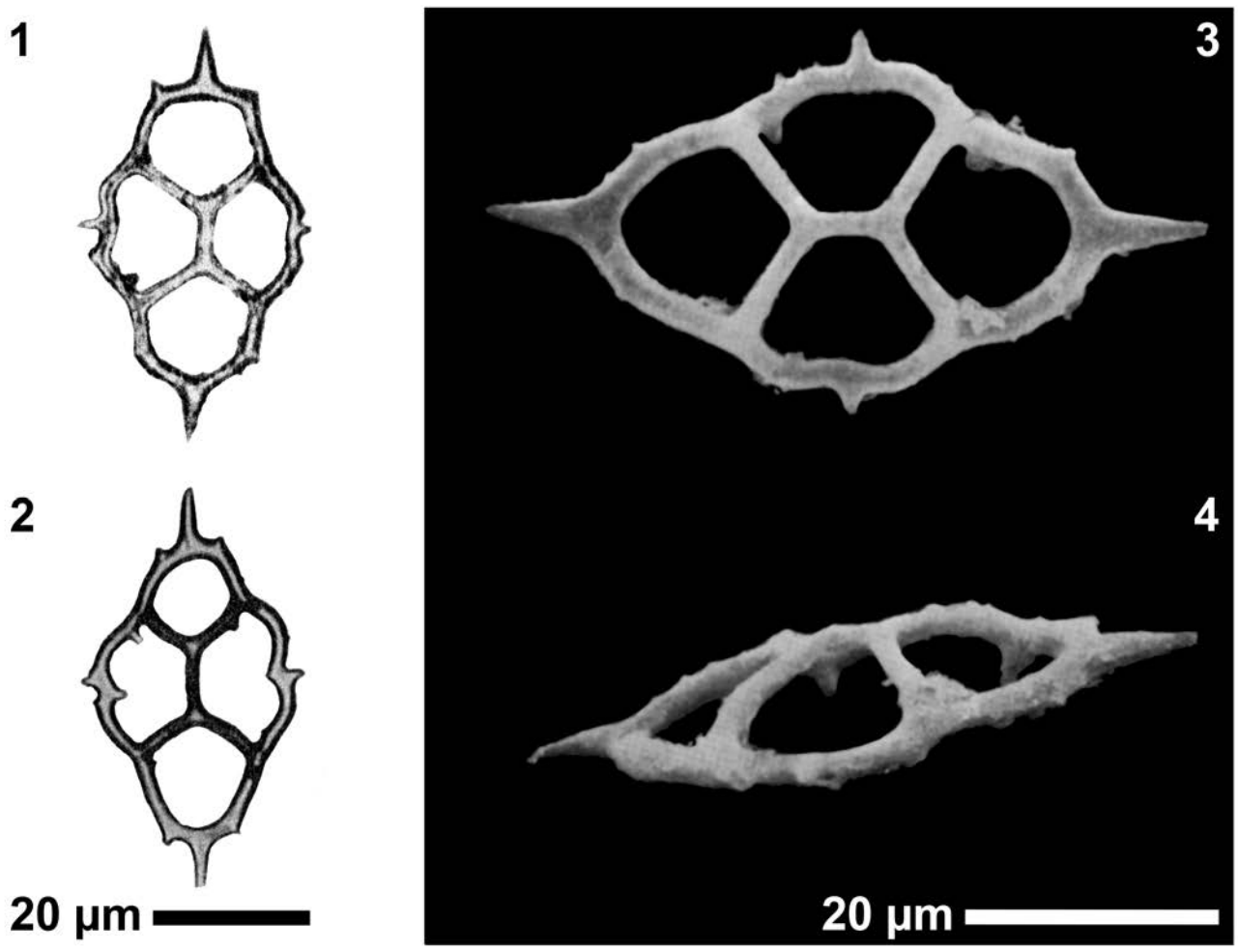

1
2
20 µm
3
4
20 µm

Plate 3

Fig. 1: *Dictyocha schauinslandii* LEMMERMANN. Line drawing of representative specimen in apical view (reproduced from STRADNER, 1961: Pl. 2, Fig. 60).

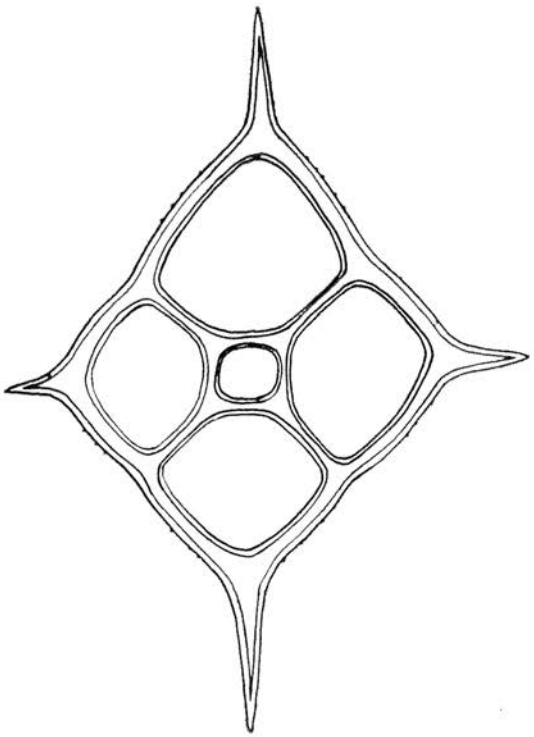
Figs. 2–5: Teratological (abnormal) forms.

Fig. 2: *Dictyocha schauinslandii* var. *rotundata* STRADNER, apical view, teratological form of *Dictyocha schauinslandii* in light microscope, Coll. No. GBA 1961/005/0006, STRADNER-Slide No. Li/6/A.

Figs. 3–5: Line drawings of teratological forms reproduced from STRADNER (1961: Pl. 2, Figs. 62, 65, 66). 3) abapical view; 4, 5) apical view.

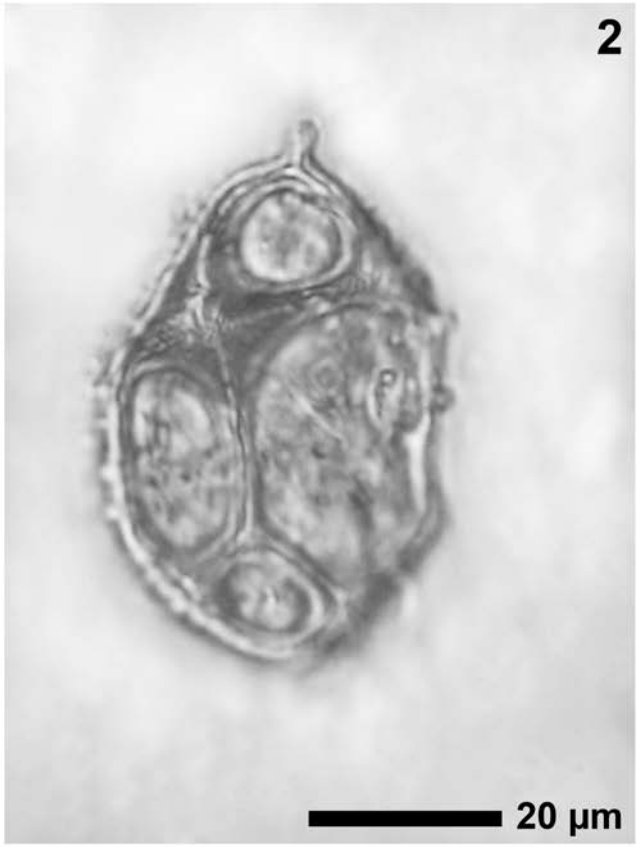
Locality: Kieselgur Quarry at Limberg, Lower Austria. Limberg Subformation of the Zellerndorf Formation, upper Lower Miocene.

1



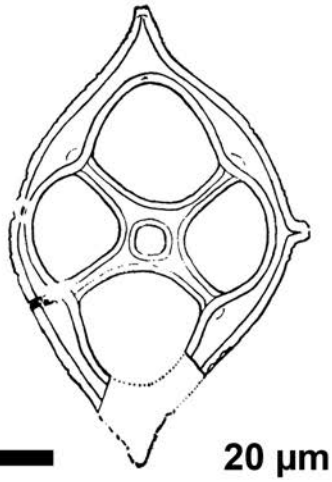
20 µm

2



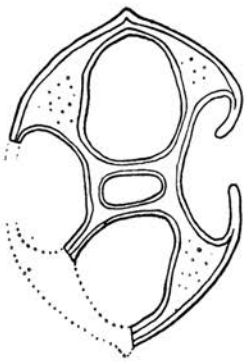
20 µm

3



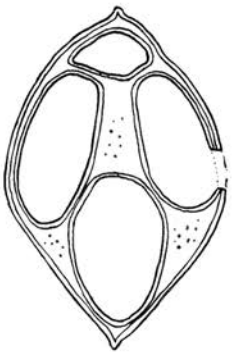
20 µm

4



20 µm

5



20 µm

Plate 4

Fig. 1: *Cannopilus picassoi* STRADNER, lateral view of specimen with short spines.

Fig. 2: *Cannopilus picassoi* STRADNER, lateral view of holotype, Coll. No. GBA 1961/005/003, STRADNER-Slide "Frättingsdorf Nr. 5", England Finder N35/2, with long and apical spines.

Fig. 3: *Cannopilus picassoi* STRADNER, detail view of spherical structure consisting of a grid of arcs surrounding hexagonal and rare pentagonal windows. Whether the white dots at the junctions of the arcs are knobs or just an optical phenomenon will have to be clarified.

Fig. 4: *Cannopilus picassoi* STRADNER, abapical view showing the pentagonal abapical ring with abapical spines.

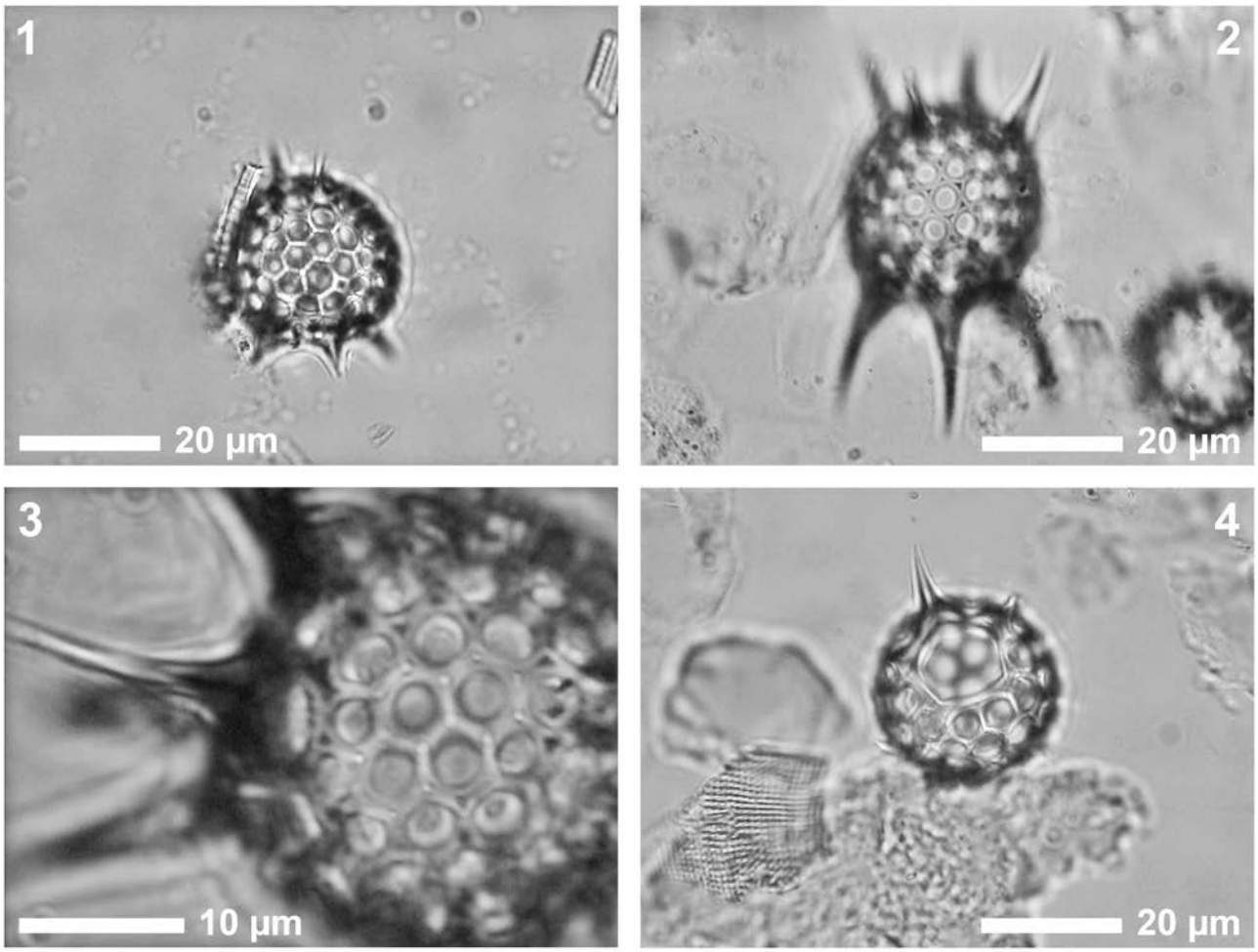
Figs. 5–8: *Cannopilus picassoi* STRADNER, original line drawings reproduced from STRADNER (1961: Pl. 3, Figs. 101–104).

Figs. 5–6: Side views.

Fig. 7: Apical view.

Fig. 8: Abapical view.

Type locality: Former brickyard at Frättingsdorf, Lower Austria. "Badener Tegel", Lanzhot Formation of the Waschberg Zone, Middle Miocene.


1
20 µm
2
20 µm
3
10 µm
4
20 µm

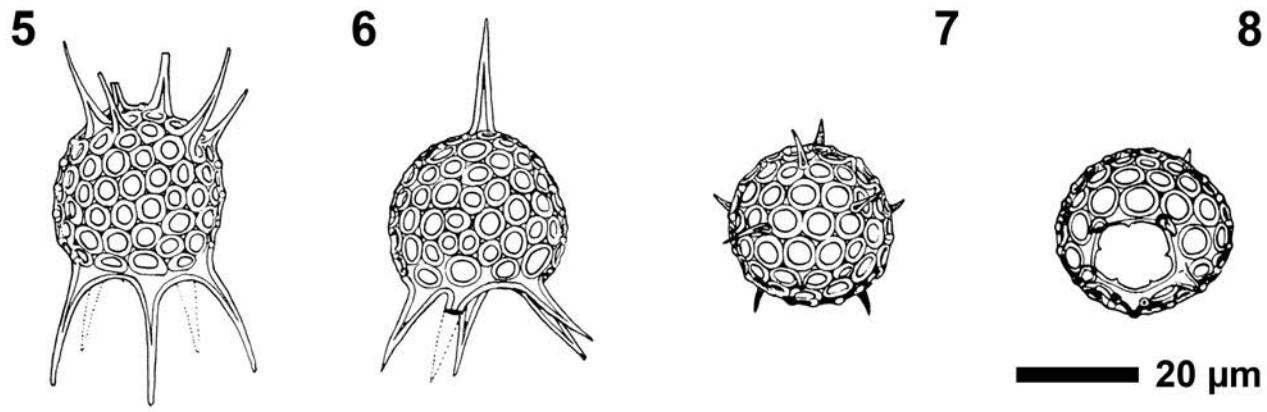

5
6
7
8
20 µm

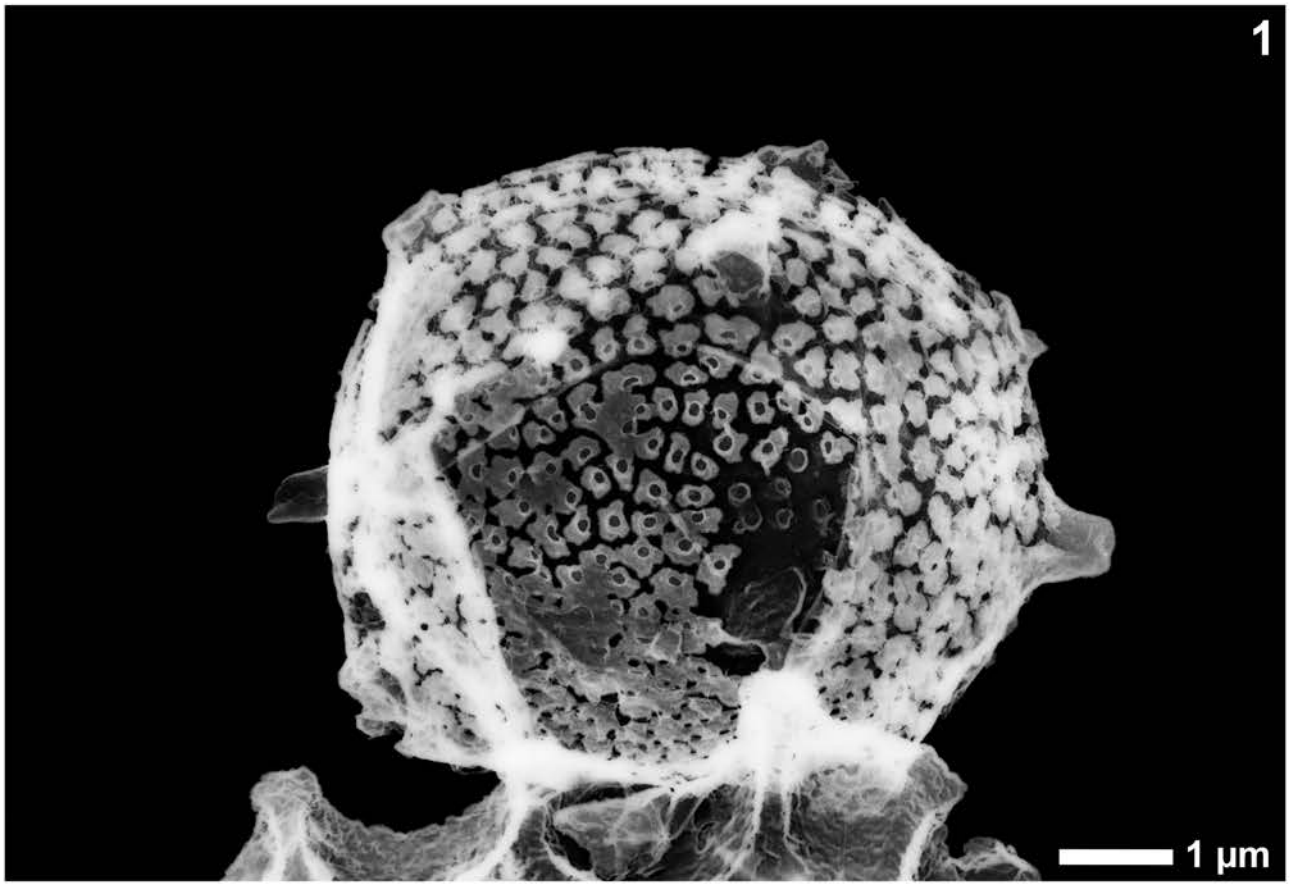
Plate 5

Fig. 1: *Artisphaeridium fragile* STRADNER. Holotype, reversed print as figured in HAJÓS (1975: Pl. 39, Fig. 4), Coll. No. GBA 1975/016/0001 (TEM Plates No. 5136 and 5137, stereo pair, Elmilab GBA).

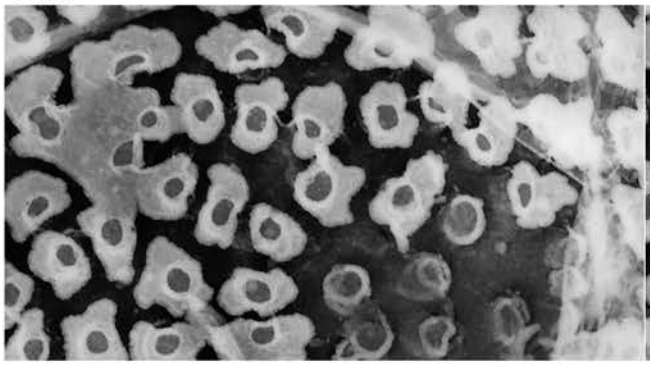
Figs. 2a, b: Stereo pair of *Artisphaeridium fragile* STRADNER, detail of Fig. 1 of this plate, carbon-coated cyst surface, length of single picture equivalent to 2.7 µm. Top view showing single and joined mushroom-shaped protrusions.

Figs. 3a, b: Stereo pair of *Artisphaeridium fragile* STRADNER, detail Fig. 1 of this plate, carbon-coated cyst surface, length of single picture equivalent to 2.7 µm. Side view showing mushroom-shaped protrusions.
(Stereo projections optimized for Zeiss Aerotopograph pocket stereoscope, interorbital distance = 5.6 cm).

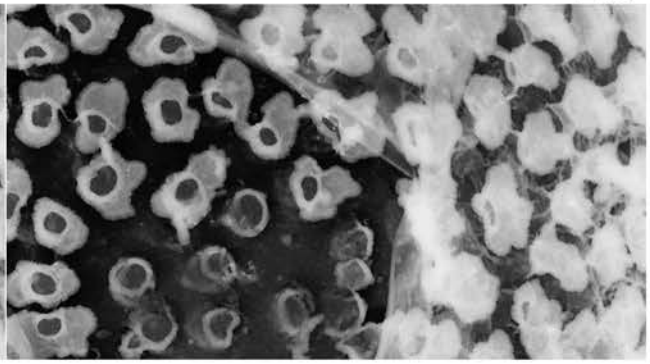
Locality: Pacific Ocean, DSDP Leg 29, Site 275, Lithologic Unit 1, sample 2-1, interval 130–132 cm.



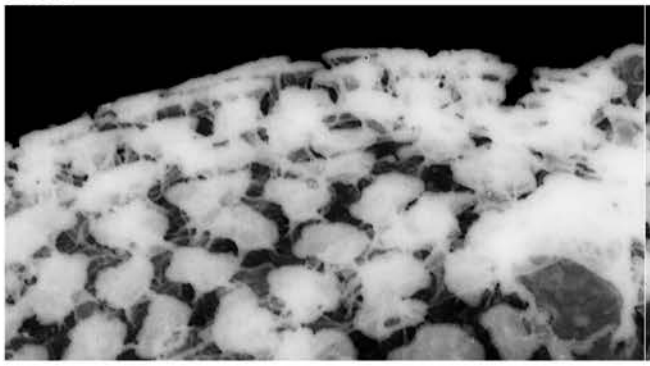
2a



2b



3a



3b

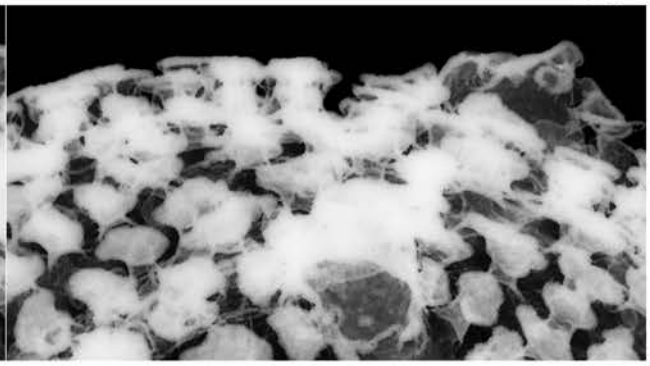


Plate 6

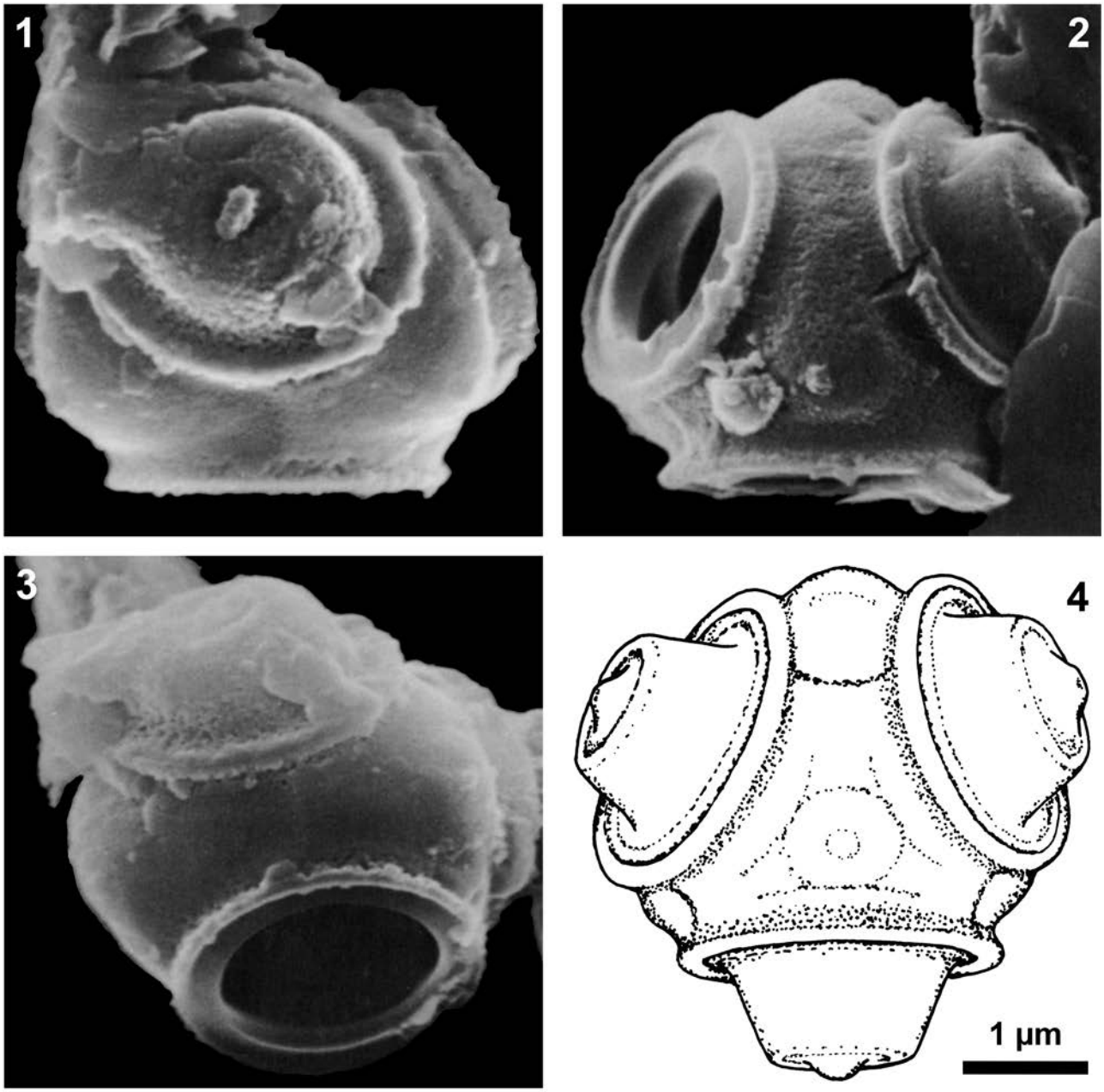
Enigmatic siliceous cyst (Choanoflagellate cyst) described and illustrated by STRADNER & ALLRAM (1981). GBA SEM-Film 15, Picture 19. Reproduced and modified from the original publication (STRADNER & ALLRAM, 1981: Pl. 1).

Fig. 1: Cyst with shield from above.

Fig. 2: Same specimen tilted to show flange surrounding a circular opening (escape window).

Fig. 3: Cyst showing framework of body plates, shield and flanges.

Fig. 4: Reconstruction of complete cyst.


1
2
3
4
1 µm

Appendix

Choanoflagellate cyst described and illustrated by Stradner & Allram, 1981

Pl. 6, Figs. 1–4

Reference Material: GBA SEM-Film 15, Picture 19.

Original description (Stradner & Allram, 1981: 641): "The siliceous cyst is a hollow 'spheroid' showing tetrahedral symmetry and consisting of four hexagonal, curved body plates that support four subcircular flanges enclosing a large opening. Fitting into these flanges are four domed, hat-shaped plates (or shields) that seal the four subcircular openings of the cyst and can be thrown off upon evacuation of the living contents of the cyst. The four body plates are connected by the shorter flanks of their hexagonal outline. The alternating longer flanks seem to contribute to the construction of the flanges. Each flat flange has an elevated rim, as if to keep the shield from sliding off. The shields, which fit snugly into the flanges, have reinforced rims, conical walls, and flattened tops decorated by small central knobs. Also, the hexangular body plates have flat humps with a tiny knob in the center. Dimensions are 4 to 5 µm in diameter."

Occurrence: First SEM documentation of an enigmatic siliceous cyst found in cores of the Eastern Pacific, Middle American Trench, DSDP Leg 66, Hole 490, Sample 490-1-4, 25–26 cm, Zone NN20, Quarternary. Autochthony possible but not certain (Stradner & Allram, 1981: 641).

Comments: They are probably cysts of acanthoecacean choanoflagellates (cf. Silver et al., 1980). According to Marchant & McEldowney (1986) who studied the cell contents of living choanoflagellates from Antarctica, such cysts are formed by cells containing chloroplasts and, therefore, can be assigned to autotrophic planctonic flagellates. It is noteworthy that many morphologic details had already been described and illustrated by Stradner & Allram (1981), that are the four body plates and the sutures between them.

Received: 2. September 2014, Accepted: 11. September 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 155–163 | Wien, Dezember 2014

On the Cretaceous genus *Nefophyllia* WELLS, 1937 (pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889)

ROSEMARIE C. BARON-SZABO*

2 Text-Figures, 1 Table, 1 Plate

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 94 Hallein

Upper Cretaceous
Europe
Gosau Group (Austria)
Taxonomy
Morphology
Scleractinia

Contents

Zusammenfassung . . . 155
Abstract . . . 155
Introduction . . . 156
Material . . . 156
Stratigraphical and geographical ranges of *Nefophyllia* . . . 156
Material questionably belonging to *Nefophyllia* and excluded here . . . 156
Paleoenvironment of *Nefophyllia* . . . 156
Systematic Paleontology . . . 157
  Order Scleractinia BOURNE, 1900 . . . 157
  Suborder Faviina VAUGHAN & WELLS, 1943 . . . 157
  Family Meandrinidae GRAY, 1847 (=Family Dendrogyridae ALLOITEAU, 1952 p.p.) . . . 157
  Subfamily Meandrininae VAUGHAN & WELLS, 1943 (=Family Phyllosmiliidae LÖSER, 2012; =Family Phyllosmiliidae LÖSER, 2013, non LÖSER, 2012) . . . 157
Genus *Nefophyllia* WELLS, 1937 (pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889 [ex DE FROMENTEL, 1873) . . . 157
  Species of *Nefophyllia* WELLS, 1937 . . . 158
Remarks on *Platysmilia* TOULA, 1889, vs. *Platysmilia* FELIX, 1899 (ex DE FROMENTEL, 1873) . . . 160
Acknowledgements . . . 160
References . . . 160
Plates . . . 162

Die kretazische Gattung *Nefophyllia* WELLS, 1937 (pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889)

Zusammenfassung

Die scleractine Gattung *Nefophyllia* WELLS wird auf der Grundlage des Studiums von Original- und Typusmaterial sowie der Einbeziehung von Originaldokumentationen revidiert. Vertreter dieser Gattung wurden von Sedimenten der Oberkreide von Mitteleuropa (besonders von der Österreichischen Gosau-Gruppe) sowie von Süd- und Südosteuropa beschrieben und gehören zu den Arten: *N. angusta* (REUSS, 1854), *N. inaequalis* (DE FROMENTEL, 1873), *N. martiniana* (D'ORBIGNY, 1850), and *N. multicincta* (REUSS, 1854). Neues Material, welches zur Typusart von *Nefophyllia* (*N. angusta*) gehört, wird vom Campanium von Nordspanien (Torallola, Lerida) beschrieben.

Abstract

The scleractinian genus *Nefophyllia* WELLS is revised on the basis of the study of type and original material as well as original descriptions. Representatives of this genus have been known from Upper Cretaceous sediments of central Europe (especially the Austrian Gosau Group), as well as from southern and southeastern European localities, and include the species: *N. angusta* (REUSS, 1854), *N. inaequalis* (DE FROMENTEL, 1873), *N. martiniana* (D'ORBIGNY, 1850), and *N. multicincta* (REUSS, 1854). New material belonging to the type species of *Nefophyllia* (*N. angusta*) is described from the Campanian of northern Spain (Torallola, Lerida).

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

Introduction

The genus *Nefophyllia* WELLS, 1937, represents a poorly known taxon which has been recorded from a small number of Upper Cretaceous localities of Europe. It has mainly been found in sediments of the Gosau Group (Austria) (e.g., REUSS, 1854; FELIX, 1903; OPPENHEIM, 1930; BEAUVAIS, 1982; BARON-SZABO, 2014), and also in a very small number of outcrops in, e.g., France (ALLOITEAU, 1957; BEAUVAIS, 1982) and Spain (BATALLER, 1937, 1949). Representatives of *Nefophyllia* have been confounded with branching scleractinians that have corallites which are circular to flabellate in outline (e.g., *Calamophyllia* [*sensu* VAUGHAN & WELLS, 1943] and *Rhabdophyllia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1851), or have been grouped with colonial taxa that form a single flabellate corallite series (*Placosmilia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848b), or have even been assigned to solitary forms that have a compressed corallite outline (*Trochosmilia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848a). In addition, specimens that are now considered to belong to *Nefophyllia* were assigned to the genus *Stenosmilia* DE FROMENTEL, 1870, the latter of which, however, is invalid as it represents a *nomen nullum* (objective junior synonym of *Barysmilia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848b).

The purpose of this paper is to give an overview of the geographic and stratigraphic distribution of the genus *Nefophyllia*, provide discussions on taxonomic and nomenclatural issues concerning both this genus and related groups, and to illustrate unpublished material belonging to *Nefophyllia*.

Material

The material used in this work includes specimens from:

GBA	Geologische Bundesanstalt Wien, Österreich (Geological Survey, Vienna, Austria).
MB	Museum für Naturkunde Berlin, Deutschland (Natural History Museum Berlin, Germany).
NHMW	Naturhistorisches Museum Wien, Österreich (Natural History Museum Vienna, Austria).

Stratigraphical and geographical ranges of *Nefophyllia*

The genus *Nefophyllia* represents a very rare taxon. Species assigned to the genus *Nefophyllia* have, so far, been described only from Upper Cretaceous localities of Europe (see below under chapter "*Material questionably belonging to Nefophyllia and excluded here*" for reasons excluding the specimens described from the Cenomanian of Egypt and the Upper Albian of England). They have been reported from a rather small number of areas across central, southern, and southeastern Europe. Most of these records are from sediments of all stratigraphic ranges of the Gosau Group (Austria) from the Upper Turonian to the Lower Campanian (e.g., BARON-SZABO, 2014). Information regarding stratigraphical and geographical occurrences of *Nefophyllia* species was obtained from the following references:

Austria (Upper Turonian–Lower Campanian; Gosau Group): BARON-SZABO (2014; see for detailed list of Austrian occurrences); BEAUVAIS (1982); FELIX (1903); OPPENHEIM (1930); REUSS (1854).

Bulgaria (Campanian; Breznik and Yambol areas): CHESHMEDZHIEVA (1995).

Croatia (Upper Cretaceous; northern Croatia): KOCH (1918).

France (Turonian–Santonian; Depts. of Aude, Bouches-du-Rhône, and Var): ALLOITEAU (1957); BEAUVAIS (1982); DE FROMENTEL (1867, 1873).

Romania (Senonian; Bihor region): ŞURARU (1961); TODORITA-MIHAILESCU (1968).

Spain (Santonian–Maastrichtian; northern Spain, Navarre and Lerida areas): BATALLER (1937, 1949); new material from the Campanian of northern Spain (Torallola, Lerida) (this paper; for stratigraphy and locality data see BARON-SZABO, 1998).

Serbia (Coniacian; western Serbia): PAŠIČ (1957); TURNŠEK (1992).

Material questionably belonging to *Nefophyllia* and excluded here

Czech Republic (Upper Cenomanian; Bohemian region): ELIÁŠOVÁ (1997: 64, presented as *Nefophyllia* [?] sp.; fragment of a meandrinid form, in which the type of corallite integration [solitary or colonial] is unclear).

Egypt (Cenomanian; Galala Formation at Khashm El Tarif): ABDEL-GAWAD & GAMEIL (1995: 19, presented as *Nefophyllia angusta*; material differs from *Nefophyllia* in forming solitary coralla which lack both a lamellar columella and epithecal wall, and have (?porous) septa with smooth lateral faces).

England (Upper Albian; Exeter, Haldon Hill): DOWNES (1882: 91), listed as the taxon *Trochosmilia varians* REUSS, 1854, which was believed to be a solitary coral; no description or illustration given; taxonomic position unclear. This occurrence has only been listed by later authors, but its taxonomic assignment has not been confirmed by them.

Greece (Santonian–Campanian, Edessa area): ABDEL-GAWAD & GAMEIL (1995: 19, presented as *Nefophyllia* sp.; differs from *Nefophyllia* in having a sparsely developed endotheca, lacking a columella, and apparently representing a solitary coral).

Hungary (Upper Cretaceous, Ajka area): KOLOSVÁRY (1954: 72, presented as *Platysmilia multicincta*; material unrecognizable, assignment was already questioned by BEAUVAIS [1982, vol. I: 233]).

Paleoenvironment of *Nefophyllia*

Representatives of the genus *Nefophyllia* occurred in shallow-water to subtidal environments. They have been reported from non-reefal areas like calcareous sandstones of the shoreface (e.g., Campanian of Bulgaria, see CHESHMEDZHIEVA, 1995), and siliciclastic and carbonate sediments of a variety of shallow-water, lagoonal, and subtidal environments, in which corals lived in non-reefal associations or formed small bioherms (e.g., Campanian of northern Spain, see BARON-SZABO, 1998 [new material

presented here]; and Upper Turonian–Lower Campanian sediments of the Gosau Group; see lithological and environmental descriptions in PILLER et al., 2004).

Systematic Paleontology

Order Scleractinia BOURNE, 1900
Suborder Faviina VAUGHAN & WELLS, 1943

Family Meandrinidae GRAY, 1847

(=Family Dendrogyridae ALLOITEAU, 1952 p.p.)

Diagnosis: Solitary and colonial. Budding mainly intracalicular. Polyp integration meandroid, phaceloid, flabello-meandroid, plocoid. Wall mostly septothecal and paraseptothecal, costate. Septa formed by one or more fan systems of simple trabeculae, often forming distinct median lines. Septal margins minutely dentate, septal flanks smooth or have scattered spinose granulation. Extensive thickening deposits on septa possible. Columella lamellar, variably trabecular, or absent. No pali or paliform structures. Endothecal dissepiments well-developed. Exothecal dissepiments in some forms, solid or vesicular.

Remarks: According to VAUGHAN & WELLS (1943: 188) and WELLS (1956: F415), the family Meandrinidae GRAY contains the subfamilies Meandrininae GRAY, 1847 and Dichocoeniinae VAUGHAN & WELLS, 1943. Later, ALLOITEAU (1952: 636ff.) revised the meandrinid-group by transferring some subfamilies from other families to this group and also creating new subfamilies. Of these taxa, only the subfamilies Meandrininae GRAY, 1847, Dichocoeniinae VAUGHAN & WELLS, 1943, and Euphyllinae ALLOITEAU, 1952, are considered as belonging to the family Meandrinidae. Their main differences are due to the presence or absence of corallite integration (only colonial coralla having meandroid corallite integration included in Dichocoeniinae; solitary and colonial taxa are included in the Meandrininae and Euphyllinae); the presence of a coenosteum separating the corallites (heavy coenosteum present in Dichonoeniinae; coenosteum generally absent in the Meandrininae and Euphyllinae); and the absence or presence of columellar structures (columella well-developed, often lamellar, in the Meandrininae and Dichonoeniinae; absent or rudimentary parietal in Euphyllinae).

Subfamily Meandrininae GRAY, 1847

(=Subfamily Meandrininae VAUGHAN & WELLS, 1943 [ex Meandrinidae GRAY, 1847]; Family Meandriidae ALLOITEAU, 1952; =Family Phyllosmiliidae LÖSER, 2012 [ex Phyllosmiliaceae FELIX, 1903]; =Family Phyllosmiliidae LÖSER, 2013 [ex Phyllosmilioida DUNCAN, 1884], non LÖSER, 2012)

Diagnosis: Solitary and colonial. Colony formation mainly intracalicular (often polystomodaeal intramural) budding. Colonies pedunculated or free. Walls septothecal and solid, or parathecal, covered with beaded costae, rarely epithecate. Septa laminar, composed of one fan system of simple, very small trabeculae; upper margins minutely dentate. Lateral septal faces smooth or finely granulated. Columella lamellar or trabecular. Endotheca thin and vesicular. Exotheca developed in some genera.

Remarks: FELIX (e.g., 1885, 1903, 1914, 1925, 1927, 1929) commonly used names with the suffix -ceae in his works. But, without any exception, he solely used these terms in the sense of genus-groups. This is clearly indicated by the fact that he, throughout his works, recognized the subfamily level (e.g., Eusmiliinae, Funginae, Turbinolinae) but regarding the names with the suffix -ceae he also listed them directly below families without additionally providing a subfamily assignment. Therefore, in elevating FELIX' genus-group Phyllosmiliaceae to the family level, LÖSER (2012: 544) created the family Phyllosmiliidae LÖSER, 2012.

DUNCAN (1884) published a revision of scleractinian families and genera in which he used the taxonomic level of 'alliances', combining sets of genera (e.g., Phyllosmilioida DUNCAN). For several families, e.g., Oculinidae, Anabaciidae, Poritidae, DUNCAN did not divide the family into subfamilies but still used the term alliance for groups of genera, clearly indicating that the alliances were created in the sense of genus-groups and not family-groups. Therefore, the statement in LÖSER et al. (2010: 320) that DUNCAN'S alliances corresponded to the family-level of tribus according to today's taxonomic concept, is incorrect. This is supported by the fact that in Treatise works like, e.g., VAUGHAN & WELLS (1943: 6), DUNCAN'S work was discussed in detail but, nevertheless, DUNCAN'S alliances were considered as genus-groups. In all of the subsequently published Treatise works (e.g., ALLOITEAU, 1952, 1957; WELLS, 1956) as well as in all of the volumes of the Fossilium Catalogus by FELIX (1914, 1925, 1927, 1929), these groups were referred to as genus-groups. Furthermore, the ICZN article 30.1.4.4. clearly identifies taxonomic names ending in -oida (=modified ending from -oides, see article ICZN 30.2.4 for female ending in -a, referring to -oides) as a (compound) genus-group name. Therefore, in elevating DUNCAN'S genus-group Phyllosmilioida to the rank of family, LÖSER (2013: 26) created the family Phyllosmiliidae LÖSER, 2013, thus representing both an objective junior homonym and an objective junior synonym of the family Phyllosmiliidae LÖSER, 2012.

Genus *Nefophyllia* WELLS, 1937

(pro *Platysmilia* FELIX, 1899, non TOULA, 1889 [ex DE FROMENTEL, 1873])
Table 1

Type species: *Placosmilia angusta* REUSS, 1854, Upper Santonian of Austria (Gosau Group at Neffgraben) (lectotype designation by inference, BEAUVAIS, 1982, vol. I: 231).

Remarks. Descriptions combined with photographic illustrations of material belonging to the type species of *Nefophyllia* (*N. angusta*) were provided by ŞURARU (1961: 656, Pl. 1, Figs. 4–7), TODORITA-MIHAILESCU (1968: 32, Pl. 3, Figs. 2–5, 6), BEAUVAIS (1982, vol. I: 231–233, Pl. 19, Figs. 10a–b), CHESHMEDZHIEVA (1995: 52–53, Pl. 10, Figs. 3–4), and BARON-SZABO (2014: 40, Pl. 36, Figs. 3–8).

Diagnosis: Colonial, phaceloid to subdendroid. Budding intra- but mainly extracalicular. Corallites subcircular to oval-subflabellate in outline. Costosepta compact, arranged radially and bilaterally, finely but often sparsely granulated laterally. Axial ends of septa are generally cuneiform but tend to be claviform in septa which reach

species of *Nefophyllia*	height of branches (mm)	greater corallite diameter (mm)	smaller corallite diameter (mm)	number of septa per corallite	density of septa/mm	septal arrangement
angusta (REUSS, 1854)	up to 45	8–21	6–17	96	24–26/10	cycles in 6 or 12 systems; 4–5 irregular size orders
inaequalis (DE FROMENTEL, 1873)	up to 21	5–9	3.5	96	30–40/10	3–4 size orders
martiniana (D'ORBIGNY, 1850)	up to 40	5–7	---	40–48	20/10	septal subequal, in ?6 systems
multicincta (REUSS, 1854)	up to 55	8–30	4–13	28–ca. 80	10–18/10	cycles in 6 or 12 systems; 4–5 irregular size orders

Tab. 1.
Comparison of the dimensions of the skeletal elements of the species assigned to *Nefophyllia*.

corallite center. Septa are straight or extremely wavy. Columella lamellar (formed by a single continuous lamella) or irregularly trabecular, made of discontinuous lamellar segments and spongy portions. Endothecal dissepiments thin and vesicular, abundant; might form an incomplete stereozone in some corallites. Wall septothecal (septoparathecal during re-juvenation processes possible). Epithecal wall present, generally incomplete.

Remarks: One of the most striking features of *Nefophyllia* is the highly variable development of its septal apparatus: in the same specimen, septa can be arranged in size orders and in varying systems. In addition, in different parts of the same colony, septa can be straight in one corallite and very wavy to jagged in another (see e.g., BARON-SZABO, 2014: Pl. 36, Figs. 4 and 7).

Affinities: Similar to *Aulosmilia* ALLOITEAU, 1952, but has different wall structures and forms branching colonies (*Aulosmilia* is solitary and has septothecal-septoparathecal walls).

Species of Nefophyllia Wells, 1937

Specimens belonging to *Nefophyllia* are assigned to the species: *N. angusta* (REUSS, 1854), *N. inaequalis* (DE FROMENTEL, 1873), *N. martiniana* (D'ORBIGNY, 1850), and *N. multicincta* (REUSS, 1854) (Table 1). Main occurrences of the species of this genus include Upper Turonian–Upper Campanian localities of Austria (Gosau Group), Turonian–Santonian sediments of France, and Santonian–Campanian localities of Spain. To a lesser extent, species of *Nefophyllia* have been reported from Upper Cretaceous localities of, e.g., Bulgaria, Croatia, and Romania.

N. angusta (REUSS, 1854) Pl. 1, Figs. 1–11
(**Placosmilia angusta* REUSS, 1854: 84, Pl. 5, Figs. 6 and 8 [non Fig. 7]; =*Trochosmilia patula* MICHELIN in DE FROMENTEL, 1867: 259; =*Rhabdophyllia nutrix* DE FROMENTEL, 1873: 392) (see BEAUVAIS [1982, vol. I: 231] for older synonyms).

Dimensions of skeletal elements: Height of branches: up to around 45 mm, often ranging between 25–45 mm; greater diameter of corallites: 8–21 mm; smaller diameter of corallites: 6–17 mm; number of septa: 96; septal density: 24–26/10 mm. Septa are arranged in cycles in 6 or 12 systems, or they are developed in 4 to 5 irregular size orders. Septa are straight or wavy. Axial ends of septa that reach the corallite center are generally claviform; a small number of them is cuneiform.

Description of new material: Specimens represent individual limbs of branching colonies; limbs are up to around 30 mm in height. Corallites are subcircular to oval in outline and have the dimensions of greater corallite diameter: 19–21 mm; smaller corallite diameter: 13–17 mm; number of septa: 96+s, which appear to be arranged in 4–5 cycles in 12 irregular systems.

Distribution: Upper Turonian–Lower Campanian of Austria (Gosau Group), Senonian of Romania, Santonian of France (Aude, Bouches-du-Rhône), Santonian of northern Spain (Montsec region), Campanian of northern Spain (Torallola, Lerida, new, this paper), and Bulgaria (Breznik).

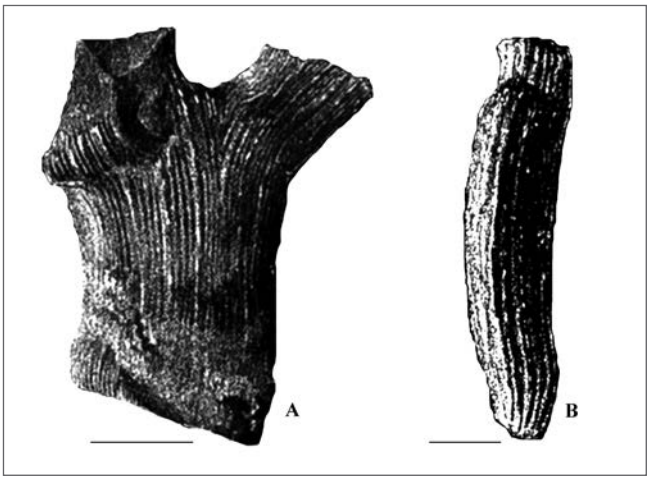
N. inaequalis (DE FROMENTEL, 1873) Text-Fig. 1A
(**Rhabdophyllia inaequalis* DE FROMENTEL, 1873: 394, Pl. 86, Figs. 4–4c).

Dimensions of skeletal elements: Height of branches: up to around 21 mm, often ranging between 12–15 mm; greater diameter of corallites: 5–9 mm; smaller diameter of corallites: 3.5 mm; number of septa: 96; septal density: 30–40/10 mm. Septa are arranged in 3 to 4 size orders (dimensions of skeletal elements based on original descriptions and measurements given in DE FROMENTEL, 1873: 394, Pl. 86, Figs. 4–4c, and ALLOITEAU, 1957: 181, Fig. 136).

Distribution: Santonian of France (Var), Campanian of Bulgaria (Yambol).

N. martiniana (D'ORBIGNY, 1850) Text-Fig. 1B
(**Calamophyllia martiniana* D'ORBIGNY, 1850, vol. 2: 204; =*Rhabdophyllia ornata* DE FROMENTEL, 1873: 395).

Dimensions of skeletal elements: Height of branches: up to around 40 mm, often ranging between 25–40 mm; diameter of corallites: 5–7 mm; number of septa: 40–48; septal density: around 20/10 mm. Septa thin, subequal (dimensions of skeletal elements based on original descriptions and measurements given in DE FROMENTEL, 1873, and ALLOITEAU, 1957).



Text-Fig. 1.
A: Sketch of *Nefophyllia inaequalis* (DE FROMENTEL, 1873), based on the illustration in DE FROMENTEL (1873: Pl. 86, Fig. 4a), contrast inverted; upper surface of colony, lateral view; Santonian of France (Var); scale bar: 5 mm. **B**: Sketch of *Nefophyllia martiniana* (D'ORBIGNY, 1850), based on the illustration in DE FROMENTEL (1873: Pl. 91, Fig. 3), contrast inverted; upper surface of corallum, lateral view; Turonian of France (Bouches-du-Rhône); scale bar: 5 mm.

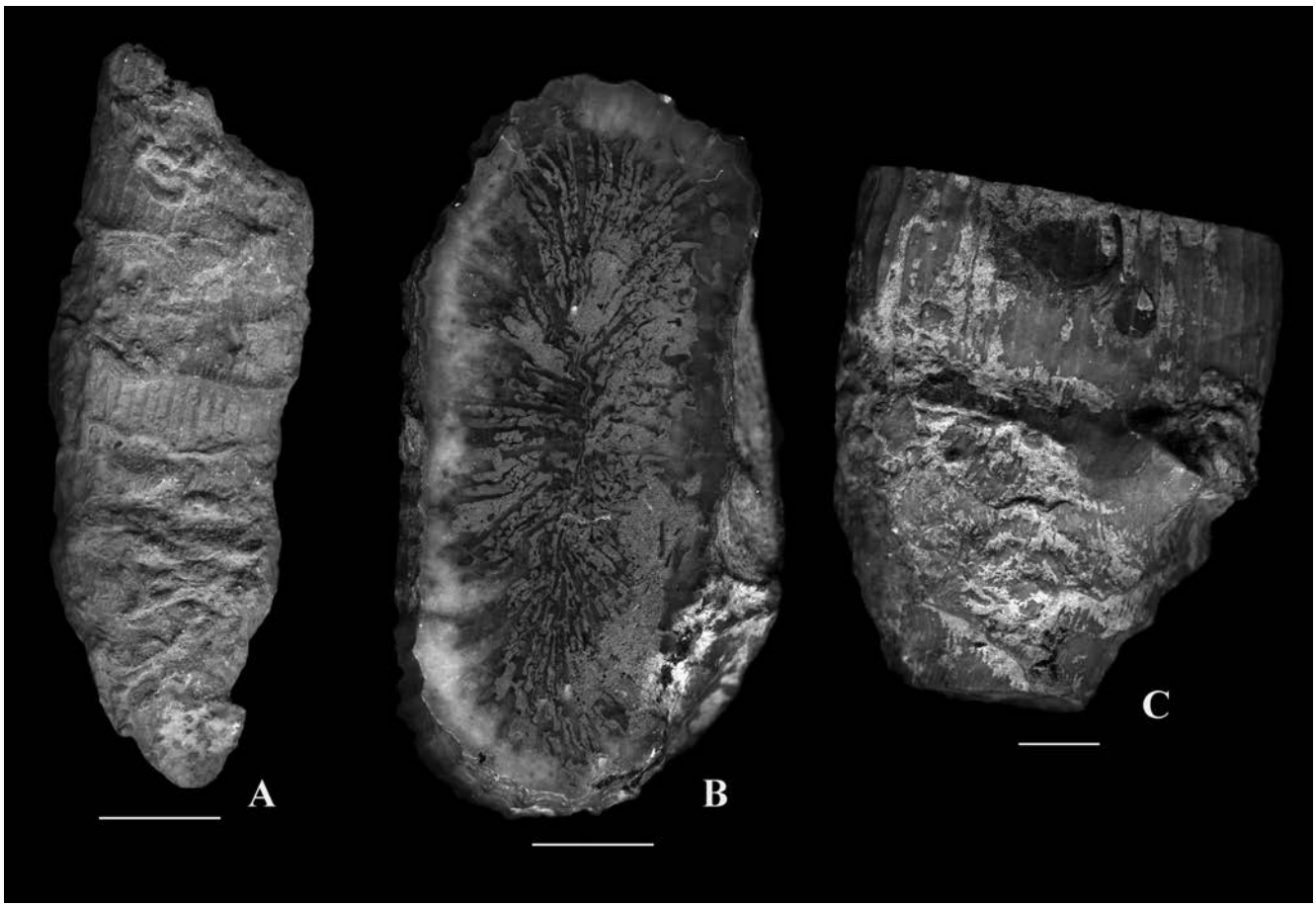
Remarks: In having 12–16 septa and corallite diameters of up to 2 mm, the specimen described as *Rhabdophyllia ornata* DE FROMENTEL by PREVER (1909: 78) from the Aptian of Italy differs from DE FROMENTEL'S species *ornata* (here interpreted as a junior synonym of *N. martiniana*). Because in addition, and according to PREVER himself, the specimen is unrecognizably preserved and cannot be assigned to a genus, it is excluded here.

Distribution: Turonian and Santonian of France (Bouches-du-Rhône), Campanian–Maastrichtian of northern Spain.

N. multicincta (REUSS, 1854) Text-Figs. 2A–C
(**Calamophyllia multicincta* REUSS, 1854: 105, Pl. 6, Figs. 12–13; =*Trochosmilia varians* REUSS, 1854: 88; = ?*Acrosmilia cylindrus* REIG ORIOL, 1997: 30, Pl. 4, Figs. 6–7) (see BEAUVAIS [1982, vol. I: 233] for older synonyms).

Dimensions of skeletal elements: Height of branches: up to around 55 mm, often ranging between 8–32 mm; greater diameter of corallites: 8–30 mm; smaller diameter of corallites: 4–15 mm; number of septa: 28 to around 80; septal density: 10–18/10 mm. Septa are arranged in cycles in 6 or 12 systems, or they are developed in 4 to 5 irregular size orders.

Distribution: Upper Cretaceous of northern Croatia, Upper Turonian–Lower Campanian of Austria (Gosau Group), Coniacian of western Serbia, Senonian of Romania, Santonian–Campanian of northern Spain.



Text-Fig. 2.
Nefophyllia multicincta (REUSS, 1854). **A**: NHMW 1864/0040/1298, paratype, originally figured in FELIX (1903: Pl. 20, Fig. 5), upper surface, lateral view; Upper Turonian–Lower Campanian of Austria (Gosau Group, probably at greater Gosau–Rußbach area); scale bar: 10 mm. **B–C**: NHMW 1970/1375/0000, paratype; Upper Santonian of Austria (Gosau Group at Piesting). **B**: upper surface, polished, cross view of corallite; scale bar: 5 mm. **C**: upper surface, lateral view, originally figured in FELIX (1903: Pl. 20, Fig. 3); scale bar: 5 mm.

Remarks on *Platysmilia* Toula, 1889, vs. *Platysmilia* Felix, 1899 (ex de Fromentel, 1873)

De Fromentel (1873: 418) used the name *Platysmilia* only in a diagram that compares several genera of various groups (e.g., stylosmiliid, caryophylliid, amphiastreid, heterocoeniid). He did not provide any description or diagnosis of this taxon and did not assign any species to it. According to this diagram, *Platysmilia* was supposed to be closely related to *Dendrosmilia* but differed from it in having a (short-stylosmiliid) lamellar columella. However, because De Fromentel combined genera in this diagram that have subsequently been placed in different families and even different suborders, the taxonomic validity of *Platysmilia* was not established and the name is not available. The first species assigned to this genus was *Platysmilia kozirogensis* Toula (1889: 83), representing the first revision of *Platysmilia*. In recognizing *Platysmilia* and attributing it to de Fromentel in the associated description, Toula established an available name [ICZN article 11.5]. Consequently, in subsequently assigning the species *Placosmilia angusta* Reuss, 1854, to *Platysmilia* de Fromentel, Felix (1899: 384) transferred Reuss' taxon to an unavailable name, according to which Felix himself acquired authorship of the genus *Platysmilia* (=*Platysmilia* Felix, 1899). Because Felix' genus represents a junior homonym of *Platysmilia* Toula, Wells (1937: 249) created the replacement taxon *Nefophyllia* (also see discussion in Wells, 1937: 249).

Though Toula's genus *Platysmilia* represents an available name, its taxonomic position remains uncertain. According to Toula, this form represents a stylosmiliid characterized by: 1) a ramose colony with plocoid corallites; 2) corallites circular in outline; 3) columella which seems to be stylosmiliid in appearance but can also be in the shape of a lamellar segment ("blattförmig"); and 4) corallite walls thick, consisting of synapticulae and costae, the latter of which connect the polyps with each other. However, the original description and illustration of Toula's material is insufficient in that it remains unclear how this taxon differs from genera like e.g., *Stylosmilia, Cladophyllia, Pleurocora*, and others. Attempts to track down the type material between 2009 and 2013 in the collections of the Natural History Museum Vienna, which holds parts of the Toula-collections, were unsuccessful.

Acknowledgements

I am very grateful to Dennis Opresko (Knoxville, TN) for providing most helpful comments on the manuscript. Type and original material was made accessible to me by Irene Zorn (Geological Survey of Austria), and Andreas Kroh and Thomas Nichterl (both Natural History Museum, Vienna). As a Research Associate of the Smithsonian Institution, Washington, D.C., and Honorary Research Member of the Senckenberg Research Institute, Frankfurt/Main, Germany, the author would like to express her deep appreciation for the continuing support of both institutions.

References

Abdel-Gawad, G.L. & Gameil, M. (1995): Cretaceous and Palaeocene coral fauna in Egypt and Greece (1). Geology. – Coral Research Bulletin, **4**, 1–36, Dresden.

Alloiteau, J. (1952): Embranchment des Coelentérés. II. Madréporaires post-paléozoïques. – In: Piveteau, J. (Ed.): Traité de Paléontologie, **1**, 539–684, Paris (Masson). (in French)

Alloiteau, J. (1957): Contribution à la systématique des madréporaires fossiles. – 462 pp., Paris (Centre National Recherche Scientifique). (in French)

Baron-Szabo, R.C. (1998): A new coral fauna of the Campanian from north Spain (Torallola village, Prov. Llèida). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **23**, 127–191, Innsbruck.

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 pp., Vienna.

Bataller, J. (1937): La fauna corallina del Cretàcic de Catalunya i regions limítrofes. – Arxius de l'escola superior d'agricultura, nova série, **3**, 299 pp. (in Catalan)

Bataller, J. (1949): Segundo suplemento a <La fauna corallina del Cretàcic de Catalunya i regions limítrofes>. – Anales de la Escuela de Peritos Agricolas y superior de Agricultura y de los Servicios técnicos de Agricultura, **5**, 3–58, Barcelona. (in Catalan)

Beauvais, M. (1982): Révision systématique des Madréporaires des couches de Gosau (Crétacé supérieur, Autriche). – Travaux du Laboratoire de Paléontologie des Invertébrés, **1**, 256 pp.; **2**, 278 pp.; **3**, 177 pp.; **4** (atlas), 59 Pls.; **5** (atlas), 131 Figs. (in French)

Bourne, G.C. (1900): Anthozoa. – In: Lankester, E.R. (Ed.): Treatise on Zoology, **2**, 84 pp., London (Adam & Charles Black).

Cheshmedzhieva, V. (1995): Crétacé supérieur, Chaetetides (Porifera) et Anthozoaires (Coelenterate). – Fossilia Bulgarica, **5b**, 143 pp., 26 Pls., Sofia (Presses Universitaires "St. Kliment Ohridski"). (in French)

Downes, W. (1882): The zones of the Blackdown Beds and their correlation with those of Haldon). – Quarterly Journal of the Geological Society of London, **38**, 75–94, London.

Duncan, P.M. (1884): A revision of the families and genera of the sclerodermic Zoantharia Edwards et Haime, or Madreporaria (M. Rugosa excepted). – Journal of the Linnean Society of London, Zoology, **18** (104–105), 204 pp., London.

Eliášová, H. (1997): Coraux pas encore décrits ou redécrits du Crétacé supérieur de Bohême. – Věstník Českého Geologického Ústavu, **72**, 61–79, Praha. (in French)

Felix, J. (1885): Kritische Studien über die tertiäre Korallen-Fauna des Vicentins nebst Beschreibung einiger neuer Arten. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **37**, 379–421, Berlin (Wilhelm Hertz, Bessersche Buchhandlung).

Felix, J. (1899): Studien an cretaceischen Anthozoen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **51**/3, 378–387, Hannover.

Felix, J. (1903): Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und in den Mediterrangebieten. – Palaeontographica, **49**, 163–359, Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung [E. Nägele]. G.m.b.H.).

Felix, J. (1914): Anthozoa Palaeocretacea. – In: Frech, F. (Ed.): Fossilium Catalogus: Animalia, **5–7**, 273 pp., Berlin (W. Junk).

Felix, J. (1925): Anthozoa Eocaenica et Oligocaenica. – In: Diener, C. (Ed.): Fossilium Catalogus: Animalia, **28**, 296 pp., Berlin (W. Junk).

FELIX, J. (1927): Anthozoa Miocaenica. – In: DIENER, C. (Ed.): Fossilium Catalogus: Animalia, **35**, 297–488, Berlin (W. Junk).

FELIX, J. (1929): Anthozoa Pliocaenica et Plistocaenica. – In: POMPECKJ, J.F. (Ed.): Fossilium Catalogus: Animalia, **44**, 489–668, Berlin (W. Junk).

FROMENTEL, E. DE (1867): Zoophytes, terrains crétacés (7). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): Paléontologie Française, Volume **8**, 289–336, Paris (Masson). (in French)

FROMENTEL, E. DE (1870): Zoophytes, terrains crétacés (8). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): Paléontologie Française, Volume **8**, 337–384, Paris (Masson). (in French)

FROMENTEL, E. DE (1873): Zoophytes, terrains crétacés (8). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): Paléontologie Française, Volume **8**, 385–432, Paris (Masson). (in French)

GRAY, J.E. (1847): An outline of an arrangement of stony corals. – Annals and Magazine of Natural History, **19**, 20–128, London.

KOCH, F. (1918): Die oberen Kreideschichten des Kalnik-Gebirges in Kroatien. – Glasnik Hrvatskog prirodoslovnog društvo, **30**/1–4, 49–55, Zagreb.

KOLOSVÁRY, G. (1954): Magyarország Kréta-Idöszaki koralljai [Les coralliaires du Crétacé de la Hongrie]. – Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, **42**, 64–131, Budapest. (in Hungarian)

LÖSER, H. (2012): Corals from the Maastrichtian Ocozocoautla Formation (Chiapas, Mexico) – a closer look. – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **29**/3, 534–550, Mexico.

LÖSER, H. (2013): Morphology and taxonomy of the genus Valloria (Scleractinia; Late Cretaceous). – Batalleria, **18**, 25–27, Barcelona.

LÖSER, H., CASTRO, J.M. & NIETO, L.M. (2010): A small Albian coral fauna from the Sierra de Seguilí (Alicante province, SE Spain). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **255**/3, 315–326, Stuttgart.

MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1848a): Observations sur les polypiers de la famille des astréides. – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **27**, 465–469, Paris. (in French)

MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1848b): Recherches sur les polypiers (4). Monographie des astréides (1) Eusmiliens. – Annales de Sciences Naturelles, Série 3, Zoologie, **10**, 209–320, Pls. 5–9, Paris. (in French)

MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): A monograph of the British fossil corals. Corals from the oolitic formations. – Monographs of the Palaeontographical Society, **5**, 73–146, London.

OPPENHEIM, P. (1930): Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. – 604 S., Berlin-Lichterfelde (Oppenheim, privately published).

D'ORBIGNY, A. (1850): Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle. Volume **2**. – 428 pp., Paris (Masson). (in French)

PAŠIČ, M. (1957): Biostratigraphical relations and tectonic of the Upper Cretaceous in the Kosjeric region (western Serbia). – Posebna izdanja. Geološki Institut "Jovan Tujović", **7**, 208 pp., Beograd. (in Serbian)

PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., HUSEN VAN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H. & WAGREICH, M. (2004): Die Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische stratigraphische Kommission und Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs.

PREVER, P.L. (1909): Anthozoa. – In: PARONA, C.F. (Ed.): La Fauna Coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo Aquilano, 51–147, Roma (Springer). (in Italian)

REIG ORIOL, J.M. (1997): Géneros y especies nuevas de Madreporarios cretácicos. – 45 pp., Barcelona (Reig Oriol, privately published). (in Spanish)

REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **7**, 73–133, Wien.

ŞURARU, M. (1961): Contributii la Cunoasterea faunei de coralieri din cretacicul superior al bazinului Rosia-Bihor. – Studia Universitates Babes-Bolyai (Geologia-Geographia), **1**, 123–135. (In Romanian)

TODORITA-MIHAILESCU, V. (1968): Studiul faunei de corali din neocretacicul de la Roşia (Padurea Craiului Mountains). – Analele Universitatii Bucureşti (Seria stiintele naturii/geologie-geografie), **17**/1, 27–35, Bucureşti.

TOULA, F. (1889): Geologische Untersuchungen im centralen Balkan. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **55**, 1–108, Wien.

TURNŠEK, D. (1992): Tethyan Cretaceous corals in Yugoslavia. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **9**, 155–170, Wien.

VAUGHAN, T.W. & WELLS, J.W. (1943): Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia. – Geological Society of America, Special Paper, **44**, 363 pp., Boulder.

WELLS, J.W. (1937): Coral studies, Part 2. Five new genera of the Madreporaria. – Bulletins of American Paleontology, **23**, 242–249, Ithaca, NY.

WELLS, J.W. (1956): Part F, Coelenterata. – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, F328–F444, Lawrence, Kansas.

Eingelangt: 9. Juli 2014, Angenommen: 2. September 2014

Plate 1

Figs. 1–11: ***Nefophyllia angusta*** (REUSS, 1854)

Figs. 1–2: NHMW 1859/0050/0348a, lectotype; Upper Santonian of Austria (Gosau Group at Neffgraben) (photographs courtesy ANDREAS KROH, NHMW).

Fig. 1: upper surface of corallum, polished, cross view; scale bar: 4 mm.

Fig. 2: upper surface of corallum, lateral view; scale bar: 8 mm.

Figs. 3–4: NHMW 1859/0050/0348c, paralectotype; Upper Santonian of Austria (Gosau Group at Neffgraben) (photographs courtesy ANDREAS KROH, NHMW).

Fig. 3: upper surface of corallum, polished, cross view; scale bar: 3.5 mm.

Fig. 4: upper surface of corallum, lateral view; scale bar: 7.5 mm.

Figs. 5–6: GBA 1903/004/0100/01; Upper Turonian–Lower Campanian of Austria (Gosau Group at greater Gosau–Rußbach area); material originally assigned to *Stenosmilia tenuicosta* (REUSS, 1854) in FELIX (1903, p. 303).

Fig. 5: upper surface of corallum, polished, cross view of corallite; scale bar: 3 mm.

Fig. 6: upper surface of corallum, lateral view of colony; scale bar: 5.5 mm.

Figs. 7–8: sketches adopted from DE FROMENTEL (1867: 259, Pl. 38, Figs. 3a–b); originally presented as *Trochosmilia patula* MICHELIN in DE FROMENTEL (1867); Turonian of France.

Fig. 7: upper surface of corallum, lateral view of colony; scale bar: 9 mm.

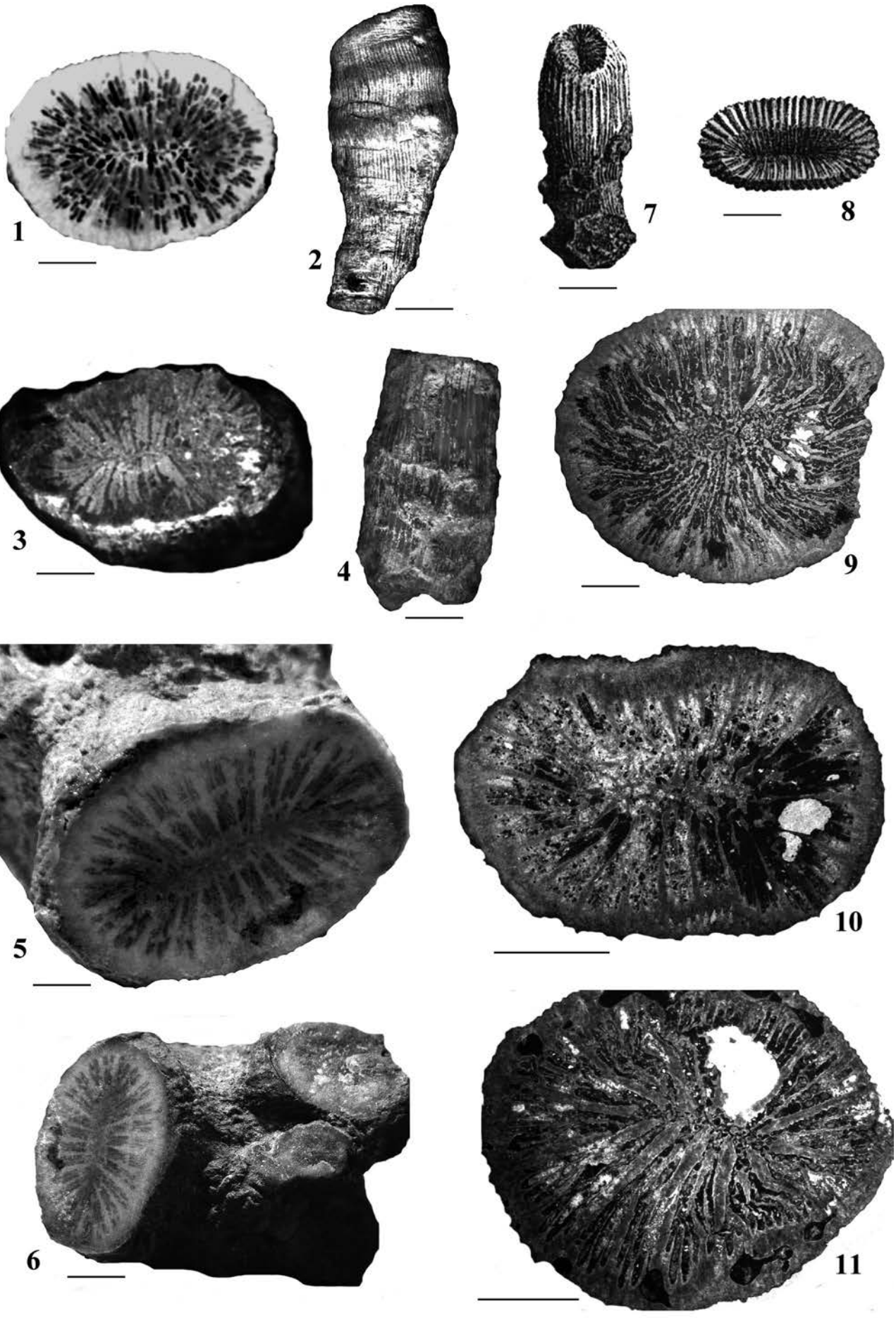
Fig. 8: upper surface of corallum, cross view; scale bar: 10 mm.

Figs. 9–11: new material, BARON-SZABO coll., Natural History Museum Berlin, Germany (MB); Campanian of northern Spain (Torallola, Lerida).

Fig. 9: specimen MB, field number BL-5; cross view of corallite, thin section; scale bar: 4 mm.

Fig. 10: specimen MB, field number BL-XXX; cross view of corallite, thin section; scale bar: 5 mm.

Fig. 11: specimen MB K.1138.2; cross view of corallite, thin section; scale bar: 5 mm.


1
2
7
8
3
4
9
5
10
6
11

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 165–181 | Wien, Dezember 2014

Lithostratigrafische Definition der Lahnegraben-Formation (oberes Albium–mittleres Cenomanium) im Rhenodanubischen Deckensystem der Ostalpen (Deutschland, Österreich)

Ulrich Teipel[1], Hans Egger[2] & Ulrich Haas[1]

4 Abbildungen, 1 Tabelle, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 65 Mondsee
Blatt 67 Grünau im Almtal

Lahnegraben-Formation
Rhenodanubisches Deckensystem
Greifenstein-Decke
Ostalpen
Lithologie
Chronostratigrafie

Inhalt

Zusammenfassung . . . 165
Abstract . . . 166
Einleitung . . . 166
Geologischer Überblick . . . 168
  Methoden . . . 168
Lithologische und biostratigrafische Charakterisierung . . . 168
  Lahnegraben-Profil . . . 168
    Lithologie . . . 168
    Biostratigrafie . . . 172
  Gaisalptobel-Profil . . . 173
    Lithologie . . . 173
    Biostratigrafie . . . 173
Lithostratigrafische Definition der Lahnegraben-Formation . . . 173
  Synonyma und Ableitung des Namens . . . 173
  Typusgebiet und Typusprofil . . . 174
  Abgrenzung zu liegenden und hangenden lithostratigrafischen Einheiten . . . 174
  Biostratigrafie und Chronostratigrafie . . . 174
  Lithologische Beschreibung . . . 175
Diskussion . . . 175
Dank . . . 175
Literatur . . . 176
Tafeln . . . 178

Zusammenfassung

Für die bisher informell als „Untere Bunte Mergel" bezeichnete lithostratigrafische Einheit wird der neue Name Lahnegraben-Formation vorgeschlagen und definiert. Die Lahnegraben-Formation ist Teil der Greifenstein-Gruppe des Rhenodanubischen Deckensystems. Das Typusprofil der Lahnegraben-Formation liegt östlich von Unteram-mergau in den Bayerischen Alpen. Das chronostratigrafische Alter der Lahnegraben-Formation reicht im Typusprofil vom oberen Albium bis in das untere Cenomanium, in anderen Profilen bis in das mittlere Cenomanium.

1 Ulrich Teipel, Ulrich Haas: Bayerisches Landesamt für Umwelt – Geologischer Dienst, Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, 86179 Augsburg, Deutschland. ulrich.teipel@lfu.bayern.de, ulrich.haas@lfu.bayern.de
2 Hans Egger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. johann.egger@geologie.ac.at

Lithostratigraphic definition of the Lahnegraben Formation (upper Albian–middle Cenomanian) in the Rhenodanubian nappe system of the Eastern Alps (Germany, Austria)

Abstract

The new name Lahnegraben Formation is proposed and defined for the hitherto informal lithostratigraphic unit "Lower variegated marls". The Lahnegraben Formation is part of the Greifenstein Group of the Rhenodanubian nappe system. The type section is located to the east of Unterammergau in the Bavarian Alps. At the type section, the chronostratigraphic age of the Lahnegraben Formation is determined as upper Albian to lower Cenomanian. From other sections also middle Cenomanian is reported.

Einleitung

Das rund 500 km lange und meist nur wenige Kilometer breite Rhenodanubische Deckensystem (Rhenodanubische Flyschzone) folgt zwischen dem Rheintal im Westen und dem Donautal im Osten dem Nordrand der Ostalpen (Abb. 1). Die Schichtfolgen dieses Deckensystems wurden am Fuß des südgerichteten passiven Kontinentalabhanges der Eurasischen Platte abgelagert. Lithostratigrafisch werden sie zur Rhenodanubischen Supergruppe zusammengefasst, die sich aus der Laab-Gruppe und der Greifenstein-Gruppe zusammensetzt (EGGER, 2013a, b). Die Verbreitung der Laab-Gruppe ist auf den Wienerwald beschränkt, während die Greifenstein-Gruppe die Hauptmasse des Rhenodanubischen Deckensystems aufbaut. Die Sigiswang-, Oberstdorf- und Üntschen-Decke im westlichen Abschnitt des Rhenodanubischen Deckensystems zeigen die Schichtfolge der Greifenstein-Gruppe und werden daher als Teildecken der Greifenstein-Decke aufgefasst.

Innerhalb der Greifenstein-Gruppe gibt es drei kretazische Formationen, die durch das gehäufte Auftreten bunter hemipelagischer Tonsteine geprägt sind (Abb. 2): Die „Unteren Bunten Mergel und Schiefer" im oberen Albium bis Cenomanium, die Seisenburg-Formation („Obere Bunte Mergel") im mittleren Coniacium bis unteren Campanium und die Perneck-Formation („Oberste Bunte Mergel") im mittleren Campanium. Keine dieser Einheiten war bislang gemäß den Richtlinien zur Handhabung stratigrafischer Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) lithostratigrafisch neu bearbeitet und definiert. Der Definition von Typusprofilen stehen vor allem die meist schlechten Aufschlussverhältnisse dieser pelitreichen Einheiten entgegen, die manchmal nur durch Rollstückchen bunter Tonsteine nachgewiesen werden können. Die seltenen Aufschlüsse sind meist nur wenige Meter lang.

Für die vorliegende Arbeit wurde das verhältnismäßig gut aufgeschlossene und weitgehend ungestörte Profil der „Unteren Bunten Mergel und Schiefer" im oberen Lahnegraben (11,100° östl. Länge, 47,622° nördl. Breite (WGS84)) in den Ammergauer Alpen bearbeitet sowie als Referenzprofil das Profil im Gaisalptobel (10,314° östl. Länge, 47,440° nördl. Breite (WGS84)) im Oberallgäu (Abb. 1). Als Typusprofil für die „Unteren Bunten Mergel" wird das Lahnegraben-Profil definiert und als neuer Name für die Einheit Lahnegraben-Formation vorgeschlagen.

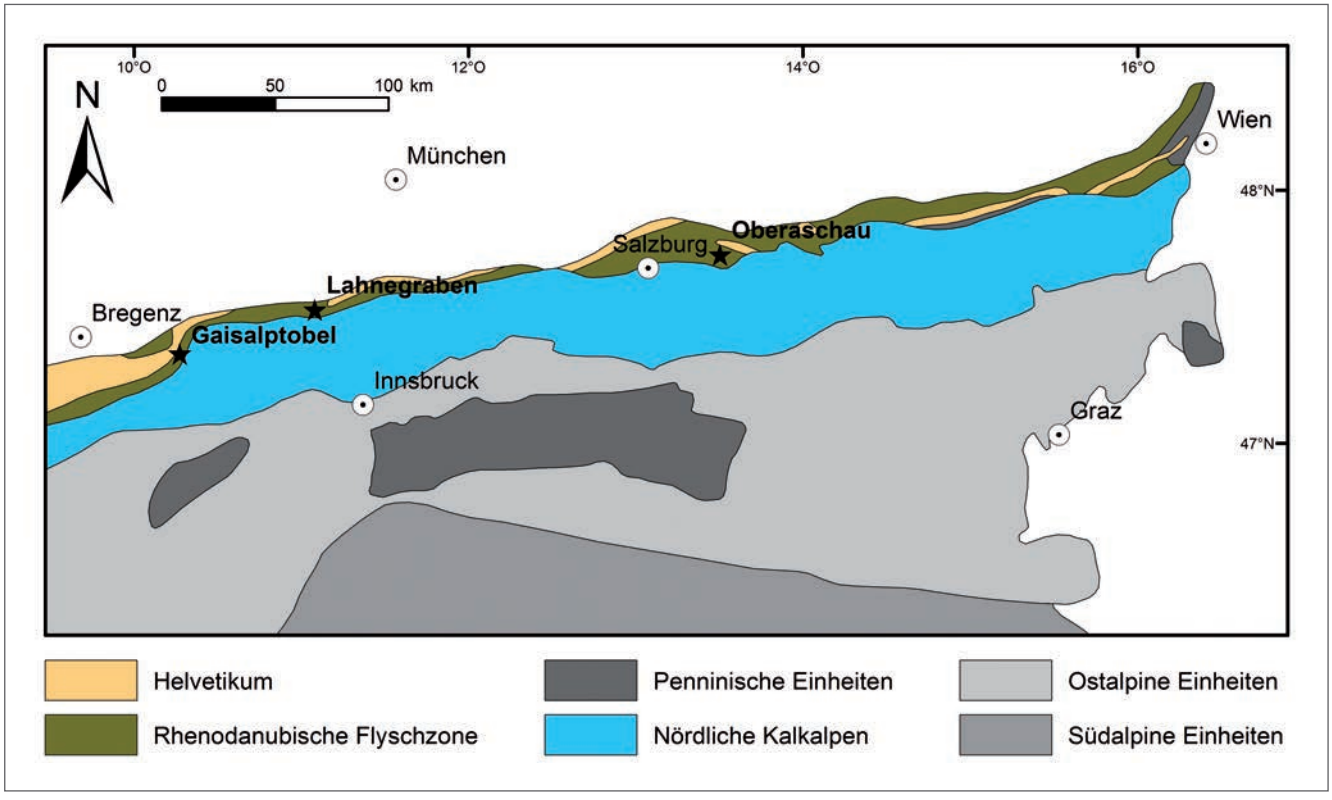


Abb. 1.
Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen mit Verbreitungsgebiet der Rhenodanubischen Flyschzone (vereinfacht nach FAUPL & WAGREICH, 2000). Ebenfalls dargestellt sind die im Text genannten Lokalitäten Lahnegraben, Gaisalptobel und Oberaschau.

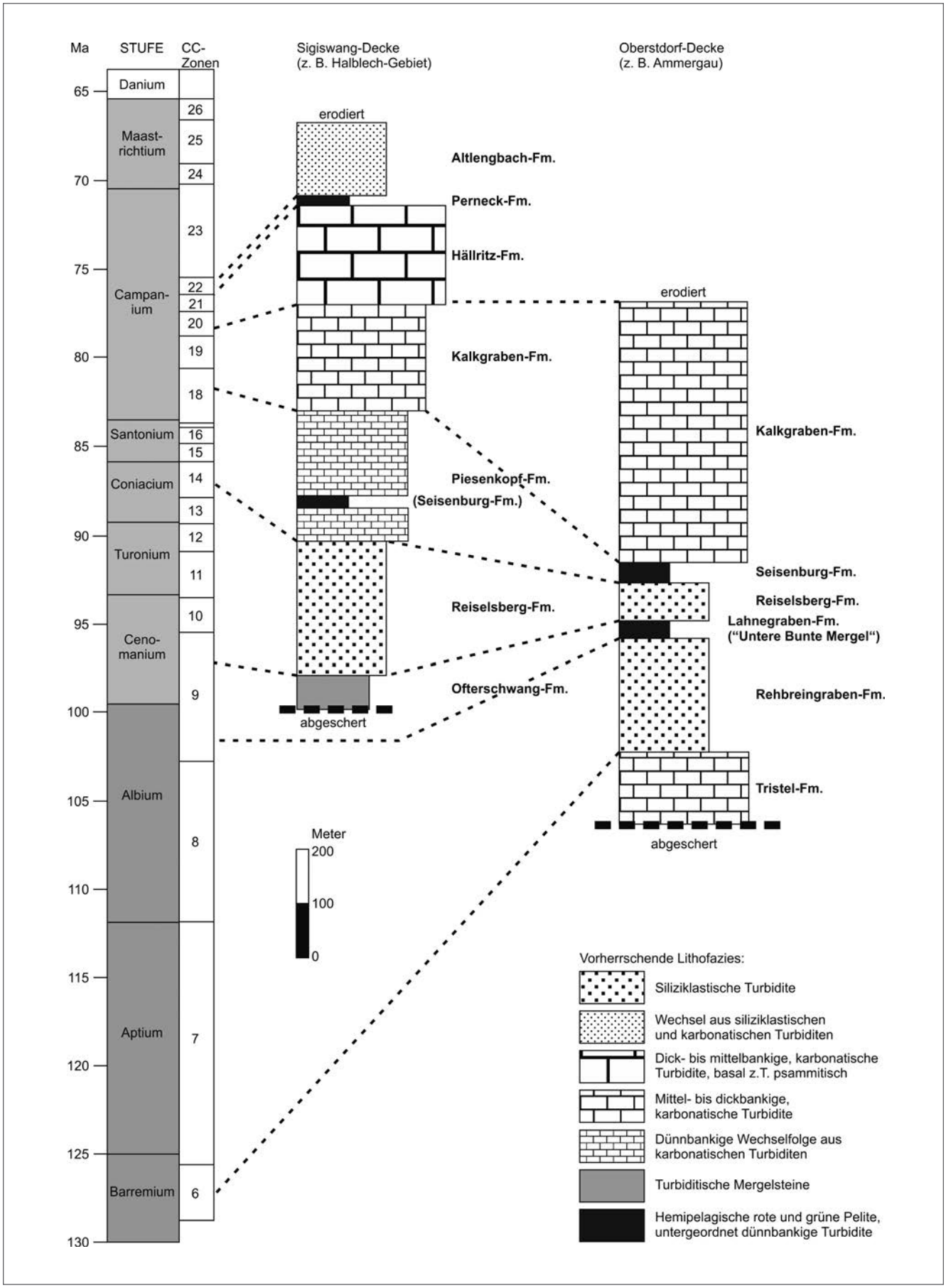


Abb. 2.
Schemaprofil und Nannofossilien-Biostratigrafie der Greifenstein-Gruppe (Rhenodanubisches Deckensystem) (aus: EGGER & SCHWERD (2008), unter Berücksichtigung von MATTERN (1998) für die Oberstdorf-Decke, Chronostratigrafie nach GRADSTEIN et al. (2012)).

Geologischer Überblick

Das Lahnegraben-Profil befindet sich 5,5 km östlich vom Ort Unterammergau (Oberbayern, TK Nr. 8332 Unterammergau). Es liegt zwischen den markanten Erhebungen des Hörnle und Aufacker (Abb. 3) in der Nähe des Typusprofils der Rehbreingraben-Formation (HESSE, 1972; WORTMANN et al., 2004). Im Bereich des oberen Lahnegrabens und seiner Zuflüsse steht eine Schichtfolge an, welche von der unterkretazischen Tristel-Formation bis zur campanen Kalkgraben-Formation reicht (BLÜHER, 1935; TEIPEL & HAHN, in Vorb.). Strukturell handelt es sich dabei um eine geringfügig verschuppte Synklinale der Oberstdorf-Teildecke. Die jetzt neu bearbeiteten Aufschlüsse der „Unteren Bunten Mergel“ liegen im nördlichen Schenkel dieser Synklinale (Abb. 3).

Ein weiteres verhältnismäßig gut aufgeschlossenes Profil in den „Unteren Bunten Mergeln“ beschreibt VON RAD (1972) vom Gaisalptobel, 4,5 km nordöstlich Oberstdorf (Bayern, TK Nr. 8527 Oberstdorf). Es handelt sich um ein ca. 40 m mächtiges, zusammengesetztes Profil aus dem Nordost- und dem Südwest-Schenkel einer komplizierten Antiklinale.

Methoden

Für die biostratigrafische Bearbeitung der Profile mit kalkigem Nannoplankton wurden mit Hilfe von verdünnter Salzsäure gezielt karbonathaltige, turbiditische Lagen ausgewählt, da die hemipelagischen Tonsteine karbonat- und fossilfrei sind; Umlagerung von Nannofossilien durch Turbidite kann daher nicht ausgeschlossen werden. Zehn solcher grauer und graugrüner Mergel- und Tonmergelsteinlagen wurden im Lahnegraben-Profil beprobt, neun weitere im Gaisalptobel-Profil (Abb. 3).

Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach Standardmethoden (z.B. PERCH-NIELSEN, 1985). Die in Includal A eingebetteten Dauerpräparate werden in der Paläontologischen Sammlung der Geologischen Bundesanstalt (GBA) in Wien aufbewahrt. Die Untersuchung erfolgte unter dem Lichtmikroskop bei tausendfacher Vergrößerung mit gekreuzten und parallelen Polarisationsfiltern.

Der Erhaltungszustand des kalkigen Nannoplanktons ist in beiden Profilen schlecht, die Diversität entsprechend gering. In den Proben aus dem Lahnegraben wurden maximal neun Arten festgestellt, im Gaisalptobel maximal sechs Arten. Die Florenlisten beider Profile sind in Tabelle 1 dokumentiert.

Für die chronostratigrafische Zuordnung wurde die CC-Zonierung von SISSINGH (1977) verwendet, da diese Zonierung auch in die chronostratigrafischen Tabellen von GRADSTEIN et al. (2012) eingegangen ist. Zusätzlich wurden die Proben nach der UC-Zonierung von BURNETT et al. (1998) klassifiziert, auch die taxonomische Zuordnung folgt dieser Arbeit.

Lithologische und biostratigrafische Charakterisierung

Lahnegraben-Profil

Lithologie

An der Typuslokalität ist die Lahnegraben-Formation mit einer Mächtigkeit von 31 m aufgeschlossen (Abb. 4). Das Einfallen der durchwegs aufrecht gelagerten Bänke ist mittelsteil gegen Süden gerichtet. Aus der weitgehend karbonatfreien Rehbreingraben-Formation im Liegenden geht die Lahnegraben-Formation mit einer an dieser Stelle etwa 3 m mächtigen, z.T. durch Bachsedimente verdeckten Übergangszone mit Kalksand-, Mergel- und graugrünen Tonmergelstein-Lagen hervor; die Basis wird an die erste rote Tonstein-Bank gelegt.

Die Lahnegraben-Formation besteht im oberen Lahnegraben aus Tonmergel-, Ton- und Mergelsteinen mit Hartbänken aus Kalksand-, Sand- und Siltstein, seltener auch Sandmergel-, Kalk- und Kalkmergelstein-Einschaltungen (Taf. 1, Fig. a–f).

Die pelitischen Gesteine machen hier jeweils mehr als 30 % des Gesteinsbestandes aus. Tonmergelsteine treten dünn- bis dickbankig (bis etwa 1 m mächtig), selten plattig auf und sind meist graugrün, oft hell- bis mittelgrau und untergeordnet dunkelgrau oder schwarz gefärbt. Auf angewitterten Flächen ist stellenweise eine feine Parallelschichtung erkennbar.

Tonsteine sind ebenfalls überwiegend dünn- bis dickbankig (bis etwa 1 m mächtig), seltener plattig. Charakteristisch für die Lahnegraben-Formation sind rote oder braunrote Tonsteine (Taf. 1, Fig. b–c), die im Typusprofil einen Anteil von ca. 15 % an der gesamten Abfolge erreichen. Daneben kommen oft graugrüne, seltener dunkelgraue oder schwarze Tonsteine vor. Im Unterschied zu den meist deutlich blaustichigen grünen Tonsteinen der liegenden Rehbreingraben-Formation sind die grünen Tonsteine der Lahnegraben-Formation eher graugrün.

Mergelsteine machen 10–15 % des Gesteinsinhaltes aus und sind oft dunkelgrau, ansonsten hell- oder mittelgrau gefärbt. Sie treten überwiegend dünn- bis mittelbankig (bis etwa 0,4 m mächtig), vereinzelt plattig auf (Taf. 1, Fig. d).

In die Ton-, Tonmergel- und Mergelstein-Abfolgen sind in unregelmäßigen Abständen Hartbänke eingeschaltet, die insgesamt etwa ein Viertel des Gesamtprofils aufbauen. Es handelt sich dabei vorwiegend um dünn- bis mittelbankige, selten dickbankige (bis 1,3 m), meist feinkörnige, graue Kalksandsteine, die auf Grund ihrer Korngrößengradierung im Hangenden in Siltsteine übergehen; selten sind sie in den basalen Zentimetern der Bänke mittel- oder grobkörnig. Sie führen meist feinen Muskovit, oft Glaukonit und gelegentlich Feldspäte sowie inkohlte Pflanzenreste. Auf angewitterten Flächen ist stellenweise eine feine Parallelschichtung erkennbar (Taf. 1, Fig. f); selten verwittern sie mürbe. Die gradierten Bänke belegen hier eine normale, nach Süden jünger werdende Schichtlagerung.

Karbonatische Siltsteine kommen meist am Top von gradierten Hartbänken, z.T. auch als einzelne Bänke vor (knapp 5 %). Sie sind mittel- bis dunkelgrau, dünn- bis mittelbankig (bis ca. 0,5 m mächtig) und zeigen meist feine

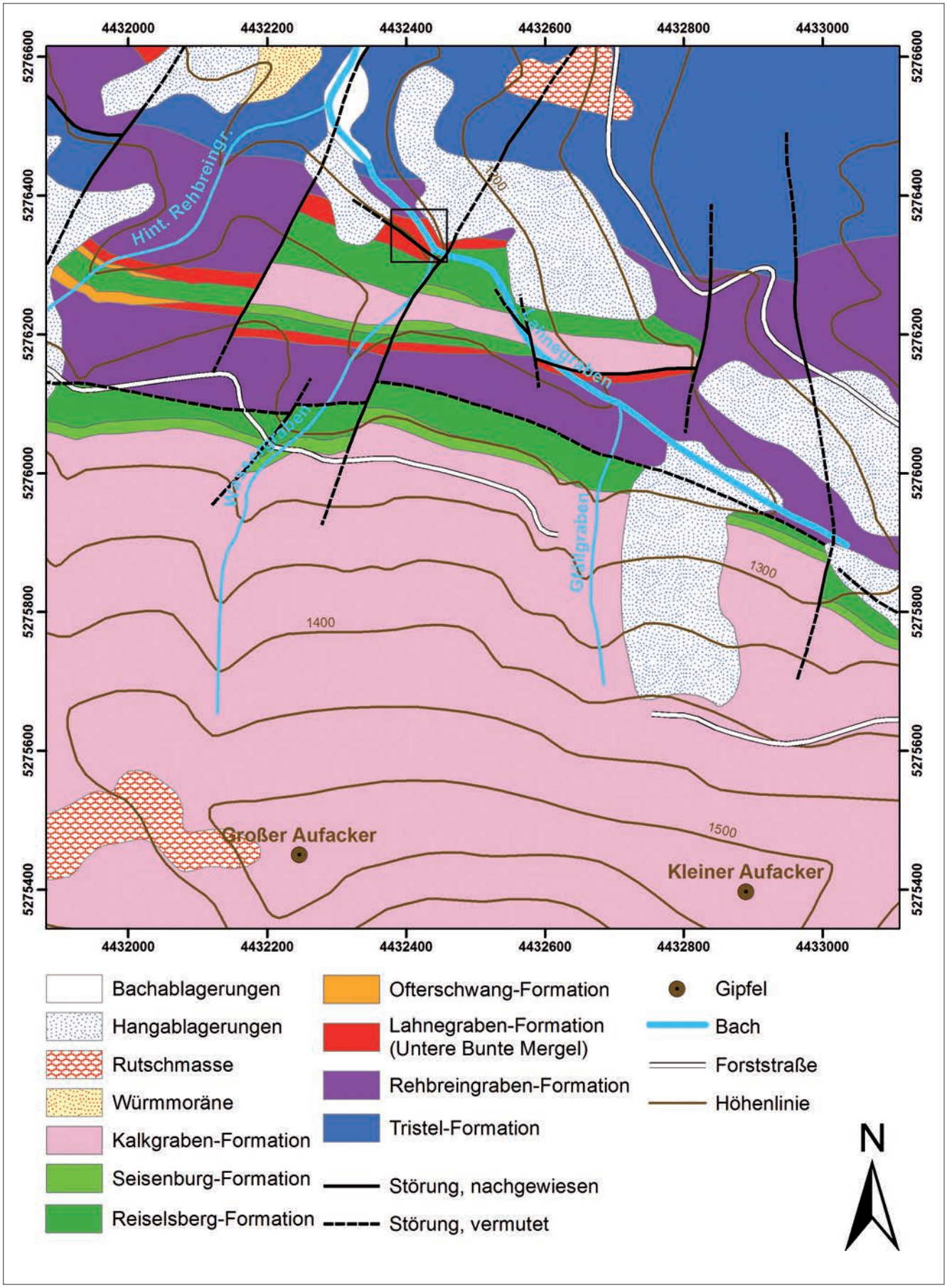


Abb. 3.
Geologischer Rahmen des Typusprofils der Lahnegraben-Formation („Untere Bunte Mergel“) im oberen Lahnegraben, östlich Unterammergau/Oberbayern (Kartenrahmen mit Gauß-Krüger-Koordinaten; vereinfacht nach TEIPEL & HAHN, in Vorb.).

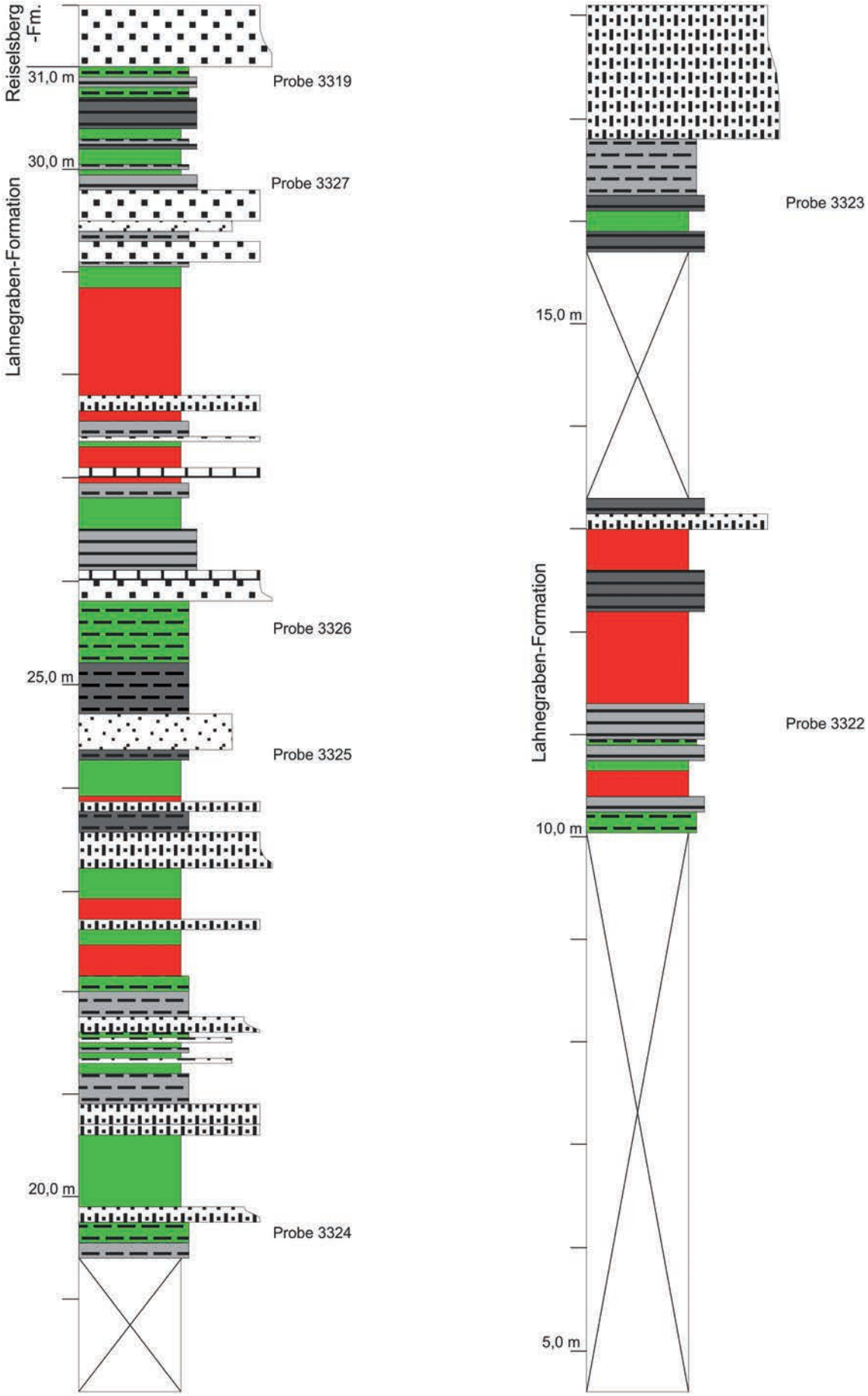
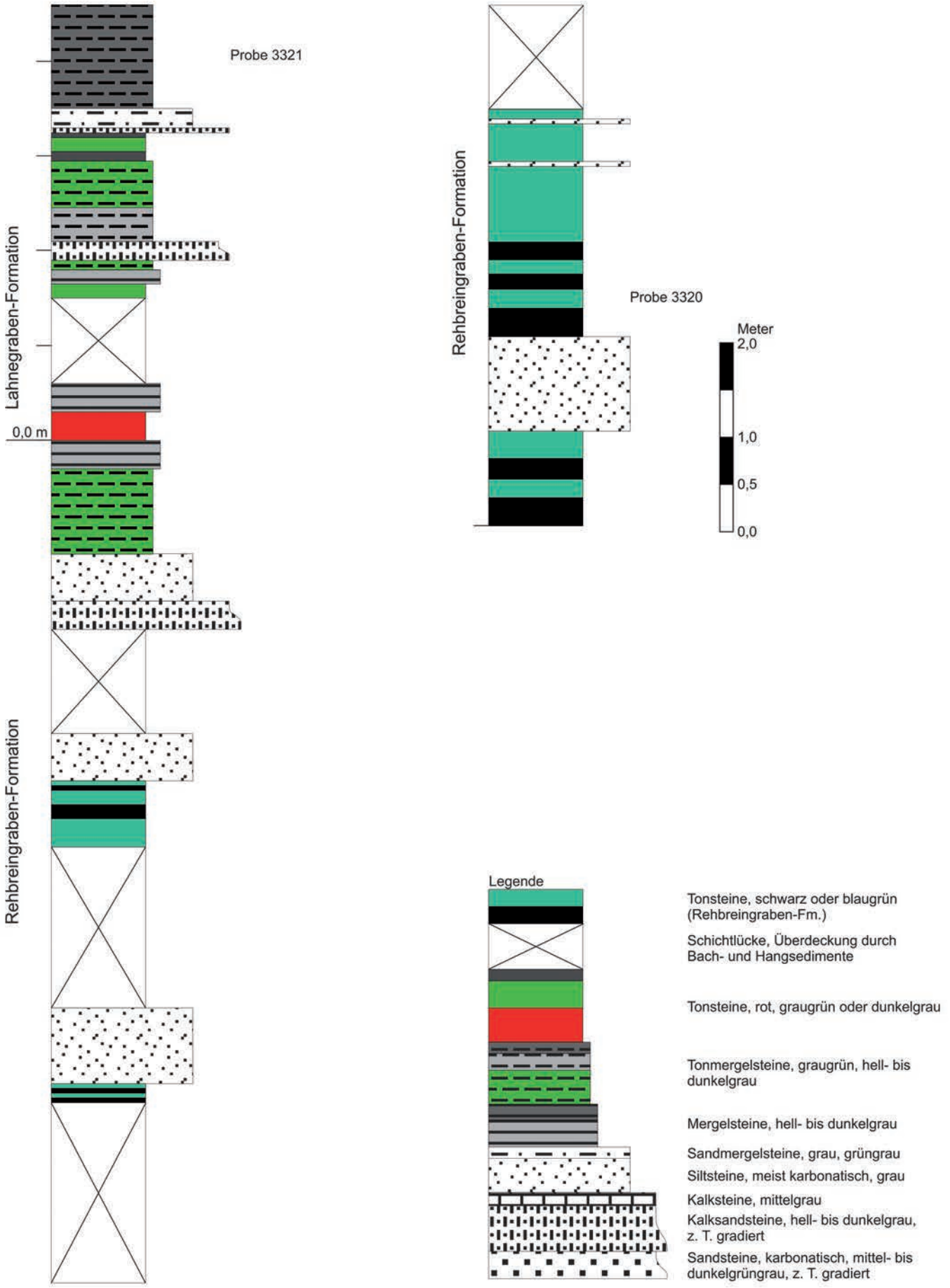


Abb. 4.
Säulenprofil der Lahnegraben-Formation an der Typuslokalität.


Probe 3321
Lahnegraben-Formation
0,0 m
Rehbreingraben-Formation
Rehbreingraben-Formation
Probe 3320
Meter
2,0
1,0
0,5
0,0
Legende
Tonsteine, schwarz oder blaugrün (Rehbreingraben-Fm.)
Schichtlücke, Überdeckung durch Bach- und Hangsedimente
Tonsteine, rot, graugrün oder dunkelgrau
Tonmergelsteine, graugrün, hell- bis dunkelgrau
Mergelsteine, hell- bis dunkelgrau
Sandmergelsteine, grau, grüngrau
Siltsteine, meist karbonatisch, grau
Kalksteine, mittelgrau
Kalksandsteine, hell- bis dunkelgrau, z. T. gradiert
Sandsteine, karbonatisch, mittel- bis dunkelgrüngrau, z. T. gradiert

Parallelschichtung; gelegentlich sind inkohlte Pflanzenreste auf Schichtflächen angereichert.

Plattige bis mittelbankige (bis 0,3 m mächtige) Sandsteine machen ca. 2,5 % der Abfolge aus. Sie sind überwiegend feinkörnig, gelegentlich mit feiner Parallelschichtung. Sie können einerseits mittelgrau und karbonatisch gebunden sein, mit Muskovit, Biotit, Feldspäten (bis 1 mm) und z.T. Gesteinsbruchstücken (bis 3 mm), oder dunkelgrüngrau, Muskovit und Glaukonit führend, karbonatfrei oder karbonatisch gebunden.

Vereinzelt gibt es Einschaltungen von plattigen bis dünnbankigen (bis 0,2 m mächtigen), grüngrauen oder schwarzgrauen Sandmergelsteinen, mit feinem Muskovit und feiner Parallelschichtung, von beige- oder mittelgrauen, dünnbankigen Kalksteinen und von plattigen, mittelgrauen Kalkmergelsteinen.

Über graugrünen Ton- und Tonmergelsteinen sowie grauen Mergelsteinen am Top der Lahnegraben-Formation setzt die überlagernde Reiselsberg-Formation ohne Übergang mit mittel- bis dickbankigen, Muskovit führenden, gradierten Quarz-Glimmer-Sandsteinen und Kalksandsteinen ein (Taf. 1, Fig. a); rote oder grüne Ton- bis Tonmergelsteine bleiben aus.

Biostratigrafie

Die Kalknannoplankton-Assoziationen der einzelnen Proben sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Im Profil am oberen Lahnegraben ließ sich in allen Proben bis auf eine nannosterile Probe aus dem oberen Bereich der Rehbreingraben-Formation (Probe 3320) kalkiges Nannoplankton nachweisen. Die Erhaltung der Nannofossilien war in der Regel schlecht. Die Nannoplankton-Assoziationen der meisten Proben zeigen mit der Zone CC9 Alter vom oberen Albium bis unteren Cenomanium an. In zwei Proben aus einem grüngrauen Tonmergelstein (3324) und einem mittelgrauen Mergelstein (3327) konnte *Eiffellithus turriseiffeli*, die Leitform für die Zone CC9, nicht gefunden werden, was auf den schlechten Erhaltungszustand dieser Proben zurückgeführt wird.

Etwa 10 cm unterhalb des Kontaktes zur Reiselsberg-Formation konnte in Probe 3319 *Corollithion kennedyi* nachgewiesen werden, dessen Erstauftreten die Basis des unteren Cenomanium markiert. Diese Probe stammt aus einem 10 cm mächtigen, mittelgrauen Mergelstein, der mit seiner seidig-glänzenden Anwitterung bereits den Mergelsteinen der Ofterschwang-Formation ähnelt, die im Hinteren Rehbreingraben mit der Lahnegraben-Formation verzahnt (Hesse 1972; Teipel & Hahn, in Vorb.).

Probe	Bemerkung	CC-Zone	*Watznaueria barnesae*	*Eprolithus floralis*	*Eiffellithus turriseiffeli*	*Zeugrhabdotus embergeri*	*Zeugrhabdotus diplogrammus*	*Manivitella pemmatoidea*	*Retecapsa crenulata*	*Nannoconus sp.*
3319	fast reine Monoflora mit W. barnesae	CC9, obere Zone	x	x	x		x			
3327			x	x		x		x	x	
3326		CC9	x	x	x			x	x	x
3325		CC9	x	x	x	x			x	x
3324			x	x		x		x		
3323		CC9	x		x	x	x			
3322		CC9	x	x	x	x				
3321	vor allem W. barnesae	CC9	x	x	x			x	x	x
3320	Nannosteril (Rehbreingraben-Formation)									
O-95		CC9	x	x	x	x				
O-93			x			x				
O-92			x							
O-91			x							
O-90		CC9	x		x	x	x		x	
O-89	Monoflora mit Watznauerien	CC9	x	x	x					
O-88	viele Bruchstücke		x							
O-87			x							
O-85			x							

Tab. 1.
Ergebnisse der Kalknannoplankton-Bestimmungen in Profilen der Lahnegraben-Formation („Untere Bunte Mergel“) an der Typuslokalität am oberen Lahnegraben (3319–3327) und im Gaisalptobel (O-85–O-95). CC9: oberes Albium–unteres Cenomanium.

Gaisalptobel-Profil

Lithologie

Zum Vergleich mit dem Lahnegraben-Profil wurde das von VON RAD (1972: 99) als „einziges besseres Profil“ im Oberallgäu beschriebene, 19 m lange Profil am Gaisalptobel, nordöstlich Oberstdorf, beprobt (Tab. 1). Die unterlagernde Rehbreingraben-Formation ist dort mit einer dünn- bis mittelbankigen Wechselfolge aus schwarzen Silt- und Feinsandsteinen, schwarzen und grünen Tonsteinen sowie untergeordneten dunkelgrauen Mergelsteinen aufgeschlossen. Die Abfolge ist deutlich verfaltet und zeigt gehäuft Harnische (Taf. 2, Fig. c).

An einer Störung und mit leicht unterschiedlichem Schichteinfallen setzt mit einer plattigen bis dünnbankigen Wechselfolge aus charakteristischen roten Tonsteinen, graugrünen Tonmergelsteinen und hell- bis mittelgrauen Mergelsteinen die Lahnegraben-Formation ein (Taf. 2, Fig. b). Die roten Tonsteine sind vereinzelt dickbankig und treten in diesem Profil in der unteren Hälfte auf (Taf. 2, Fig. a). Hinzu kommen Einschaltungen dünnbankiger, grauer, überwiegend feinkörniger Kalksandsteine.

Die Grenze zur überlagernden Reiselsberg-Formation mit einer mittel- bis dickbankigen (bis 2,5 m mächtig) Wechselfolge aus z.T. mergeligen, Muskovit führenden Sandsteinen und untergeordneten mittelgrauen Mergelsteinen wird hier durch zerscherte, schwarze Tonmergelsteine gebildet.

Biostratigrafie

Im Gaisalptobel war aufgrund der stärkeren tektonischen Beanspruchung der Erhaltungszustand der Nannofossilien sehr schlecht. Nur wenige Proben lieferten auswertbare Assoziationen, die auf Zone CC9 hinweisen und das obere Albium bis untere Cenomanium-Alter vom Lahnegraben-Profil bestätigen (Tab. 1).

Lithostratigrafische Definition der Lahnegraben-Formation

Synonyma und Ableitung des Namens

Die Bedeutung roter Tonstein-Lagen in der Rhenodanubischen Flyschzone als Leithorizont stellte bereits FINK (1903) fest; zu jener Zeit wurde jedoch nicht zwischen verschiedenen stratigrafischen Niveaus solcher roter Schichten unterschieden. FINK (1903) beschreibt „rote Schiefer“ als Grenzschicht zwischen den beiden damals differenzierten Flysch-Einheiten der Kieselkalk-Gruppe (umfasste die

Nannoconus elongatus	*Nannoconus truitti*	*Broinsonia matalosa*	*Lithraphidites carniolensis*	*Biscutum constans*	*Tranolithus orionatus*	*Flabellites oblongus*	*Staurolithites crux*	*Chiastozygus platyrhethus*	*Rhagodiscus achlyostaurion*	*Amphizygus* sp.	*Corollithion kennedyi*
			x								x
		x			x						
		x									
	x				x						
		x						x	x	x	
x				x			x				
			x	x		x					
		x									

unterkretazische Tristel- und Rehbreingraben-, sowie die oberkretazische Piesenkopf- und Kalkgraben-Formation) und der Sandstein-Gruppe (Reiselsberg-Formation). DACQUÉ (1912) verwendete die Bezeichnung „rote Zwischenschicht“. Die von RICHTER (1924) beschriebenen „bunten Zwischenschichten“ zwischen „Reiselsberger Sandsteinen“ (Reiselsberg-Formation) und „Zementmergeln“ (Kalkgraben-Formation) entsprechen der heutigen Seisenburg-Formation.

KOCKEL et al. (1931), ebenso wie KRAUS (1932) stellten fest, dass „Bunte Zwischenschichten“ bzw. „dünne Rotschiefer“ sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des „Reiselsberger Sandsteins“ bzw. „Hauptflyschsandsteins“ (Reiselsberg-Formation) auftreten. In seiner Bearbeitung des Hörnle-Aufacker-Gebietes trennt BLÜHER (1935) ausdrücklich „Untere Bunte Mergel und Schiefer“ von „Oberen Bunten Mergeln und Schiefern“ (Seisenburg-Formation) ab und beschreibt deren Auftreten u.a. im Lahnegraben.

SCHMIDT-THOMÉ (1939) verwendet im Sulzberg-Flysch bei Teisendorf die Bezeichnung „Untere Bunte Mergel“. Aufgrund ihrer teilweise lithologischen Anklänge an den „Gault“ (Rehbreingraben-Formation) wurden die „Unteren Bunten Mergel“ im Oberallgäu z.T. als „Gault-Grenzmergel“ (CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ, 1939) bezeichnet. RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) parallelisieren den „Obergault“ im östlichen Oberbayern, in Salzburg und Oberösterreich teilweise mit den „Unteren Bunten Mergeln und Schiefern“ Südwestbayerns. PREY (1950) beschreibt bunte Tonsteine („bunte Schiefer“), die mit den „Unteren bunten Mergeln und Schiefern“ Bayerns verglichen werden, aus dem Gebiet um den Pernecker Kogel bei Kirchdorf an der Krems, Oberösterreich. Im Salzburger Raum prägen ABERER & BRAUMÜLLER (1958) die Bezeichnung „Untere Bunte Schiefer“.

Nach dem Typusprofil im oberen Lahnegraben werden die „Unteren Bunten Mergel“ bzw. „Unteren Bunten Schiefer“ formal als Lahnegraben-Formation definiert.

Typusgebiet und Typusprofil

Das Typusgebiet der Lahnegraben-Formation sind die Ammergauer Alpen, insbesondere das Hörnle-Aufacker-Gebiet, wo die Einheit bereits von BLÜHER (1935) abgegrenzt und beschrieben wurde. Sie ist im Rhenodanubischen Deckensystem zwischen Rhein und Enns, also von Vorarlberg über das Salzkammergut bis in den Wienerwald verbreitet.

Das Typusprofil liegt im oberen Lahnegraben, nördlich des Großen Aufackers, 5,5 km östlich Unterammergau (Oberbayern, TK Nr. 8332 Unterammergau; 11,100° östl. Länge, 47,622° nördl. Breite (WGS84)) zwischen den Gauß-Krüger-Koordinaten R: 4432400 & H: 5276375 bis R: 4432445 & H: 5276320.

Weitere Profile mit Kontakten zu über- und unterlagernden Einheiten werden von WAGREICH et al. (2006) bei Oberaschau in der Nähe des Attersees (Salzkammergut, Oberösterreich, ÖK 65 Mondsee) sowie von VON RAD (1972) vom Kehr-Graben und vom Gaisalptobel, nordöstlich Oberstdorf (Bayern, TK-Nr. 8527 Oberstdorf) beschrieben.

Abgrenzung zu liegenden und hangenden lithostratigrafischen Einheiten

Die Liegendgrenze der Lahnegraben-Formation ist durch das erste Auftreten roter Ton- bzw. Tonmergelsteine über der Rehbreingraben-Formation mit ihrer charakteristischen Wechselfolge aus grauschwarzen Sand- und Siltsteinen mit schwarzen und bläulich grünen Tonsteinen definiert (z.B. HESSE, 1972). Häufig geht die Lahnegraben-Formation mit einem bis mehrere Meter mächtigen Übergang aus den Tonsteinfolgen der Rehbreingraben-Formation hervor (z.B. FREIMOSER, 1972; VON RAD, 1972; HESSE, 1991). Von der überaus karbonatarmen Rehbreingraben-Formation unterscheidet sich die Lahnegraben-Formation neben dem Auftreten von roten hemipelagischen Tonsteinen sowie roten, grünlichen und grauen turbiditischen Tonmergel- und Mergelsteinen auch durch höhere Karbonatgehalte und Unterschiede in der Tonmineralogie. Während die Lahnegraben-Formation kaolinitbetont ist mit Illit und Montmorillonit, stellt lediglich Illit das Haupttonmineral der Rehbreingraben-Formation dar (HESSE, 1966; VON RAD, 1972). Die in der Rehbreingraben-Formation häufigen Quarz-Sandsteine und schwarzen Tonsteine treten in der Lahnegraben-Formation nur selten auf.

Lateral verzahnt die Lahnegraben-Formation stellenweise mit der altersgleichen Ofterschwang-Formation, von der sie sich durch das Auftreten roter Lagen und den hohen Anteil an hemipelagischen Tonsteinen unterscheidet.

Die Hangendgrenze ist durch das Ausbleiben der charakteristischen roten und grünen Ton- und Tonmergelsteine gegeben. Die hangende Reiselsberg-Formation setzt ohne Übergang mit mittel- bis dickbankigen, Muskovit führenden Sand- und Kalksandsteinen ein; die für die Reiselsberg-Formation typischen mittel- oder grobkörnigen siliziklastischen Sandsteinbänke kommen in der Lahnegraben-Formation nicht vor. In der Reiselsberg-Formation können aber bereichsweise rote Tonsteinlagen auftreten, wie sie von PREY (1973: 91) aus der Gegend zwischen Mondsee und Attersee und aus dem Wienerwald beschrieben werden.

Biostratigrafie und Chronostratigrafie

Spurenfossilien und Fischschuppen sind die einzigen bekannten Makrofossilien der Lahnegraben-Formation. Für die biostratigrafische Einstufung sind kalkiges Nannoplankton, Foraminiferen und Dinoflagellatenzysten von Bedeutung, daneben treten auch Schwammnadeln und Radiolarien auf.

Das chronostratigrafische Alter der Formation wurde durch die Einstufung von Foraminiferenfaunen von BETTENSTAEDT (1958) mit unterem Cenomanium und von PFLAUMANN (1964) mit oberem Albium bis Cenomanium angegeben. Die von OHMERT (1964) und PFLAUMANN (1964, 1968) angegebenen Faunenlisten nennen vor allem agglutinierende Formen (*Plectorecurvoides alternans* (NOTH), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI), *Saccammina placenta* (GRZYBOWSKI), *Spiroplectinata bettenstaedti* (GRABERT), *Dendrophrya* sp., *Haplophragmoides* sp., *Psammosiphonella* sp., *Recurvoides* sp., *Rhabdammina* sp., *Spiroplectammina* sp.). Von diesen ist lediglich *P. alternans* stratigrafisch aussagekräftig. Die *P. alter-*

nans-Zone umfasst das Albium und Cenomanium (z.B. BUBIK, 1995). Die wenigen begleitenden planktonischen Arten *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER) und *Rotalipora* cf. *brotzeni* (SIGAL) belegen bereits das Cenomanium.

Reichere planktonische Foraminiferenfaunen aus der Lahnegraben-Formation beschreiben WAGREICH et al. (2006) aus dem Profil von Oberaschau in Oberösterreich. Neben verschiedenen Hedbergellen-Arten wurden als stratigrafisch wichtige Arten dort vor allem *Rotalipora appenninica*, *R. globotruncanoides*, *Schackoina cenomana* und *S. bicornis* gefunden. Die Faunenzusammensetzung erlaubt eine Einstufung in die obere *Parathalmanninella appeninica*-Zone des oberen Albium und in die *Thalmanninella globotruncanoides*-Zone des unteren Cenomanium.

Kalkiges Nannoplankton aus dem Typusprofil belegt die *Eiffellithus turriseiffeli*-Zone (Zone CC9) des oberen Albium bis unteren Cenomanium in der Zonengliederung von SISSINGH (1977). In der detaillierteren Zonierung von BURNETT et al. (1998) wird der untere Teil der Zone CC9 mit der Zone UC0 des oberen Albium korreliert. Das Ersteinsetzen von *Corollithion kennedyi* markiert den Beginn der unter-cenomanen Zone UC1. Diese Einstufungen entsprechen jenen aus dem Profil von Oberaschau (EGGER, 1992; WAGREICH et al., 2006). In weiteren Aufschlüssen unmittelbar westlich der Saalach wurden in der Lahnegraben-Formation auch die mittel-cenomane Zone UC3 durch das gemeinsame Vorkommen von *Corollithion kennedyi* und *Lithraphidites acutus* nachgewiesen (EGGER et al., 2012).

Im Typusgebiet der Lahnegraben-Formation wurden im Hinteren Rehbreingraben von KIRSCH (2003) die Dinoflagellatenzysten bearbeitet und der *Palaeohystrichophora infusorioides*-Zone im Sinn von PRÖSSL (1990) zugeordnet, die das obere Albium bis untere Cenomanium umfasst. Das Erstauftreten von *P. infusorioides* markiert die Unterkante der Zone, die durch gemeinsame Vorkommen von *Palaeohystrichophora infusorioides, Leberidocysta chlamydata, Epelidosphaeridia pentagona, Hystrichosphaeropsis galeata, Psaligonyaulax deflandrei* und *Xenascus plotei* charakterisiert ist. In anderen Zonierungen (FOUCHER, 1981) wird diese Vergesellschaftung noch zur *Litosphaeridium siphoniphorum*-Zone gerechnet. Eine ähnlich zusammengesetzte und altersgleiche Dinoflagellaten-Vergesellschaftung wie aus dem Typusgebiet der Lahnegraben-Formation wurde durch WAGREICH et al. (2006) aus dem Profil bei Oberaschau bekanntgemacht.

Zusammenfassend kann das chronostratigrafische Alter der Lahnegraben-Formation mit oberem Albium bis mittlerem Cenomanium angegeben werden, wobei die Oberkante diachron ist.

Lithologische Beschreibung

Die Lahnegraben-Formation besteht aus wechselnden Anteilen von plattigen bis mittelbankigen, roten, grünen, grauen und schwarzen Ton- und Tonmergelsteinen sowie grauen Mergelsteinen. Die Rotfärbung ist nicht nur auf hemipelagische Tonsteine (Karbonatgehalte 0–3 Gew.-%) beschränkt, sondern kann auch in turbiditischen Tonmergelsteinen (Karbonatgehalte 7–34 Gew.-%) auftreten (WAGREICH et al., 2006).

Untergeordnet eingeschaltet sind meist einzeln auftretende dünn- bis mittelbankige, karbonatische Sand- und Siltsteine bzw. meist feinkörnige Kalksandsteine, die häufig Glaukonit, v.a. im oberen Teil der Abfolge Muskovit führen. Diese turbiditischen Hartbänke zeigen oft Parallel-, seltener Kreuz- oder Wickelschichtung; die basalen Abschnitte (T_a, T_b) der Bouma-Abfolgen sind meist nicht entwickelt. Selten können graue Kalkmergelsteine sowie lutitische Kalksteine vorkommen.

Die sedimentäre Mächtigkeit beträgt im Typusprofil am oberen Lahnegraben 31 m; VON RAD (1972) gibt aufgrund zusammengesetzter Profilabschnitte bis zu 40 m Mächtigkeit an. Meist ist die Lahnegraben-Formation jedoch in reduzierten Mächtigkeiten von wenigen Metern bis zu 20 m zu finden oder sie fehlt primär oder tektonisch bedingt (z.B. HESSE, 1991).

Diskussion

Kretazische pelagische Rotsedimente (Cretaceous Oceanic Red Beds – CORBs) haben weltweit große Verbreitung und kommen entweder als vorwiegend tonige, kalkige oder kieselige Gesteine vor (z.B. WANG et al., 2005). CORBs stehen im Zusammenhang mit hohen Meeresspiegelniveaus, die zu verringertem terrigenem Eintrag in die Meeresbecken und damit dort zu niedrigen Sedimentationsraten führten (z.B. WAGREICH et al., 2008).

Die Lahnegraben-Formation gehört zur Gruppe der vorwiegend tonigen Rotsedimente. Tonmineralogische Untersuchungen von VON RAD (1972) zeigen, dass die roten Tonsteine Kaolinit, Montmorillonit, Illit und Hämatit enthalten. Letzterer ist für die rote Gesteinsfarbe verantwortlich. Der Hämatit steht nicht mit lateritischen Einschwemmungen in Zusammenhang, sondern entstand vermutlich unter oxidierenden Bedingungen am Sediment-Wasser-Kontakt (FAUPL, 1976). Da die Oxidation des Eisens bei dem geringen Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers einen länger andauernden Prozess darstellt, ist das Vorkommen von Hämatit ein Hinweis auf niedrige hemipelagische Sedimentationsraten und damit auf niedrige Erosionsraten in den angrenzenden Landgebieten. Darauf deutet auch das fast völlige Fehlen von siliziklastischen Sandsteinbänken in der Lahnegraben-Formation hin.

Auf Grund ihrer Fazies mit roten abyssalen Tonsteinen und dünnbankigen feinkörnigen „distalen“ Turbiditen, in denen nur die höheren Abschnitte der Bouma-Abfolge entwickelt sind, kann als Ablagerungsraum der Lahnegraben-Formation eine Tiefsee-Ebene angenommen werden. Das planktonreiche Material der Kalkschlammturbidite stammt von einem tiefmarinen Liefergebiet, einer Schwelle oder einem Hang, ohne nennenswerten terrigenen Eintrag. In Annäherung an dieses Liefergebiet kommt es zur Verzahnung mit der Ofterschwang-Formation durch Zunahme des turbiditischen Einflusses und Abnahme der hemipelagischen Lagen.

Dank

Die Altersbestimmungen an kalkigem Nannoplankton wurden im Rahmen des Projektes „Informationsoffensive oberflächennahe Geothermie“ aus Mitteln des Freistaates Bayern finanziert und co-finanziert durch die Europäische Union.

Literatur

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1958): Ueber Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 1–40, Wien.

BETTENSTAEDT, F. (1958): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **109**, 566–592, Hannover.

BLÜHER, H.-J. (1935): Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. – Abh. geol. Landesuntersuch. a. Bayer. Oberbergamt, **16**, 7–55, München (Bayer. Oberbergamt).

BUBIK, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bile Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). – In: KAMINSKI, M.A., GEROCH, S. & GASINSKI, M.A. (Hrsg.): Proceedings of the fourth international workshop on agglutinated foraminifera, Krakow Poland, September 1993. – Spec. Publ., **3**, 71–116, Krakow (Grzybowski Foundation).

BURNETT, J.A., GALLAGHER, L.T. & HAMPTON, M.J. (1998): Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Hrsg.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. – British Micropalaeontological Society Publications Series, 132–199, London (Chapman & Hall).

CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jb. Mineral. Mh., **B 80**, 307–463, Stuttgart (Schweizerbart).

DACQUÉ, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. – Landeskundl. Forschungen, **15**, 105 S., München (Geogr. Ges. München).

EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **143**, 51–65, Stuttgart (Schweizerbart).

EGGER, H. (2013a): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, 23.–27.09.2013, Melk, 167–174, Wien (Geol. B.-A.).

EGGER, H. (2013b): Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen Deckensystem des Wienerwaldes. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, 23.–27.09.2013, Melk, 175–194, Wien (Geol. B.-A.).

EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Res., **29**, 405–416, Amsterdam (Elsevier).

EGGER, H., MOHAMED, O. & FREIMOSER, M. (2012): Obituary for the Walserberg Series in the Cretaceous of the Eastern Alps (Austria, Germany). – Austrian J. Earth Sci., **105**/3, 161–175, Wien (Österr. Geol. Ges.).

FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**, 449–470, Stuttgart (Schweizerbart).

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 79–94, Wien (Österr. Geol. Ges.).

FINK, W. (1903): Der Flysch des Tegernseer Gebietes mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. – Geogn. Jh., **16**, 77–104, München.

FOUCHER, J.C. (1981): Kystes des dinoflagellatés du Crétacé moyen européen: Proposition d´ une échelle biostratigraphique pour le domaine nordoccidental. – Cretaceous Res., **2**, 331–338, Amsterdam (Elsevier).

FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. Bavarica, **66**, 7–91, München (Bayer. Geol. Landesamt).

GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): The Geologic Time Scale, Vol. **2**, 1142 S., Amsterdam (Elsevier).

HESSE, R. (1966): Flysch-Zone. – In: STEPHAN, W. & HESSE, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee, 32–74, München (Bayer. Geol. Landesamt).

HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – Geol. Bavarica, **66**, 148–222, München (Bayer. Geol. Landesamt).

HESSE, R. (1991): Flysch-Zone. – In: HESSE, R. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8234 Penzberg, 20–74, München (Bayer. Geol. Landesamt).

KIRSCH, K.-H. (2003): Dinoflagellatenzysten-Zonierung der höheren Unterkreide des Rhenodanubischen Flysches. – Zitteliana, **A43**, 143–158, München (Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie).

KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wissensch. Veröff. des Deutsch. u. Österr. Alpenver., **10**, 231 S., Innsbruck (Verlag des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins).

KRAUS, E. (1932): Der bayerisch-österreichische Flysch. – Abh. geol. Landesuntersuch. a. Bayer. Oberbergamt, **8**, 82 S., München (Bayer. Oberbergamt).

MATTERN, F. (1998): Lithostratigraphie und Fazies des Reiselsberger Sandsteins: sandreiche, submarine Fächer (Cenomanium-Turonium, westlicher Rhenodanubischer Flysch, Ostalpen). – Berliner Geowiss. Abh., Reihe A, **198**, 139 S., Berlin (Univ. Berlin).

OHMERT, W. (1964): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Ostin und Marienstein (Tegernsee). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 111 S., München.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy, 329–426, Cambridge (Cambridge University Press).

PFLAUMANN, U. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. – Diss. Univ. München, 180 S., München.

PFLAUMANN, U. (1968): Flysch-Zone. – In: PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8237 Miesbach, 111–141, München (Bayer. Geol. Landesamt).

PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165, Wien.

PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 67–94, Wien.

PRÖSSL, K.F. (1990): Dinoflagellaten der Kreide – Unter-Hauterive bis Ober-Turon – im Niedersächsischen Becken. Stratigraphie und Fazies in der Kernbohrung Konrad 101 sowie einiger anderer Bohrungen in Nordwestdeutschland. – Palaeontographica, Abt. B, **218**, 93–191, Stuttgart (Schweizerbart).

RAD, U. V. (1972): Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. – Geol. Bavarica, **66**, 92–147, München (Bayer. Geol. Landesamt).

RICHTER, M. (1924): Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. – Jb. Geol. B.-A., **74**, 135–177, Wien.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. Dtsch. Geol. Ges., **92**, 416–430, Berlin (Enke).

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **91**, 273–289, Berlin (Enke).

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geol. Mijnbouw, **56**, 37–65, Amsterdam (Royal Geol. and Mining Soc. of the Netherlands).

STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**, 1–19, Frankfurt/Main (Senckenberg. Naturforsch. Ges.).

TEIPEL, U. & HAHN, T. (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8332 Unterammergau. – Augsburg (Bayer. Landesamt f. Umwelt).

WAGREICH, M., PAVLISHINA, P. & MALATA, E. (2006): Biostratigraphy of the lower red shale interval in the Rhenodanubian Flysch Zone of Austria. – Cretaceous Res., **27**, 743–753, Amsterdam (Elsevier).

WAGREICH, M., BOJAR, A.-V., SACHSENHOFER, R.F., NEUHUBER, S. & EGGER, H. (2008): Calcareous nannoplankton, planktonic foraminiferal and carbonate carbon isotope stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary section in the Ultrahelvetic Zone (Eastern Alps, Upper Austria). – Cretaceous Res., **29**, 965–975, Amsterdam (Elsevier).

WANG, C., HU, X., SARTI, M., SCOTT, R.W. & LI, X. (2005): Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. – Cretaceous Res., **26**, 21–32, Amsterdam (Elsevier).

WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotopes and sandstone records of the western Tethys. – Earth Planet. Sci. Lett., **220**, 69–82, Amsterdam (Elsevier).

Eingelangt: 17. Juli 2014, Angenommen: 28. Juli 2014

Tafel 1

Fig. a–f: Details aus dem Typusprofil am oberen Lahnegraben

a) Kontakt zwischen dünnbankigen Mergel- und Tonmergelsteinen der Lahnegraben-Formation (li.) und dickbankigem Sandstein der Reiselsberg-Formation (re.).

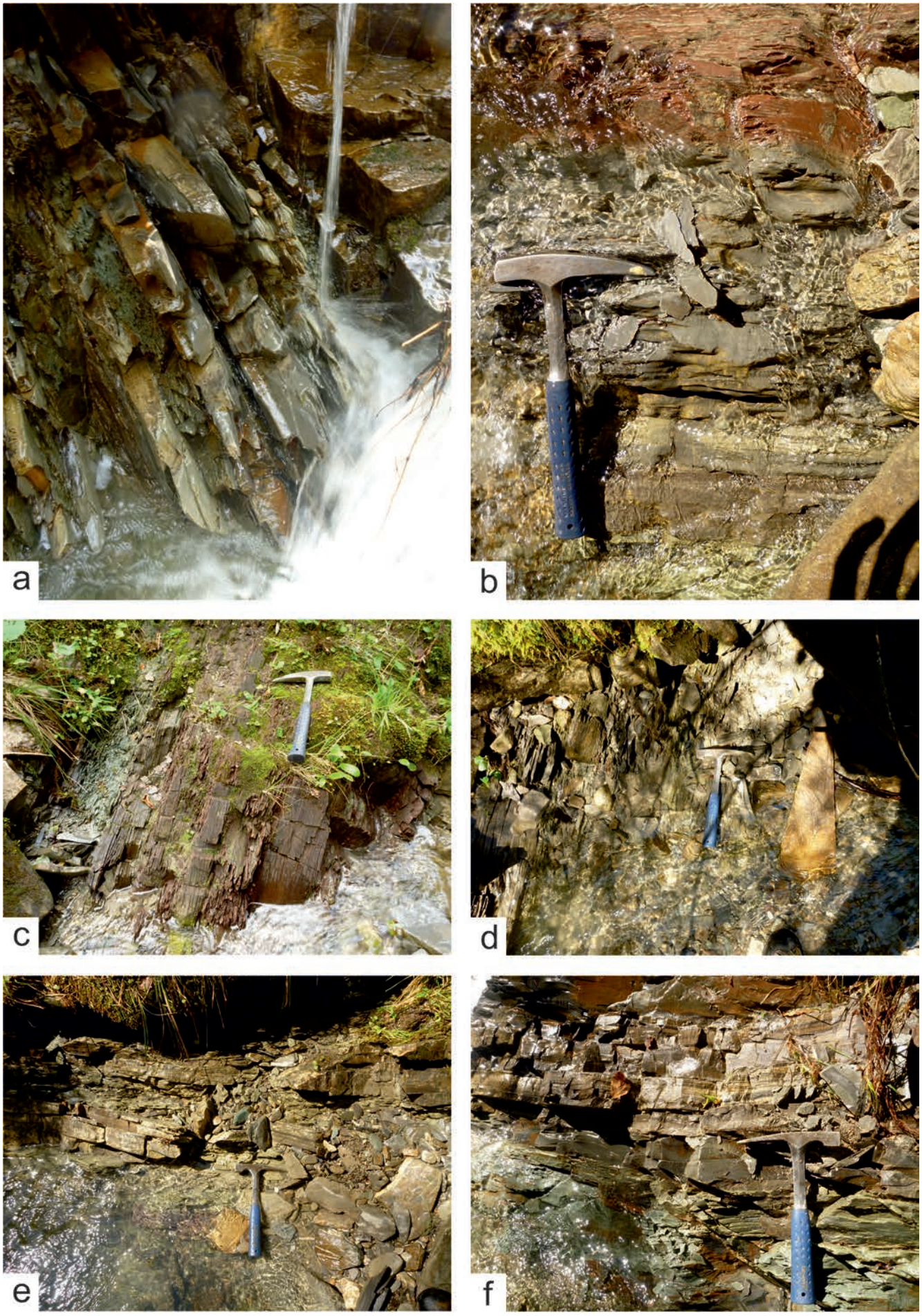
b) Mittelbankiger Wechsel aus grauen Tonmergel- und roten Tonsteinen.

c) Dünn- bis mittelbankiger Wechsel aus roten und grünen Ton-, graugrünen Tonmergel- und grauen Mergelsteinen.

d) Mittelbankige, graue Mergelsteine.

e) Dünnbankiger Wechsel aus Tonmergel- und Kalksandsteinen.

f) Dünnbankiger Wechsel aus grauen Mergel-, graugrünen Tonmergel- und Kalksandsteinen mit Parallelschichtung.


a
b
c
d
e
f

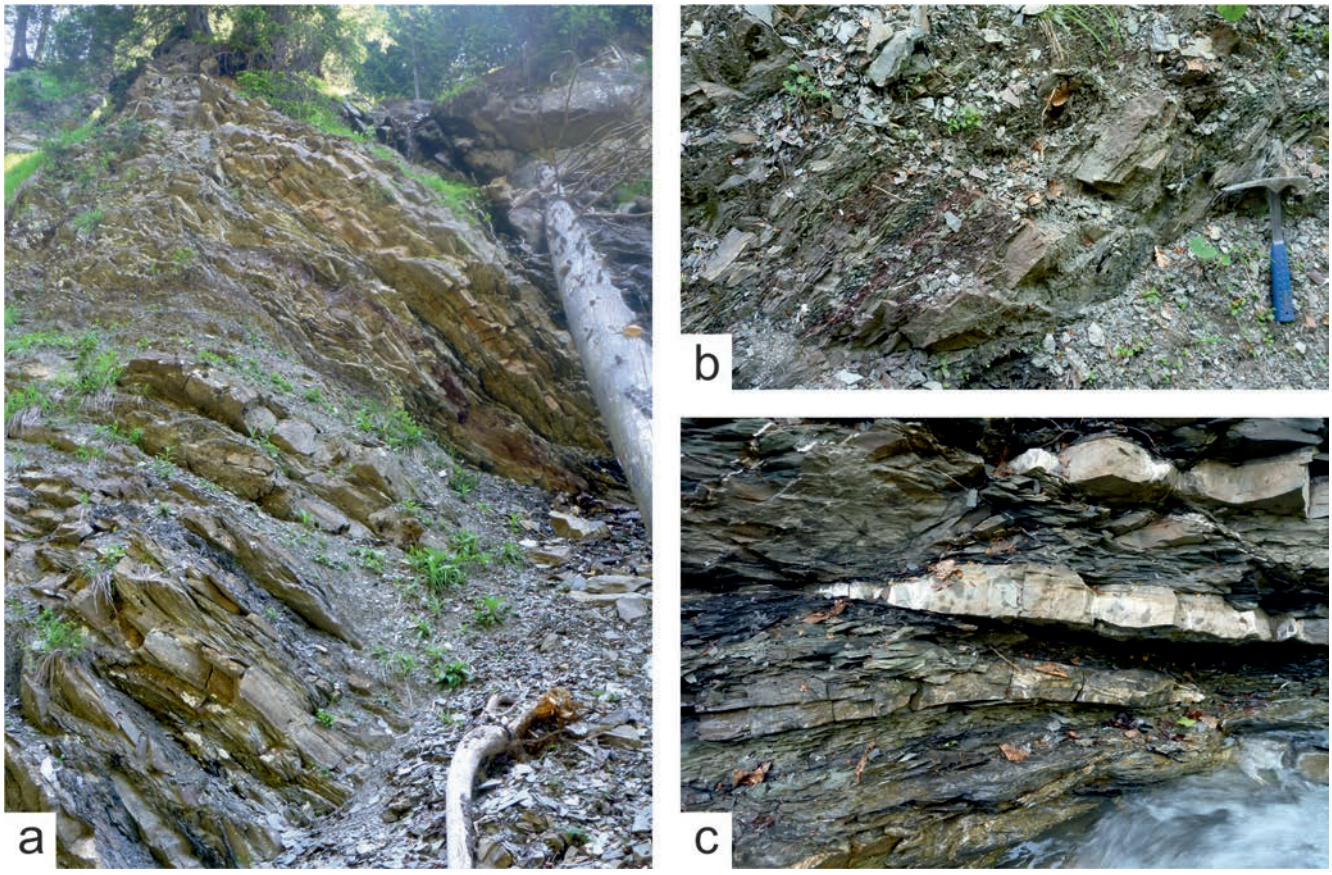
Tafel 2

Fig. a–c: Lahnegraben-Formation im Gaisalptobel, östlich Oberstdorf.

a) Reduziertes Profil der Lahnegraben-Formation mit roten Tonsteinen zwischen Rehbreingraben- (unten) und Reiselsberg-Formation (oben).

b) Plattiger bis dünnbankiger Wechsel aus roten Ton-, graugrünen Tonmergel-, grauen Mergel- und Kalksandsteinen.

c) Schwarze und grüne Tonsteine mit Siltsteinen der Rehbreingraben-Formation unterhalb der ersten roten Tonsteine.


a
b
c

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 183–191 | Wien, Dezember 2014

Ein neues Vorkommen von Oberjura-Schichten im Bereich zwischen den Zellerhüten und dem Salzatal (Mariazellerland, Steiermark)

Michael Moser* & Stjepan Ćorić*

2 Abbildungen, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 102 Aflenz Kurort

Nördliche Kalkalpen
Jura
Malm
Beckensedimente
Kieselmergel
Lithostratigrafie

Inhalt

Zusammenfassung 183
Abstract 183
Einleitung 184
Oberalm-Formation (Tithonium). 184
Obersee-Brekzie (Oxfordium–Kimmeridgium) 186
Ruhpoldinger Radiolarit, „Tauglboden-Formation“ (Oxfordium) 186
Literatur. 186
Tafeln 188

Zusammenfassung

Bei den Kartierungsarbeiten auf Kartenblatt ÖK 102 Aflenz Kurort konnte ein neu zu beschreibendes Vorkommen oberjurassischer Kalke, Brekzien und Mergel innerhalb der tirolischen Göller-Decke aufgefunden werden. Die Zuordnung der einzelnen Lithologien zu gut definierten Jura-Formationen konnte mit Hilfe von Nannofossilien (Coccolithen) und faziellen Vergleichen mit ähnlichen Entwicklungen in der Unterberg-Decke (Blatt 72 Mariazell), im Salzkammergut (Osterhorntirolikum) und dem Rofangebirge (Inntal-Decke) erzielt werden.

A new occurence of Upper Jurassic strata within the area between „Zellerhüte“ and Salza Valley (Range of Mariazell, Styria)

Abstract

By mapping the federal geologic map “ÖK 102 Aflenz Kurort” a new occurence of Upper Jurassic limestone, breccia and marl within the area of Göller Nappe has been found out. With help of nannofossils the Jurassic age of siliceous marls could be supported and by mapping facial criteria the breccias, marls and radiolarites could be assigned to distinct Jurassic formations.
Older geologic maps have confused the marly Jurassic sediments and breccias with Upper Cretaceous sediments of the Lower Gosau Subgroup, because of the lack of macrofossils and because of the unusual development of the Jurassic strata.
Geological mapping in the scale 1:10.000 resulted in the recognition of a Upper Jurassic succession of three formations (Ruhpolding Radiolarite, Obersee Breccia and Oberalm Formation) and the recognition of the formation of coarse grained breccias and calcitturbidites within the higher part of Upper Jurassic time.

* Michael Moser, Stjepan Ćorić: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at, stjepan.coric@geologie.ac.at

Einleitung

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt konnte bei der Kartierung des ÖK-Blattes 102 Aflenz Kurort ein von Studenten der Universität Wien bereits vor 20 Jahren neu aufgefundenes Vorkommen von Kalken, Brekzien und Mergeln des Oberjura im Bereich der tirolischen Göller-Decke detailliert wiederaufgenommen werden. Dabei konnte das jurassische Alter der kieseligen Mergel mit Hilfe von Nannofossilien bestätigt werden. Weiters konnte durch eine faziell orientierte Kartierung eine Zuordnung der einzelnen Lithologien zu den jeweiligen Formationen des Oberjura erzielt werden.

Auf den älteren geologischen Karten (SPENGLER & STINY, 1926) wurde dieses Vorkommen von Oberjura-Schichten entweder noch übersehen, oder – aufgrund der andersartigen lithologischen Ausbildung und der Armut an Makrofossilien – fälschlicherweise für Oberkreide (Gosau-Gruppe) gehalten. Obwohl SPENGLER das Vorkommen von Radiolariten bereits richtig erkannt hatte (SPENGLER & STINY, 1926), dürfte er die darüber folgenden, z.T. mächtigen Brekzien und dunklen, kieseligen Mergel mit den Gosau-Schichten verwechselt haben. Die detaillierte Kartierung im Maßstab 1:10.000 konnte jedoch z.T. noch erhaltene Schichtfolgen erfassen, die den richtigen Zusammenhang mit Brekzienbildung und Schüttung von Kalkturbiditen im Oberjura erkennen lässt.

Oberalm-Formation (Tithonium)

Eine wesentliche Neuerung der geologischen Kartierung war die Erfassung von mächtigen Sedimenten der Oberalm-Formation in einer lithofaziell eigenständigen Entwicklung. Bereits JARNIK (1995: 504) und RISAVY (1994: 467, 1995: 508) (beide Univ. Wien, unter Betreuung von Richard Lein) hatten im Zuge ihrer (Diplom)kartierungen das Vorhandensein von Oberjura-Sedimenten an der Südseite

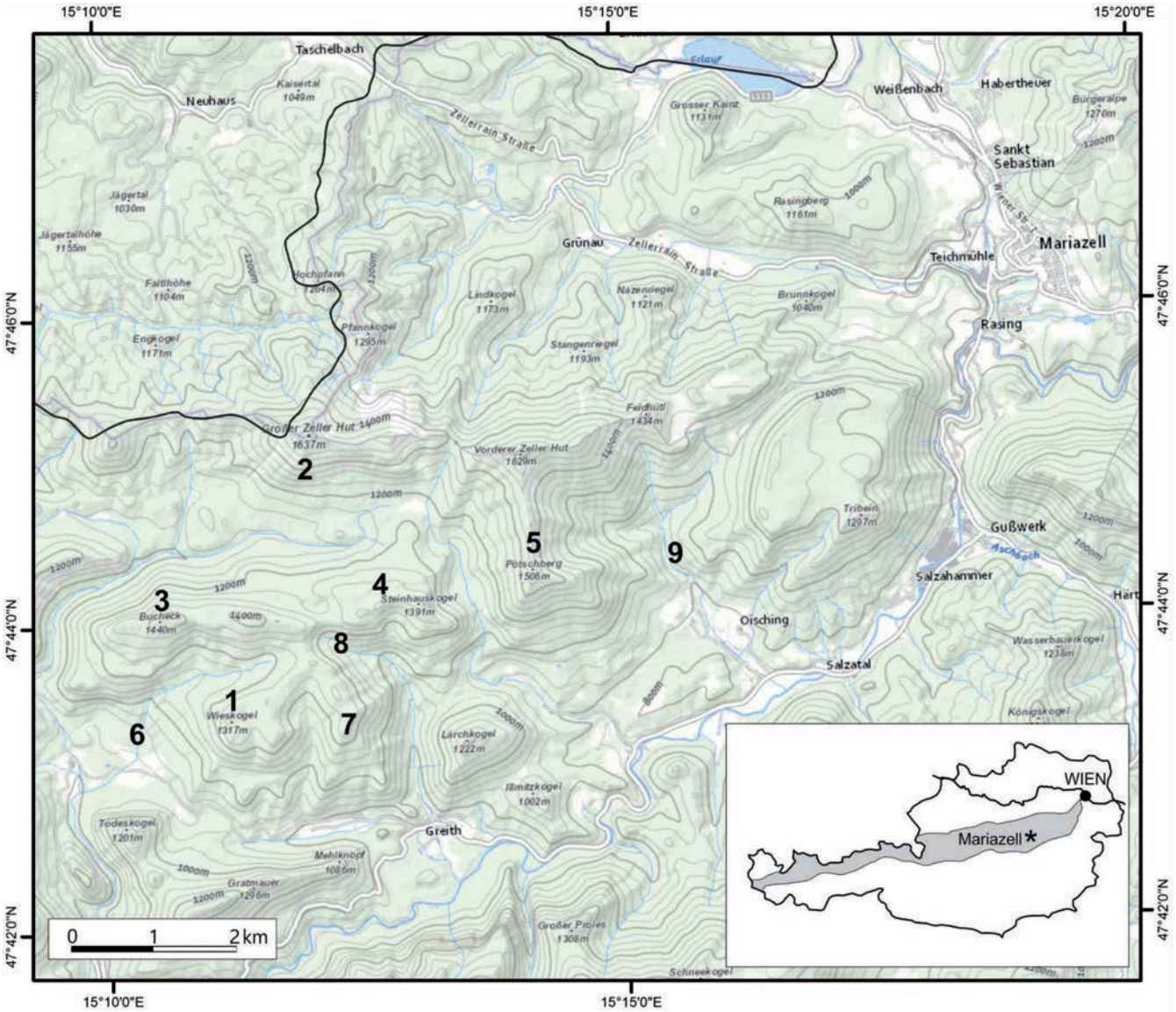


Abb. 1.
Geografischer Überblick der im Text erwähnten Lokalitäten.
1: Wieskogel (1.317 m), 2: Großer Zeller Hut (1.637 m), 3: Bucheck (1.440 m), 4: Steinhaustrog, 5: Pötschberg (1.506 m), 6: Bucheckgraben, 7: Rodler (1.290 m), 8: Brunner Loch, 9: Oischinggraben. Datenquelle: basemap.at

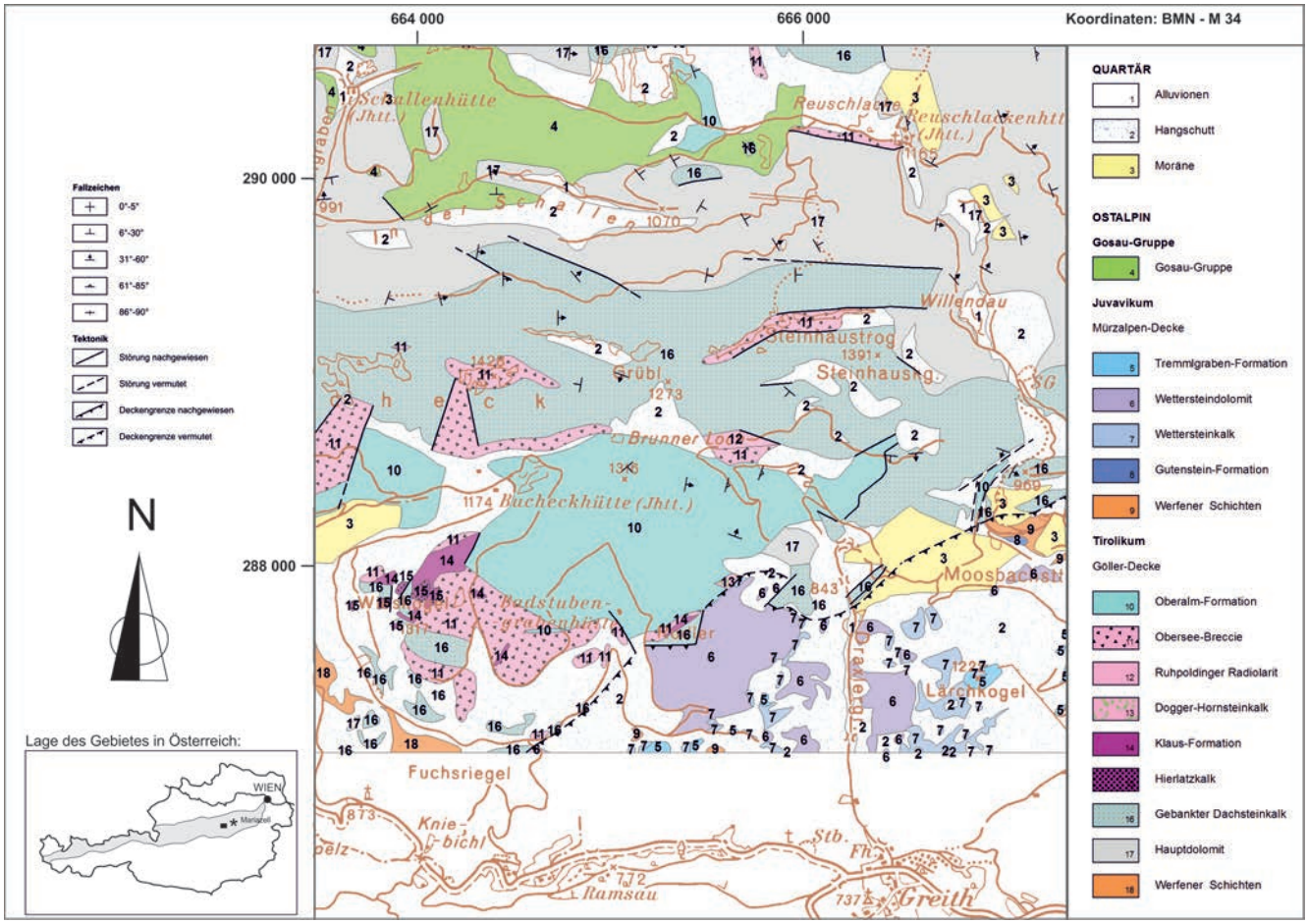


Abb. 2.
Geologische Karte der Trias-, Jura- und Kreidesedimente zwischen den Zellerhüten im Norden und dem Salzatal bei Greith im Süden. Topografie: BEV ©.

der Zellerhüte bzw. im Oischinggraben und Brunner Loch vermutet (Abb. 1, 2) und diese deutlich von den viel jüngeren Gosausedimenten abgegrenzt. Allerdings gelang es ihnen (aufgrund der Aufschlussverhältnisse) noch nicht, diese in einer zusammenhängenden Schichtfolge zu sehen.

Im Bereich des Brunner Loches (zwischen Bucheck und Rodler) kann jedoch eine – wenn auch tektonisch gestörte – Abfolge von Ruhpoldinger Radiolarit (Oxfordium) – Obersee-Brekzie (Oxfordium bis Kimmeridgium) – Oberalm-Formation (Tithonium bis Berriasium) auskartiert werden (Abb. 2). Diese Schichtfolge wiederholt sich auch an der Südflanke des Bucheck (1.428 m), wobei jedoch der geringmächtige Radiolarithorizont zu fehlen scheint und die Oberseebrekzie direkt dem lagunären Dachsteinkalk des Bucheck aufsitzt. Die Sedimente der Oberalm-Formation sind nur zum Teil als die typisch grauen, allodapischen Hornstein-Bankkalke ausgebildet (Rollstücke im Buchecksgraben und Tafel 1/Fig. 4). Im Großen und Ganzen handelt es sich jedoch um dünnbankige, dunkelgraue, etwas kieselige Mergel und Mergelkalke (Tafel 1/Figs. 5–6) mit vereinzelt eingelagerten kalkturbiditischen Schüttungen (meist Feinschichtungsgefüge, Tafel 1/Figs. 3, 7). Dieses Bild hält über mehrere 100 m Mächtigkeit an und scheint auch lateral kaum zu variieren. Umso wichtiger erscheint der paläontologische Beleg des tithonen Alters dieses Schichtgliedes. Probenmaterial, das an mehreren Stellen aus autochthonen-mergeligen Lagen (Tafel 1/Figs. 1–2) innerhalb der kieseligen Mergelkalke genommen wurde, enthielt folgende Nannoflora (det. ST. ĆORIĆ, Geologische Bundesanstalt, Wien):

Cyclagelosphaera tubulata (GRÜN & ZWEILI, 1980) COOPER, 1987 (Mittel- bis Oberjura)

Cyclagelosphaera margerelii NOËL, 1965 (Mitteljura bis Oberkreide)

Thoracosphaera sp.

Watznaueria barnesae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968 (Jura bis Kreide)

Watznaueria britannica (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1964 (Mitteljura bis Oberkreide)

Watznaueria manivitae BUKRY, 1973 (Mitteljura bis Oberkreide)

Watznaueria fossacincta (BLACK, 1971) BOWN in BOWN & COOPER, 1989 (Mitteljura bis Oberkreide)

Retecapsa cf. *incompta* (Oberjura bis Kreide)

Das Auftreten der Formen *Cyclagelosphaera tubulata* und *Retecapsa incompta* lässt das Alter der mergeligen Oberalm-Formation auf unteres Tithonium (Nannoplanktonzone NJ 17) eingrenzen (vgl. BOWN & COOPER, 1998).

Im Dünnschliff handelt es sich bei den dunkelgrauen, mergeligen Beckensedimenten der Oberalm-Formation um graue, radiolarien- und schwammnadelreiche packstones (Tafel 1/Fig. 3). Solche sind nach FENNINGER & HOLZER

(1972: 79) und FLÜGEL & FENNINGER (1966: 261) charakteristisch für die Oberalm-Formation. Einzelne Kalkturbiditlagen sind deutlich gradiert geschichtet und reich an Echinodermenschutt, Bivalven, Schwammnadeln, Radiolarien und kantigen Jura-Intraklasten (Tafel 1/Fig. 4).

Insgesamt deutet sich für die Oberalm-Formation ein eher distaler Beckenbereich mit mergelig-kieseligen Autochthonsedimenten und mit vereinzelten, sehr distalen kalkturbiditischen Schüttungen aus dem Flachwasserbereich an.

Obersee-Brekzie (Oxfordium–Kimmeridgium)

Durch ihre Lagerung und ihren Komponentenbestand bestimmt, kann die grobklastische Jurabrekzie, die in größerer Mächtigkeit am Bucheck (1.428 m), am Steinhaustrog (1.391 m) und am Wieskogel (1.317 m) dem lagunären Dachsteinkalk stratigrafisch aufliegt, durch ihre Position zwischen dem Ruhpoldinger Radiolarit des Oxfordium im stratigrafisch Liegenden und den mergeligen Sedimenten der Oberalm-Formation des Tithonium im stratigrafisch Hangenden der oberjurassischen Obersee-Brekzie zugeordnet werden. Letztere wurde von GAWLICK et al. (2009: 74) an der Typlokalität beim Obersee in den Göstlinger Alpen (Niederösterreich) indirekt durch Radiolarien im unterlagernden Radiolarit in das höhere Oxfordium bis Kimmeridgium (umgelagerte Labyrinthinenkalke) eingestuft. Bemerkenswerterweise kam GAWLICK et al. (2011: 40, 46) im Gebiet des Rofan zu einem sehr ähnlichen Ergebnis (Radiolarit und Rofan-Brekzie).

Zuallererst ist diese Jurabrekzie von SCHIEL (1995) am Wieskogel als solche erkannt worden und ist von ihm deutlich von den ebenso grobklastischen Gosaukonglomeraten im Schallental abgegrenzt worden. Der Komponentenbestand der Obersee-Brekzie ist ausgesprochen monomikt aus grauen Kalk- und Dolomitkomponenten des obertriadischen Untergrundes (Dachsteinkalk, Kössen-Formation und Hauptdolomit) zusammengesetzt (Tafel 1/Figs. 8, 10). Auffällig ist dabei – gegenüber der Obersee-Brekzie an der Typlokalität – das gehäufte Auftreten von Hauptdolomit-Komponenten. Nur gelegentlich finden sich auch rote Jurakalk- und Radiolaritkomponenten in dieser Brekzie (Tafel 1/Fig. 9). Dabei handelt es sich relativ häufig um rote, spätige Hierlatzkalk-Komponenten, rote (Filament-)Klauskalk-Komponenten und Ruhpoldinger Radiolarit-Komponenten der unmittelbaren Unterlagerung.

Da die rötlichgraue, mikritisch-sparitische Matrix dieser Brekzien marine Bioklasten (Crinoiden, Bivalven und Brachiopoden) enthält, kann die Brekzie wohl nur als submarine Bildung betrachtet werden. Allerdings dürfte die Ablagerungstiefe geringer gewesen sein als im Radiolaritbecken, da entsprechende Fossilien fehlen. Weiters ist zu beachten, dass die biogenen Reste nur teilweise frei in der Matrix schwimmen, zum Teil sind diese auch durch Drucklösung aus den Lithoklasten herausgelöst und angereichert worden.

Im Dünnschliff lassen sich neben der fossilarmen Matrix gut die Komponenten dieser Brekzie betrachten:

- Dachsteinkalk – Involutinidenkalke (Tafel 2/Fig. 1), Triasinenkalke (Tafel 2/Fig. 2), „Birdseyes"-Kalke (Tafel 2/Fig. 3), Oobiosparite (Tafel 2/Fig. 4) und fossilreiche Biomikrite,
- Kössen-Formation – fossilreiche Bivalven-Brachiopodenkalke (Tafel 2/Fig. 5),
- Hauptdolomit – strukturlose Dolomite,
- Hierlatzkalk – rote, spätige Crinoidenkalke und
- Klauskalk – rote Filamentkalke mit *Bositra buchi* (Tafel 2/Fig. 6).

Ruhpoldinger Radiolarit, „Tauglboden-Formation" (Oxfordium)

Im „Brunner Loch" überlagert graugrüner und roter Radiolarit (Tafel 2/Fig. 7) den lagunären Dachsteinkalk des Steinhauskogels mit tektonischem Kontakt. Als Besonderheit sind dem kieseligen Gestein dm-mächtige Bänke von turbiditisch gradierten Kalken (Tafel 2/Fig. 8) eingelagert, welche die Bezeichnung „Tauglboden-Formation" verdienen würden. Gelegentlich sind auch erosiv in den Untergrund eingreifende debritische Brekzien (Olisthostrome) zu beobachten.

Literatur

BOWN, P.R. & COOPER, M.K.E. (1998): Jurassic. – In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous nannofossil biostratigraphy. – British Micropalaeont. Soc., Publ. Ser., 34–85, Cambridge.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, Wien.

FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **123**, Stuttgart.

GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – J. Alp. Geol., **50**, 152 S., 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. – Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 39–50, Wien.

JARNIK, M. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in Oberkreide-/?Alttertiärablagerungen der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 503–505, Wien.

RISAVY, R. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Gebiet Tribein-Pötschberg auf Blatt 102 Aflenz und Blatt 72 Mariazell. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 467–468, Wien.

Risavy, R. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Moosbach-Draxlergraben auf Blatt 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 507–508, Wien.

Schiel, B. (1995): Geologie und Fazies des Raumes Dürradmer–Greith, Salzatal, Steiermark (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Wien, 108 S., Wien.

Spengler, E. & Stiny, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

Eingelangt: 7. April 2014, Angenommen: 4. September 2014

Tafel 1

Lithologie und Sedimentologie der Oberalm-Formation und Obersee-Brekzie.

Figs. 1–2: Beprobte Mergellagen in der Oberalm-Formation.

Fig. 1: Lokalität Brunner Loch (an der Forststraße, 1.070 m).

Fig. 2: Lokalität Rodler-Westflanke (an der Forststraße, 1.190 m).

Beide Proben lieferten eine z.T. gut erhaltene Nannofauna mit der für das Tithonium leitenden Form *Cyclagelosphaera tubulata*.

Figs. 3–4: Dünnschliffe aus der Oberalm-Formation.

Fig. 3: Radiolarien- und schwammnadelreicher packstone aus der Oberalm-Formation im Brunner Loch (1.070 m).

Fig. 4: Litho- und bioklastenreiche, deutlich gradiert geschichtete Basis einer kalkturbiditischen Lage in der Oberalm-Formation (Brunner Loch, 1.100 m).

Figs. 5–7: Aufschlussfotos zur Lithologie der Oberalm-Formation.

Fig. 5: Dünnbankige, ebenflächige, kieselig-mergelige Oberalmer Kalke im Oischinggraben (865 m).

Fig. 6: Dunkelgraue, dünnbankige und ebenflächige, stark kieselige Mergelkalke der Oberalm-Formation im Bucheckgraben (1.230 m).

Fig. 7: Dunkelgraue, dünnbankige Feinschuttkalke der Oberalm-Formation im Brunner Loch (1.070 m).

Figs. 8–10: Lithologie und Zusammensetzung der Obersee-Brekzie.

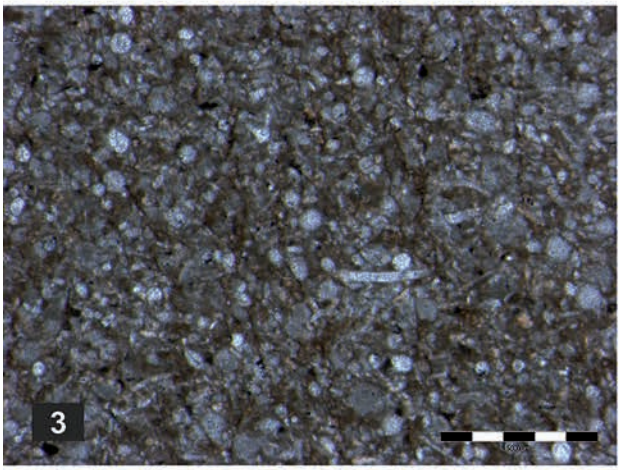
Fig. 8: Monomikt aus grauem Dachsteinkalk und Hauptdolomit zusammengesetzte Obersee-Brekzie am Pötschberg (1.220 m).

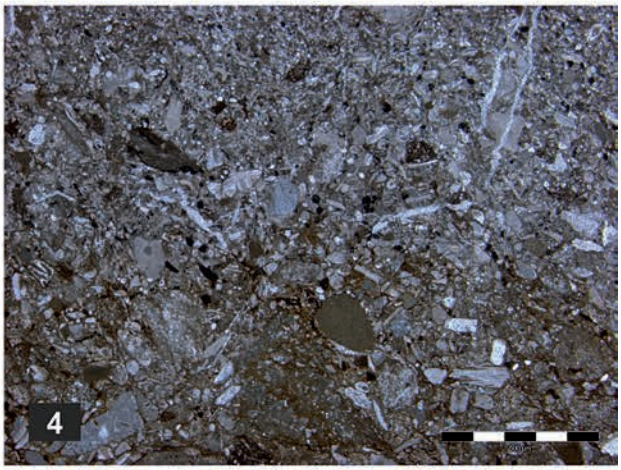
Fig. 9: Grobe Jurabrekzie aus grauen Obertrias-Komponenten und roten Jura-Komponenten (Hammerspitze: roter, spätiger Hierlatzkalk); Bucheck (1.220 m).

Fig. 10: Graue Kalkdolomit-Brekzie am Bucheck (1.230 m).

1

2

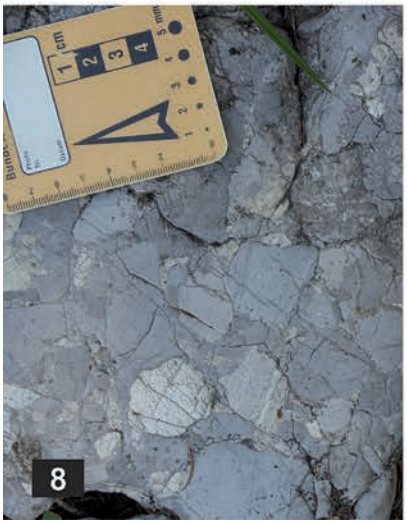

3


4

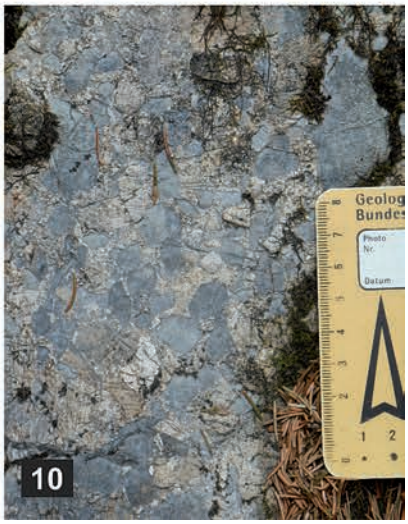
5

6

7


8

9


10

Tafel 2

Dünnschliff-Fotos aus den Brekzienkomponenten der Obersee-Brekzie und Aufschlussfotos zur Lithologie des radiolaritischen Beckens.

Figs. 1–4: Mikrofazies der Dachsteinkalk-Komponenten in der Obersee-Brekzie.
Lokalität: Wieskogel (1.317 m).

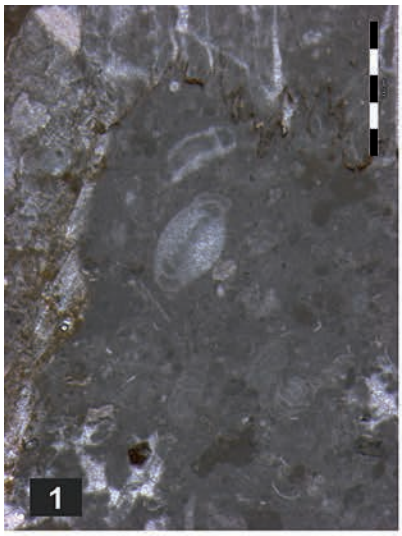
Fig. 1: Involutinidenkalk (wackestone).
Fig. 2: Triasinenkalk (packstone).
Fig. 3: „Birdseyes"-Kalk (mudstone).
Fig. 4: Ooidkalk (grainstone).

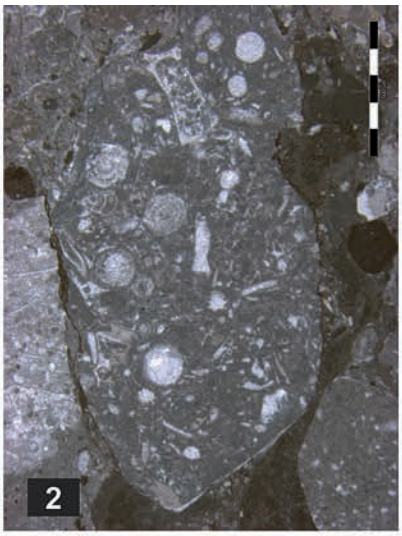
Figs. 5–6: Mikrofazies der Rhätium- und Jura-Komponenten in der Obersee-Brekzie.
Lokalität: Wieskogel (1.317 m).

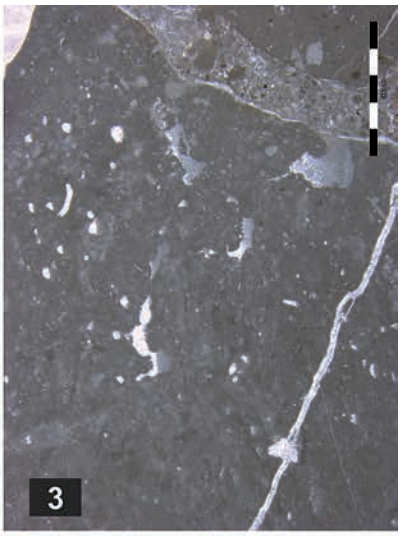
Fig. 5: Brachiopodenreiche Kössener Schichten (floatstone).
Fig. 6: Filamentreicher Klauskalk (Filamentmikrit).

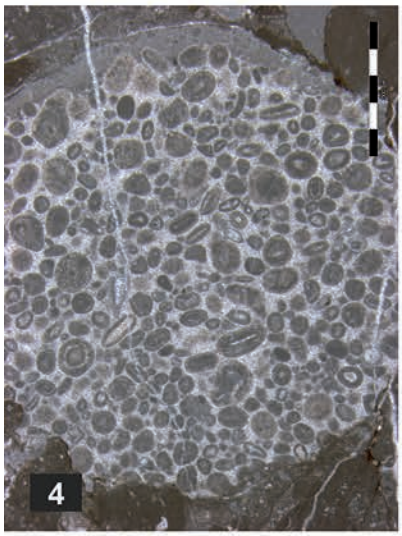
Figs. 7–8: Lithologie und Sedimentologie des Radiolaritbeckens.
Lokalität: Brunner Loch (Forststraße, 1.100 m).

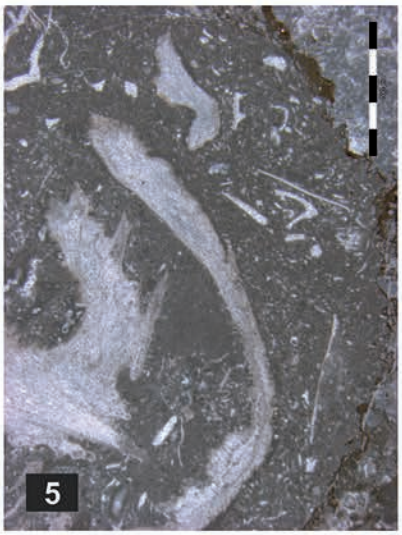
Fig. 7: Dünnbankiger, grüngrauer und roter Radiolarit.
Fig. 8: Kalkig, turbiditische Einschaltung im Radiolarit.

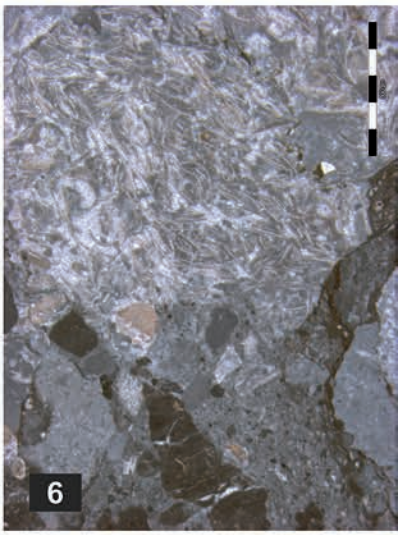

1


2


3


4


5


6

7

8

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 193–198 | Wien, Dezember 2014

Spongiomorpha ramosa FRECH (1890), eine weitere obertriassische anthaspidellid demospongea

BABA SENOWBARI-DARYAN*

2 Abbildungen, 1 Tafel

Spongiomorpha
Hydrozoa
Schwämme
Orchocladina
Anthaspidellidae
Obertrias
Riff
Peloponnes
Griechenland

Inhalt

Zusammenfassung 193
Abstract 193
Einleitung 194
Fundpunkt und Alter des untersuchten Materials 194
Systematische Paläontologie 194
Dank 195
Tafel 196
Literatur. 198

Zusammenfassung

Spongiomorpha ramosa FRECH, ein obertriassischer Riffbildner, wurde über hundert Jahre aufgrund des sekundär kalkigen Skelettes als Spongiomorphidae zu den Korallen oder Hydrozoen, seit einigen Jahren jedoch zu den corallinen Schwämmen der Gruppe „Inozoen" zugeordnet. In einem relativ gut erhaltenen Exemplar aus den obertriassischen Riffkalken vom Peloponnes, Griechenland, sind dendroclone, jedoch in Kalk umgewandelte Schwammnadeln erhalten, die eine systematische Zuordnung dieses Organismus zur Ordnung Orchocladina RAUFF zulassen. Ähnliche Schwammnadeln wurden vor kurzem auch in *Stromatomorpha californica* SMITH, einer weiteren obertriassischen Gattung der Familie Spongiomorphidae nachgewiesen und diese daher ebenfalls zur Ordnung Orchocladina, Familie Anthaspidellidae MILLER zugeordnet.

Spongiomorpha ramosa FRECH (1890), a further Upper Triassic anthaspidellid demospongea

Abstract

Because of calcified skeleton of the Upper Triassic reef builder *Spongiomorpha ramosa* FRECH it was assigned more than the last 100 years to the family Spongiomorphidae interpreting as Coral or Hydrozoa. During the last years it was attributed to the coralline sponges of the group "Inozoa". In a relatively well preserved specimen from the Upper Triassic reef carbonates of Peleponnes, Greece, dendroclone spicules, however, replaced in calcite were found. These types of spicules allowed the assignment of this organism to the order Orchocladina RAUFF. Years ago similar spicules were found also in *Stromatomorpha californica* SMITH, a sister genus of the family Spongiomorphidae. *Stromatomorpha* was attributed also to the order Orchocladian, family Anthaspidellidae MILLER.

* BABA SENOWBARI-DARYAN: GeoZentrum Nordbayern, Fachgruppe Paläoumwelt, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, 91054 Erlangen, Deutschland. baba.senowbari-daryan@gzn.uni-erlangen.de

Einleitung

In einer, heute noch weitgehend gültigen Arbeit beschrieb FRECH (1890) die obertriassischen Korallen der juvavischen Provinz (Zlambach Schichten, Hallstätter Kalke) in Österreich. Er stellte die Familie Spongiomorphidae auf und ordnete die von ihm neu aufgestellten Gattungen *Heptastylis*, *Spongiomorpha* (mit der Untergattung *Heptastylopsis*) und *Stromatomorpha* dieser Familie zu. Die Spongiomorphidae als „eigenthümliche Familie“ (FRECH, 1890: 69) wurde von ihm zu den Korallen gestellt. ALLOITEAU (1952) erhob die Spongiomorphidae in die Ordnungsebene und stellte sie zu den Hydrozoen. HILL & WELLS (1956: F88) definierten die Spongiomorphida als Hydrozoen „in which stellate ?astrorhizal vertical tubules may develop from the radial grouping of 5 vertical pillars about a 7th“. Die systematische Zuordnung der Spongiomorphidae zu den Hydrozoen wurde in der Folgezeit durch die späteren Bearbeiter kritisch akzeptiert. Der Nachweis von Schwammnadeln in mehreren mesozoischen „Stromatoporoidea“ durch WOOD (1987, 1990, 1991) und REITNER (1987) sowie in einigen paläozoischen Exemplaren durch REITNER & WÖRHEIDE (2002) belegen die Schwammnatur dieser Organismen. STEARN et al. (1999) stellten die Klasse der paläozoischen Stromatoporoidea definitiv zu den Schwämmen. Der Fund von Nadeln in den triassischen Spongiomorphiden (in *Stromatomorpha californica* SMITH 1927) brachte den Nachweis, dass diese ebenfalls zu den Schwämmen zu stellen sind (SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009). Ähnlich wie in *Stromatomorpha californica* besteht das Skelett von *Spongiomorpha ramosa* FRECH (1890) ebenfalls aus zusammenhängenden Nadeln, was höchstwahrscheinlich auf die Zugehörigkeit aller dieser Gattungen der Spongiomorphiden zu den Schwämmen hindeutet.

Fundpunkt und Alter des untersuchten Materials

Norische–rhätische Riffe, die in den Alpen meist als „Dachsteinkalk-Riffe” bezeichnet werden, treten auch auf der griechischen Halbinsel Argolis auf. Sie sind in den sogenannten „Pantokrator-Kalken“ eingeschaltet. Die wenigen Information über ihre Vorkommen sind auf die Arbeiten von beispielsweise RENZ (in FRECH & RENZ, 1908), BACHMANN & RISCH (1979) und FLÜGEL (1983) beschränkt. Detaillierte fazielle und paläontologische Untersuchungen dieser Riffe sind jedoch bis heute nicht erfolgt. Die Hauptfazies der „Pantokrator-Kalke“ besteht aus gebankten Kalken und Dolomiten, die ähnlich wie die Loferit-Fazies in den Alpen in einem lagunären Ablagerungsraum sedimentiert wurden (VARTIS-MATARANGAS & MATARANGAS, 1991; PHOTIADES et al., 2010).

Ein Beispiel solcher Riffkarbonate innerhalb der „Pantokrator-Kalke“ ist die Riffstruktur, die sich in einer lateralen Ausdehnung von ca. 2 km in der Nähe der kleinen Ortschaft Sarmeika, südöstlich von Adami, erstreckt (Abb. 1). MATARANGAS et al. (1985) waren die ersten Bearbeiter, die über diese Riffkarbonate berichtet haben und deren Alter anhand von Korallen Karnium datierten. Von SENOWBARI-DARYAN et al. (1996, 2002) wurden diese Karbonate aufgrund der typisch norisch-rhätischen Rifforganismen ins Norium–Rhätium gestellt.

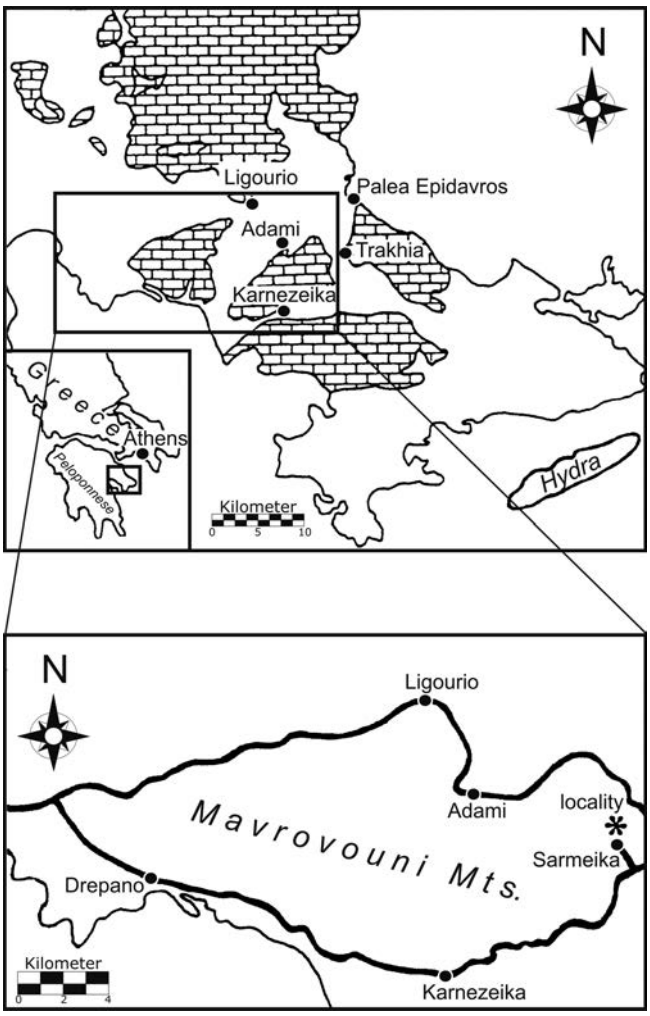


Abb. 1.
Geografische Lage des Dachsteinkalk-Riffkomplexes bei Sarmeika und die Verbreitung der „Pantokrator-Kalke“ in Argolis.

Die gekammerten Sphinctozoen, nicht gekammerten Inozoen (Disjectoporen, seltener Spongiomorphiden) und Chaetetiden sind die Hauptriffbildner, gefolgt von skleractinen Korallen. Das hier beschriebene Exemplar von *Spongiomorpha ramosa* wurde in diesen Riffkalken gefunden.

Das untersuchte Material wird in der „Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München (Inventar-Nr.: SNSB BS'PG 2014 I 66) aufbewahrt.

Systematische Paläontologie

Klasse Demospongea SOLLAS, 1885
Ordnung Orchocladina RAUFF, 1895
Familie Anthaspidellidae MILLER, 1889

Bemerkungen: Von den von FRECH (1890) zu der Familie Spongiomorphidae zugeordneten drei Gattungen (*Heptastylis, Spongiomorpha, Stromatomorpha*) wurden in *Stromatomorpha californica* (SMITH 1927) dendroclone Skleren nachgewiesen (SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009). *Stromatomorpha rhaetica* (KÜHN 1942) wurde zum jüngeren Synonym von *Str. californica* erklärt. Die von FRECH aufgestellte Typus-Art (*Str. stylifera*) wurde jedoch nicht neu untersucht, da das Origi-

nalmaterial nicht mehr aufzufinden ist (FLÜGEL, 1969). Es ist anzunehmen, dass *Spongiomorpha gibbosa* (aufgrund der Beschreibung als erste aufgeführte Art bei FRECH, 1890) den Holotyp der Gattung darstellt. Demnach bleiben die Gattungen *Stromatomorpha* and *Spongiomorpha* weiterhin gültig, bis die Holotypen anhand von Neotypen festzustellen sind. Die Art *Sp. ramosa* FRECH wird hier weiterhin der Gattung *Spongiomorpha* zugeordnet.

Folgende Arten bilden zur Zeit den Bestand der Gattung *Spongiomorpha* (*: Trias, **: Jura): *Sp. ampluramosa** BOIKO 1972, *Sp. asiatica*** YABE & SUGIYAMA 1931, *Sp. asyclica** FRECH 1890, *Sp. cayeuxi*** LE MAITRE 1935, *Sp. crassa*** LE MAITRE 1935, *Sp. dendroidea** KÜHN 1936, *Sp. gibbosa** FRECH 1890, *Sp. globosa*** YABE & SUGIYAMA 1931, *Sp. irregularis*** LE MAITRE 1937, *Sp. marrucchiensis*** LE MAITRE 1935, *Sp. minor** FRECH 1890, *Sp. ramosa** FRECH 1890, *Sp. tenuis** SMITH 1927, *Sp. sanpozanensis** YABE & SUGIYAMA 1932, *Sp. umbelliformis*** LE MAITRE 1937 und *Sp. zonata*** LE MAITRE 1935. Die Lokalitäten der damalig bekannten triassischen Spongiomorphiden sind in YABE & SUGIYAMA (1932: 8) und die stratigrafischen Reichweiten in FLÜGEL & SY (1959: 89–90) aufgelistet.

Genus *Spongiomorpha* FRECH, 1890

Spongiomorpha (*Heptastylopsis*) *ramosa* FRECH, 1890

(Abb. 2, Taf. 1, Figs. 1–4)

Synonymie-Liste (Auswahl)

* 1890 *Spongiomorpha* (*Heptastylopsis*) *ramosa* nov. sp. – FRECH: 76, Abb. a–e.
1969 *Spongiomorpha ramosa* FRECH. – FLÜGEL: 64–65 (ohne Abb.) (cum syn.).
1979 *Spongiomorpha ramosa* FRECH. – SCHÄFER: 52, Taf. 13/1.
1980 *Spongiomorpha ramosa* FRECH. – SENOWBARI-DARYAN: 73, Taf. 15, Abb. 4, 6.
1981 *Spongiomorpha ramosa* FRECH. – FLÜGEL, Fig. 7A.
2015 *Spongiomorpha ramosa* FRECH. – SENOWBARI-DARYAN et al. (cum syn.).

Beschreibung: Der vorliegende Längsschnitt von einem Exemplar aus den norisch-rhätischen Riffkalken in der Nähe der Ortschaft von Sarmeika (Abb. 1) erreicht eine Höhe von etwa 90 mm. Die Basis des Stockes ist abgeschnitten, so dass die tatsächliche Höhe etwas größer sein dürfte. Das Exemplar hat einen Durchmesser von ca. 50 mm. Es ist im jüngsten Teil verzweigt, wobei der kurze Ast um einen anderen Schwamm auf- bzw. herumwächst. Während die Skleren in den äußeren Teilen des Stockes durch Umkristallisation und Verkalkung als periodisch verdickte, leiterförmige Linien in Erscheinung treten (Taf. 1/Figs. 2, 4), sind sie in den inneren Bereichen relativ gut erhalten (Taf. 1/Fig. 3). Hier sind die dendroclonen Skleren mit den langen Achsen in der Wachstumsrichtung gut zu erkennen (Abb. 2, Taf. 1/Fig. 3). Sie erreichen eine Länge von 0,7 mm. Die Anordnungsrichtung bei den langen Armen ändert sich zur Peripherie des Stockes, so dass sie hier senkrecht zur Wachstumsrichtung stehen (Taf. 1/Figs. 1–2, 4). Die kurzen Achsen der Dendroclonen stehen senkrecht zu den langen Armen und bilden dadurch ein Netz von quadratischen Zwischenräumen mit einem leiterförmigen Aussehen. Die kurzen Arme haben eine Länge von maximal 0,4 mm. Die Kreuzungspunke der langen und kurzen Achsen sind verdickt (Taf. 1/Figs. 2–4).

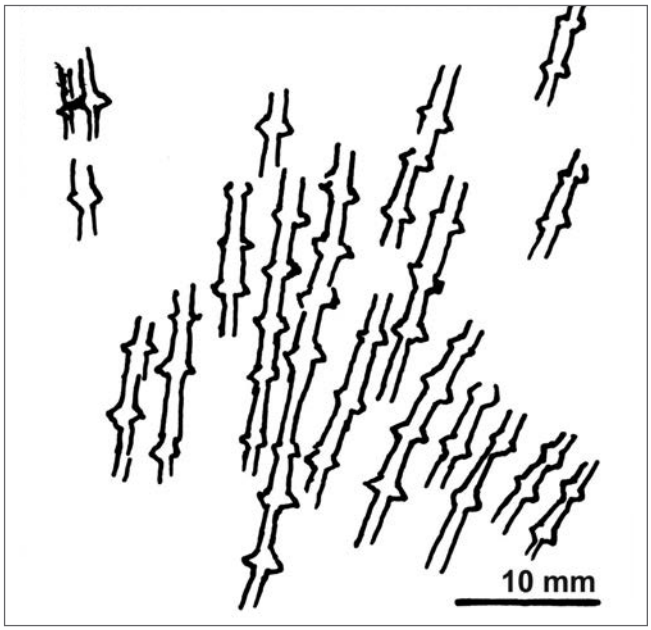


Abb. 2.
Anordnung der dendroclonen Skleren in *Spongiomorpha ramosa* FRECH. Die Richtung der langen Achsen entsprechend der Wachstumsrichtung des Schwammes (gezeichnet aus Taf. 1/Fig. 3).

Da die Skelette der Spongiomorphiden in der Regel umkristallisiert sind, wurden in den vorher erwähnten jurassischen und triassischen Spongiomorphiden die Skleren weder erwähnt noch abgebildet. YABE & YUGIYAMA (1932: 7) zeigen jedoch eine Zeichnung von Längs- und Querschnitten der jurassischen Art *Spongiomorpha sanpozanensis*, die eindeutig im Längsschnitt eine Anordnung von Skleren zeigt. YABE & YUGIYAMA (1932: 7) bemerkten auch, dass „the corallum shows a lattice structure due to regular combination of the horizontal and vertical elements in manner somewhat as in *Actinostroma*, and swollen at each intersection".

Vorkommen: *Spongiomorpha ramosa* FRECH tritt in mehreren norisch-rhätischen Riff-Lokalitäten in den Alpen, in Sizilien (siehe Synonymie-Liste) und Griechenland (diese Arbeit) auf. Das untersuchte Exemplar aus Griechenland scheint nur ein Ast oder ein Bruchstück von einem größeren Stock zu sein. Spongiomorphide sind in den norisch-rhätischen Riffkarbonaten innerhalb der Nayband-Formation im Iran häufig. Besonders häufig treten sie in mehreren Aufschlüssen südlich von Bagerabad, nördlich von Esfahan auf. In der Lokalität von Salzbrunnen (südlich von Bagerabad: KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980) wurde ein mehrfach verzweigter, ca. 1 Meter hoher Stock mit einem entsprechenden Durchmesser gefunden, dessen einzelne Äste einen Durchmesser von bis zu 50 mm haben können. Der Stock ist in RASHIDI & SENOWBARI-DARYAN (2011: pl. 13, Fig. C) abgebildet. Ein paar Kilometer südlich dieser Lokalität treten die Spongiomorphiden als isolierte Bruchstücke mit unterschiedlich großen Fragmenten und zylindrischen Gestalten massenhaft auf.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für die anregenden Hinweise wird MICHAEL LINK (Erlangen) herzlich gedankt.

Tafel 1

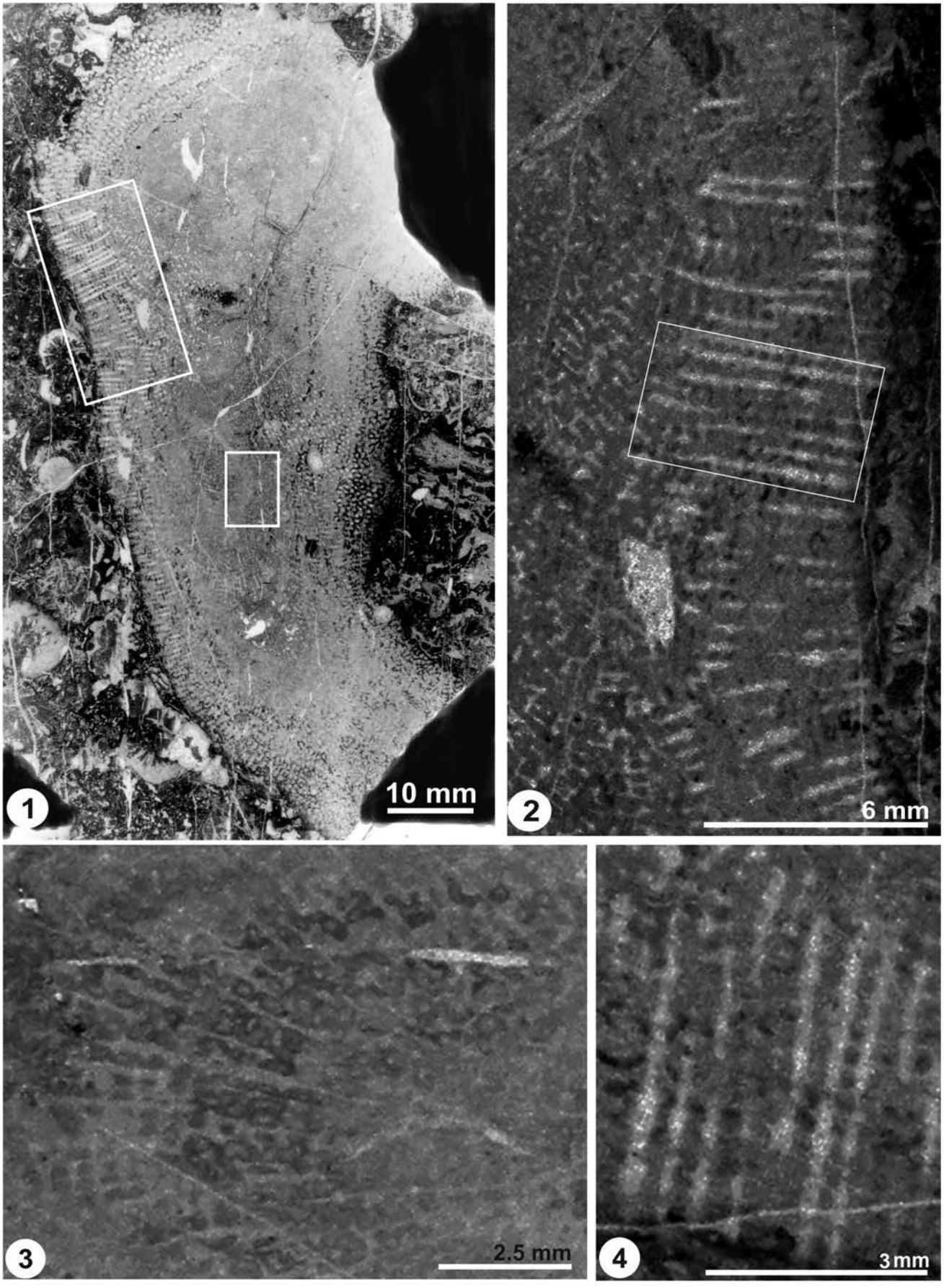
Figs. 1–4: *Spongiomorpha* (*Heptastylopsis*) *ramosa* FRECH.

Fig. 1: Der Längsschnitt durch ein zylindrisches Exemplar zeigt die senkrecht zu der Schwammachse orientierten Dendroclonen an der Peripherie des Skelettes. Besonders deutlich sind sie an der linken Seite des Bildes zu erkennen (für Vergrößerungen siehe Figs. 2, 4). Aufgrund der Schnittlagen sehen sie an den anderen Stellen wie Punkte oder wie ein retikuläres Skelett aus.

Fig. 2: Die Vergrößerung aus Fig. 1 (großes Rechteck) zeigt die langen und senkrecht zur Oberfläche des Schwammes verlaufenden, verkalkten und verdickten dendroclonen Skleren-Gitter, die wie mehrere zusammenhängende Leitern aussehen.

Fig. 3: Die Vergrößerung aus Fig. 1 (kleines Rechteck) zeigt das dendroclone Skleren-Gitter mit der Längsache in der Wuchsrichtung (links im Bild, für Beobachtung 90° in Uhrzeigerichtung drehen) und die kurzen Achsen senkrecht dazu. Die Kreuzungspunkte der Skleren sehen wie Knoten aus. Der Zwischenraum zwischen den Skleren ist quadratisch.

Fig. 4: Die Vergrößerung aus Fig. 2 zeigt das Skleren-Gitter, das wie mehrere zusammenhängende Leitern aussieht.


1
10 mm
2
6 mm
3
2.5 mm
4
3mm

Literatur

ALLOITEAU, J. (1952): Classe de Hydrozoaires. – In: PIVETEAU, J. (Ed.): Traité de Paléontologie, **1**, 377–398, Paris.

BACHMANN, G.H. & RISCH, H. (1979): Die geologische Entwicklung der Argolis-Halbinsel (Peleponnes, Griechenland). – Geol. Jb., B, **32**, 3–177, Stuttgart.

BOIKO, E.V. (1972): Late Triassic Spongiomorphids (Hydrozoa) of the southeastern Pamirs. – Paleont. Zhurn., **2**, 20–25, Moskva (in Russisch).

FLÜGEL, E. (1969): Hydrozoa. – Catalogus Fossilium Austriae, **4b**, 74 S., Österr, Akad. Wiss., Wien.

FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European fossil reef models. – SEPM Spec. Publ., **30**, 291–351, Tulsa.

FLÜGEL, E. (1983): Mikrofazies der Pantokrator-Kalke (Lias) von Korfu, Griechenland. – Facies, **8**, 263–300, Erlangen.

FLÜGEL, E. & SY, E. (1959): Die Hydrozoen der Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **109**/1, 1–108, Stuttgart.

FRECH, F. (1890): Die Korallenfauna der Trias. 1. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. – Palaeontographica, **37**, 1–116, Cassel.

HILL, D. & WELLS, J.W. (1956): Hydrozoa and Spongiomorphida. – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, 81–89, Lawrence (Geol. Soc. Amer. and Univer. Kansas Press).

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. II. Zur Rhätfauna von Bagerabad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **70**, 119–186, Wien.

KÜHN, O. (1936): Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Brasov (Kronstadt). – Anuarul Inst. Geol. Romaniei, **17**, 109–132, Bucuresti.

LE MAITRE, D. (1935): Etudes paleontologiques sur le Lias du Maroc. Spongiomorphides et algues Maroc Service des Mines de de la Carte Géologique. – Notes et Mémories, **34**, 1–158, Rabat.

LE MAITRE, D. (1937): Nouvelles recherches sur les Spongiomorphides et les algues du Lias et de L´Oolithe Inférieure. – Études Paléontologues sur le Lias de Maroc, **43**, 1–25, Rabat.

MATARANGAS, D., MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. & VARTIS-MATARANGAS, M. (1985): Carnian reef facies from Pantokrator limestones of Argolis Peninsula (NE Mavrovouni), Peloponnese. – Geol. Soc. Greece, Spec. Publ. (Proc. XVth Congress Carpatho-Balkan Geol. Ass.), **4**, 218–225, Athens.

PHOTIADES, A., POMONI-PAPAIOANNOU, F.A. & KOSTOPOULOU, V. (2010): Correlation of late Triassic and Early Jurassic Lofer-type carbonates from the Peloponnesus Peninsula, Greece. – Proc. 12th International Congress, Patras, Bull. Geol. Soc., **XLIII**/4, 726–736, Athens.

RASHIDI, K. & SENOWBARI-DARYAN, B. (2011): Sponges from a section of the Upper Triassic Nayband Formation, northeast of Esfahan, central Iran. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, Ser. A, **113**, 309–371, Wien.

RAUFF, H. (1895): Paleospongiologie. Zweiter Theil. Fortsetzung. Spongien des Silurs. – Palaeontographica, **43**, 223–272, Cassel.

REITNER, J. (1987): *Euzkadiella erenoensis* n. g., n. sp., eine Stromatopore mit spiculärem Skelett aus dem Oberapt von Ereno (Prov. Guipuzcoa. Nordspanien) und die systematische Stellung der Stromatoporen. – Paläont. Z., **61**/3–4, 203–222, Berlin–Heidelberg.

REITNER, J. & WÖRHEIDE, G. (2002): Non-lithistid fossil Demospongiae – Origins of their palaeobiodiversity and highlights in history of preservation. – In: HOOPER, J.N.A. & VAN SOEST, R.W.M. (Eds.): Systema Porifera, **1**, 52–68, New York.

RENZ, C. (1908): Trias und Jura in der Argolis. – In: FRECH, F. & RENZ, C.: Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **25**, 443–466, Stuttgart.

SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und paläontologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberrhät"-Riff-Kalke, Salzburg). – Facies, **1**, 3–245, Erlangen.

SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruber-Riff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **3**, 1–273, Erlangen.

SENOWBARI-DARYAN, B. & STANLEY, G.D. JR. (2009): Taxonomic affinities and paleogeography of *Stromatomorpha californica* SMITH, a distinctive Upper Triassic reef-adapted Demosponge. – J. Paleont., **83**/5, 783–793, Tulsa.

SENOWBARI-DARYAN, B., MATARANGAS, D. & VARTIS-MATARANGAS, M. (1996): Norian-Rhaetian Reefs in Argolis Peninsula, Greece. – Facies, **34**, 77–82, Erlangen.

SENOWBARI-DARYAN, B., KEUPP, H. ABATE, B. & VARTIS-MATARANGAS, M. (2002): First report of *Norithamnium* gen. nov. (Corallinales, Rhodophyta) from Late Triassic (Norian-Rhaetian) reefs of the western Tethys. – In: BUCUR, I.I. & FILIPESCU, S. (Eds.): Research advances in calcareous algae and microbial carbonates, 201–208, 3 Abb., 2 Taf., Cluj-Napoca.

SENOWBARI-DARYAN, B., DI STEFANO, P. & ABATE, B. (2015): Hypercalcified sponges from the Late Triassic (Norian-Rhaetian) of Sicily. – Quaderni Mus. Geol. "G.G. Gemmellaro", Palermo.

SMITH, J.P. (1927): Upper Triassic marine invertebrate fauna of North America. – U.S. Geol. Surv. Professional Paper, **141**, 262 S., Washington D.C.

STEARN, C.W., WEBBY, B.D., NESTER, H. & STOCK, C.W. (1999): Rivised classification and terminology of Palaeozoic stromatoporoids. – Acta Palaeont. Polonica, **44**/1, 1–70, Warszawa.

VARTIS-MATARANGAS, M. & MATARANGAS, D. (1991): Depositional facies and diagenetic phenomena in Pantokrator limestones of Argolis Peninsula (Tasoulaiika-Karnazaiika area). – Bull. Geol. Soc. Greece, **25**/1, 339–354, Athens.

WOOD, R.A. (1987): Biology and revised systematics of some late Mesozoic stromatoporoids. – Spec. Pap. Palaeont., **37**, 1–89, London.

WOOD, R.A. (1990): Reef-Building Sponges. – American Scientist, **78**/3, 224–235, New Haven.

WOOD, R.A. (1991): Non-spicular biomineralization in calcified Demosponges. – In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Eds.): Fossil and Recent Sponges, 322–340, Berlin (Springer).

YABE, H. & SUGIYAMA, T. (1931): On some Spongiomorphoid corals from the Jurassic of Japan. – Sci. Rep. of the Tohoku Imperial Univ., **14**/2A, 103–105, Sendai.

YABE, H. & SUGIYAMA, T. (1932): Upper Triassic Spongiomorphoid coral from Sanpozan, Province of Tosa, Japan. – Japan. J. Geol. Geograph., **10**, 5–9, Sendai.

Eingelangt: 2. September 2014, Angenommen: 11. September 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 199–207 | Wien, Dezember 2014

Die Tremmlgraben-Formation – eine neue Beckenentwicklung in der Mitteltrias der Mürzalpen-Decke

MICHAEL MOSER*

2 Abbildungen, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 101 Eisenerz
Blatt 102 Aflenz Kurort

Steiermark
Hochschwabregion
Nördliche Kalkalpen
Ladinium
Bankkalk
Karbonatsedimentologie
Stratigrafie

Inhalt

Zusammenfassung 199
Abstract 199
Einleitung 200
Die stratigrafische Einstufung 200
Lithologie und Mikrofazies 202
Literatur. 202
Tafeln 204

Zusammenfassung

Diese Arbeit fasst eine über mehrere Jahre hinweg erfolgte Neudefinition einer bio- und lithostratigrafisch fundierten Formation innerhalb der Trias der Nördlichen Kalkalpen zusammen: die Tremmlgraben-Formation. Diese stellt eine bisher nicht näher bekannte Beckenentwicklung innerhalb der mittleren Trias der Mürzalpen-Decke dar und setzt sich aus dunkelgrauen-schwarzen, gut gebankten, stets etwas kieseligen Kalken und Dolomiten, die dem hellgrauen, lagunären Wettersteinkalk auf- oder vorgelagert sind, zusammen. Lithologische, biostratigrafische und mikrofazielle Aspekte runden diese Arbeit ab.

The Tremmlgraben Formation – a new development of basinal sediments within the Middle Triassic of the Mürzalpen Nappe

Abstract

This paper summarizes some aspects of a new defined lithostratigraphic formation in the Northern Calcareous Alps: the Tremmlgraben Formation. This represents a new type of basinal facies development in the Middle Triassic of the Mürzalpen Nappe. It consists of black coloured, well bedded, slightly siliceous limestones and dolomites, which interfinger with light-grey lagoonal limestone of the Wetterstein Formation. Some aspects of lithostratigraphic and biostratigraphic data are noticed. Microfacial evaluation completes this paper.

* MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at

Einleitung

Bereits SPENGLER hatte in seinen Erläuterungen zur „Geologischen Spezialkarte Eisenerz-Wildalpe-Aflenz“ ausgeführt, dass in der Hochschwab-Region verschiedene „dunkle Plattenkalke im Wettersteinkalk“ auftreten, die einen „unscharfen Übergang“ in den hellen Wettersteinkalk des Hochschwab erkennen lassen (SPENGLER & STINY, 1926: 44f.). Damit hatte er bereits angedeutet, dass v.a. an der Nordseite des Hochschwabstockes eine Beckenentwicklung existieren muss, deren allochthone Sedimente eindeutig einem hochlagunären Ablagerungsraum (Wettersteinkalk des Hochschwabstockes) entstammen müssen. SPENGLER hatte diese Beckenentwicklung vor allem dem Reiflinger Kalk gegenübergestellt und damit bereits eine erste stratigrafische Einstufung dieser Beckenkalke in das Ladinium vorweggenommen (SPENGLER & STINY, 1926). Aufgrund der tektonischen Verhältnisse hatte er die „dunklen Plattenkalke“ dabei allerdings auch zu anderen Formationen, wie den Gutensteiner Kalken oder den Raibler Schichten, hinzugestellt. Erst die detaillierte und faziell orientierte Kartierung der Geologischen Bundesanstalt konnte zur Auflösung des eigentlichen Schichtverbandes beitragen und eine Neudefinition der „dunklen Plattenkalke“ als Tremmlgraben-Formation erreichen. Dabei stellte sich als erste Frage, inwieweit sich die Tremmlgraben-Formation von anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen dieser Region unterscheidet. Denn eine ähnliche Verzahnung von Wettersteinkalk mit dunklen Beckensedimenten existiert auch an der Südseite des Hochschwabstockes in Form der Grafensteigkalke (Abb. 1). In der Tat sind diese beiden Beckenentwicklungen rein lithologisch sehr ähnlich, jedoch zeigt der Grafensteigkalk – im Gegensatz zur Tremmlgraben-Formation – eine enge Verzahnung mit Wetterstein-Riffkalken auf, die deutlich südexponiert ist. Eine lithologisch-fazielle Parallele besteht auch zu den dunklen Aflenzer Kalken, die jedoch deutlich jünger sind und lithostratigrafisch deutlich im Hangenden des Wettersteinkalkes, mit teilweise dazwischen noch erhaltenen Raibler Schichten, einsetzen. Schließlich wäre noch der Reiflinger Kalk zu erwähnen, dessen Typusgebiet eigentlich in der Lunz-Decke gelegen ist. Dieser ist jedoch als meist knolliger, reichlich große Hornsteinknauern und Hornsteinlagen führender grauer Filamentmikrit deutlich von den schwarzen, ebenflächigen Kalken der Tremmlgraben-Formation zu unterscheiden. Wichtige Lokalitäten, an denen die Tremmlgraben-Formation aufgeschlossen ist, sind in Abbildung 2 aufgelistet.

Die stratigrafische Einstufung

Eine erste, rein lithostratigrafische Einstufung in das Ladinium ist aufgrund der Lagerungsverhältnisse möglich: stets stehen die dunklen Bankkalke der Tremmlgraben-Formation in sedimentärem Kontakt mit hellen, Diploporen- und Teutloporellen führenden Kalken der Lagune, aber auch des Beckenabhanges. Aufgrund der späteren tektonischen Ausgestaltung der Mürzalpen-Decke ist jedoch gerade dieser Zusammenhang sehr häufig tektonisch zerschnitten worden, sodass flachlagunäre Sedimente tektonisch bedingt direkt neben Beckensedimenten zu liegen kommen. Dabei spielen offensichtlich im Streichen verlaufende Blattverschiebungen, die im Zusammenhang mit der Puchberg-Mariazeller Linie stehen, eine bedeutende Rolle.

Biostratigrafisch ist die Tremmlgraben-Formation mit Hilfe von Conodonten und Dasycladaceen eindeutig in die Mitteltrias (Pelsonium–Cordevolium) eingestuft worden (BRYDA et al., 2009: 39–41). Dabei fällt die große Reichweite der Tremmlgraben-Formation, nämlich vom Beginn der Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen im obersten Pelsonium, bis zur Reingrabener Wende an der Grenze Julium 1/2 auf. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass diese Beckenentwicklung niemals durchgehend war, sondern immer wieder von grobklastischen Schüttungen aus dem lagunären Faziesraum des Wettersteinkalkes unterbrochen wurde. Zeugnis davon geben die hellen, Diploporen führenden Feinschuttkalke sowie grobkörnige, monomikt zusammengesetzte Brekzien, die immer wieder in 10er-Meter Mächtigkeit den schwarzen Beckensedimenten eingeschaltet sind. Bei der biostratigrafischen Zuordnung muss allerdings auch beachtet werden, dass die

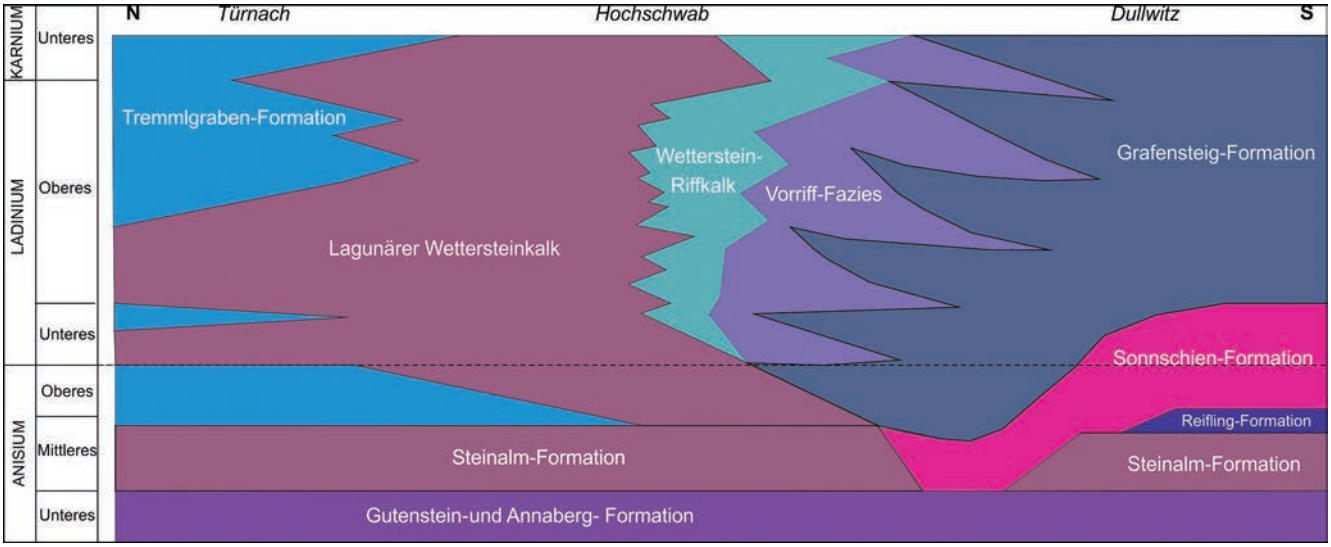


Abb. 1.
Die Entwicklung der Mitteltrias in der Hochschwabregion mit der Intraplattformbeckenentwicklung der Tremmlgraben-Formation im Norden und der hemipelagisch-allodapischen Beckenentwicklung der Reifling- und Grafensteig-Formation im Süden (modifiziert nach BRYDA et al., 2009).

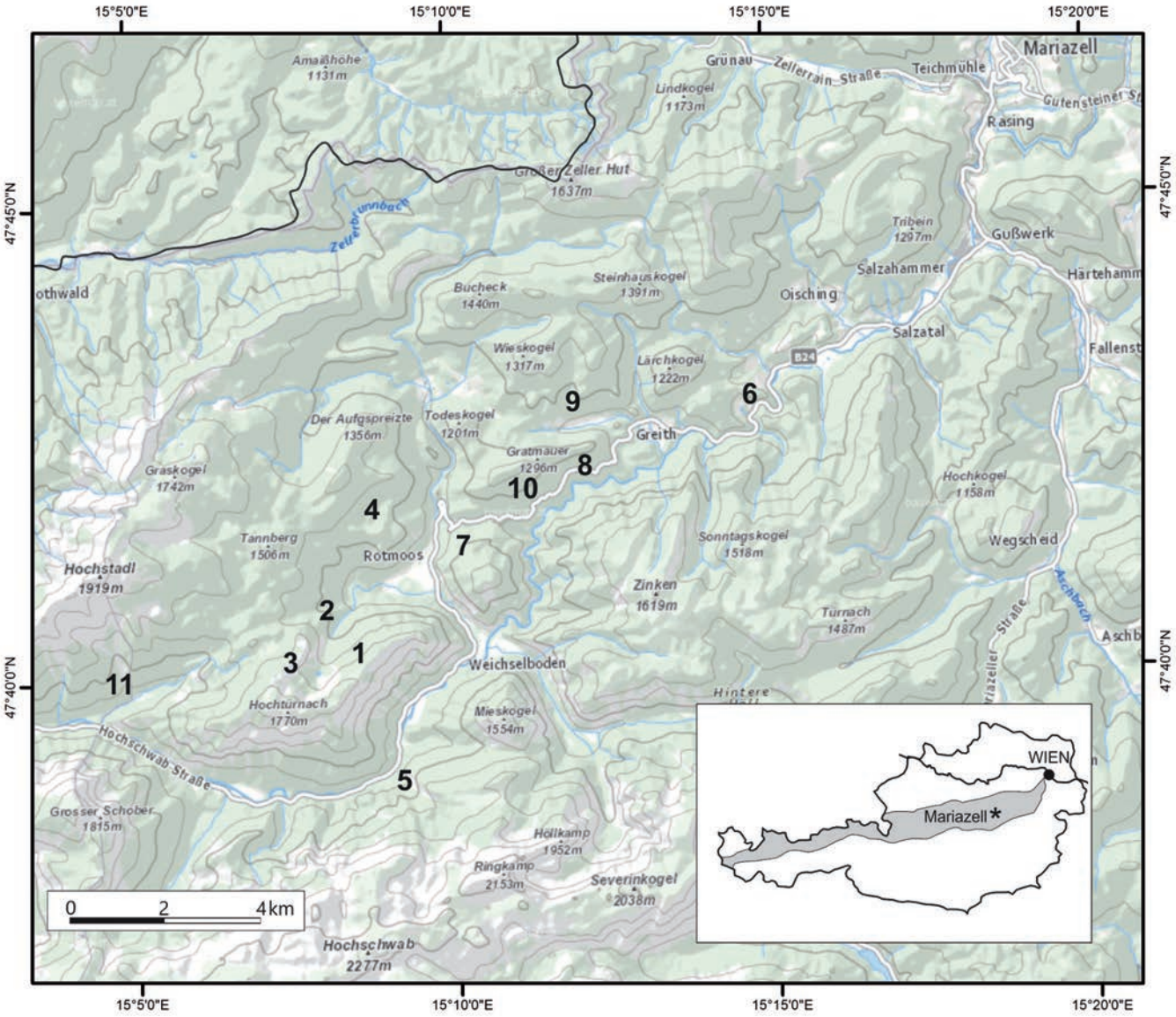


Abb. 2.
Geografischer Überblick mit wichtigen Lokalitäten für die Tremmlgraben-Formation:
1: Türnach-Nordflanke (Kote 1.595 m), 2: Türnseegraben, 3: Mitterhalt, 4: Umundumkogel (Almundumkogel, 1.119 m), 5: Tremmlgraben, 6: Ghf. Greifensteiner und Kleiner Proles, 7: Gutenbrand (1.313 m), 8: Kaltlacken, 9: Ramsau, 10: Hochleiten (B 24), 11: Bärnbachgraben.

Beckensedimente der Tremmlgraben-Formation allodapische Kalke mit starker Resedimentation (z.B. Intraklasten- und Bioklastenbildung) sind, sodass auch eine größere Umlagerung von älteren Faunenelementen zu berücksichtigen wäre. Insgesamt fällt jedoch auf, dass der Schwerpunkt der Beckensedimentation im oberen Ladinium (Langobardium 2 und 3) und im unteren Karnium (Cordevolium) gelegen sein dürfte. Folgende Conodontenfauna (det. L. KRYSTYN, Univ. Wien) kann dazu angegeben werden (Probenmaterial von M. MOSER und W. PAVLIK):

Cordevolium: *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.)
Budorovignathus diebeli (KOZUR & MOSTLER)

Langobardium: *Paragondolella inclinata* (KOVACS)
Neogondolella praehungarica (KOVACS)
Paragondolella trammeri (KOZUR)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Budorovignathus mungoensis (DIEBEL)
Budorovignathus truempyi (DIEBEL)

Fassanium: *Paragondolella excelsa* (MOSHER)
Neogondolella constricta (MOSHER & CLARK)
Neogondolella transita (KOZUR & MOSTLER)

Illyrium: *Neogondolella bifurcata* (BUD. & STEF.)

Die in geringmächtigen und hell gefärbten Einschaltungen aufgefundenen Dasycladaceen belegen ebenso höheres Ladinium (Langobardium) und Cordevolium als hauptsächliches Alter dieser Sedimente:

Diplopora annulata annulata (HERAK)
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA

Nur an einigen wenigen Stellen dürfte die Beckenentwicklung der Tremmlgraben-Formation auch älteres, oberanisisch-unterladinisches Alter umfassen und stellt dann auch nur eine dünne und geringmächtige Einschaltung zwischen Steinalmkalk des mittleren Anisium (Pelsonium) und dem unterladinischen (fassanischen) Wettersteinkalk in Lagunenfazies dar (Abb. 1).

Tektonische Kontakte der Bankkalke der Tremmlgraben-Formation zu unterlagerndem Wettersteinkalk (wie in der Türnach-Nordflanke oder am Gutenbrand – 1.313 m) müssen allerdings ebenso angenommen werden. Gelegentlich wurden die schwarzen Kalke und Dolomite der Tremmlgraben-Formation tektonisch völlig isoliert (z.B. an der Puchberg-Mariazeller Linie an der Nordflanke der Riegerin (1.939 m) und im Bärnbachgraben sowie auf der Edelbodenalm – 1.344 m). Die Hangendgrenze der Tremmlgraben-Formation zu den darüber folgenden Raibler Schichten ist jedoch nördlich der Salza zwischen der Südflanke des Umundumkogel (Almundumkogel, 1.119 m) und der Nordflanke des Illmitzkogel (1.002 m) über eine Distanz von mehreren Kilometern gut aufgeschlossen.

Lithologie und Mikrofazies

Lithologisch lassen sich die fossilarmen Kalke und Dolomite (Tafel 1/Fig. 2) der Tremmlgraben-Formation als dunkelgraues-schwarzes, teilweise kieseliges Beckensediment (ebenflächige Bankkalke in Tafel 1/Fig. 1, mudstones-packstones, Tafel 1/Fig. 5) mit Feinschichtungsgefügen (z.T. mit gradierter Schichtung, Tafel 1/Fig. 6 und Tafel 2/Fig. 4) und kleinen Hornstein-Konkretionen (Tafel 1/Fig. 5) beschreiben (Moser, 2013: 35). Besonders auffällig ist die bankweise Einschaltung von mehrere Meter mächtigen Felsstufen (Tafel 1/Figs. 3–4) aus helleren Kalken (grain- bis rudstones) mit Dasycladaceen, Onkoiden, Crinoiden, Kalkschwämmen, Korallen und Intraklasten sowie dunklen, intraklastenreichen und matrixarmen Brekzien (Tafel 2/Figs. 1–2), die eine rasche Schüttung aus dem hellen, hochlagunären Bereich des Wettersteinkalkes in das reduzierende Tremmlgraben-Becken andeuten. In vielen Aufschlüssen ist slumping in Form von metergroßen Rutschfalten beobachtbar (z.B. in den Straßenaufschlüssen entlang der Bundesstraße 24 auf der Hochleiten oder auch in der Ramsau). In der Nordflanke des Türnach können auch grobklastische scarp-Brekzien, die reich an Lithoklasten von Diploporenkalken sind, beobachtet werden (Tafel 2/Fig. 1).

An Fossilien sind die Beckenkalke der Tremmlgraben-Formation eher arm. Gelegentlich kann neben Filamenten von pelagischen Bivalven (Fossilabdrücke in den Kalken an der Salza in der sogenannten „Kaltlacken“) nur etwas Crinoidenspreu beobachtet werden. Auch der Gehalt an Conodonten ist in dem stark bituminösen Sediment sehr gering (große Probenmengen), die Dasycladaceen hingegen stammen nur aus den hellen, bankweisen Einschaltungen (= Schüttungen aus der Lagune) in die Tremmlgraben-Formation.

Mikrofaziell können die grobkörnigeren Anteile der Tremmlgraben-Formation (grainstones, rudstones) als Intrabiopelsparite bezeichnet werden (Tafel 2/Figs. 3–4). Als Intraklasten treten dabei kantige bis kantengerundete Lithoklasten, die z.T. aus der Lagune des Wettersteinkalkes (z.B. „Birdseyes“-Kalke, Bahamitklasten, Dolomitklasten), z.T. aus dem Becken selbst (pelsparitische oder pelmikritische Intraklasten) stammen, auf. An Bioklasten treten häufig auf: Tubiphyten, Crinoiden, Bivalvenschälchen, Dasycladaceenbruchstücke und Foraminiferen (Tafel 2/Fig. 3). Seltener treten hinzu: Schwämme, Korallen, porostromate Algen, Kleingastropoden, Brachiopoden, Bryozoen und Ostracoden. Nicht selten sind die Bioklasten, die zum Teil aus der Lagune des Wettersteinkalkes stammen, onkoidisch umkrustet (Cortoide und porostromate Onkoide) oder randlich (durch bohrende Organismen) mikritisiert. Die Peloide sind meist Bahamite, seltener auch Schlammpeloide und pellets.

Das feinkörnige Autochthonsediment kann mikrofaziell als feinschichtiger, biogenarmer Mikrit und Pelmikrit (bis -sparit) beschrieben werden. Die seltenen Biogene stellen kleine Bivalvenschälchen, Crinoiden und Ostracoden dar. Gelegentlich treten auch radiolarienreiche Lagen auf (Tafel 2/Fig. 5).

Literatur

Bryda, G., Moser, M., Kreuss, O., Pavlik, W. & Schönlaub, H.P. (2009): Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2009 in Leoben, 18–69, Geol. B.-A., Wien.

Moser, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel–Wieskogel–Rodler–Lärchkogel–Illmitzkogel–Bergfeld–Pötschberg–Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **153**, 33–36, Wien.

Spengler, E. & Stiny, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.

Eingelangt: 20. Februar 2014, Angenommen: 4. September 2014

Tafel 1

Fotos zur Lithologie und Sedimentologie der Tremmlgraben-Formation.

Figs. 1–2: Lithologie der Tremmlgraben-Formation:
Die schwarzen, ebenflächigen Bankkalke (Fig. 1) und Dolomite (Fig. 2) der Tremmlgraben-Formation im Salzatal (bei Ghf. Greifensteiner zwischen Greith und Gußwerk).

Figs. 3–4: Einschaltung von mehrere Meter mächtigen Brekzienbänken in das dünnbankige Normalsediment der Tremmlgraben-Formation (Türnach-Nordflanke bei Weichselboden).

Figs. 5–6: Feinsedimente der Tremmlgraben-Formation:
Das autochthone Normalsediment (schwarzer mudstone mit Hornsteinzeilen) der Tremmlgraben-Formation (Fig. 5) und gut geschichtete Feinschuttlagen (Fig. 6). (Türnach bei Weichselboden)

1

2

3

4

5

6

Tafel 2

Fotos zur Sedimentologie der Tremmlgraben-Formation.
Schliffbilder aus der Tremmlgraben-Formation.

Figs. 1–2: Grobsedimente (Brekzien) der Tremmlgraben-Formation:

Fig. 1: Polymikte Brekzie mit hellen Komponenten aus lagunärem Wettersteinkalk (teilweise Dasycladaceenkalke) und dunklen Komponenten aus dem Becken (Intraklasten).

Fig. 2: Monomikte Brekzie aus hellen Wettersteinkalkkomponenten, die in einer dunkelgrauen, dolomitischen Matrix schwimmen (scarp-Brekzien an der Türnach-Nordflanke bei Weichselboden und Brekzien in der Tremmlgraben–Formation im Salzatal bei Greith).

Figs. 3–5: Schliffbilder aus der Tremmlgraben-Formation:

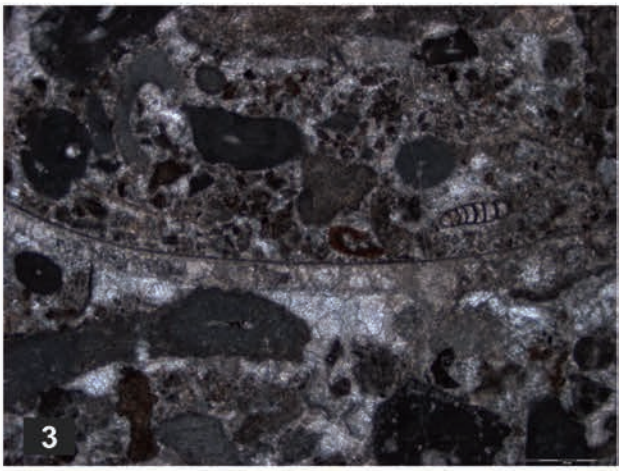
Fig. 3: Schlecht sortierter, lithoklasten- und bioklastenreicher grain-/rudstone aus der Tremmlgraben Formation im Türnseegraben: unter den Bioklasten sind besonders häufig Tubiphytenbruchstücke, Algenbruchstücke, Foraminiferen, Crinoiden und pelagische Bivalven zu erkennen (Biopelsparit).

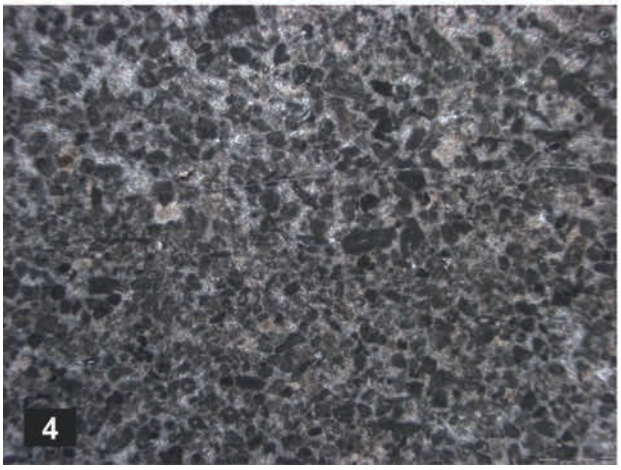
Fig. 4: Feinschichtig gradierter grainstone aus der Tremmlgraben-Formation oberhalb Türnsee: Biopelsparit mit Bahamitpeloiden, Tubiphytenbruchstücken und vereinzelten Crinoiden.

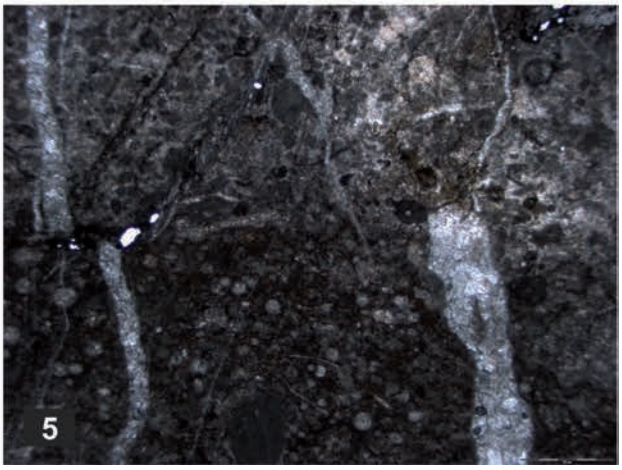
Fig. 5: Radiolarien führender wacke-/packstone aus der Tremmlgraben-Formation am Umundum-(Almundum)kogel (Biomikrit).

1

2


3


4


5

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 209–212 | Wien, Dezember 2014

Ein neues Vorkommen von Annaberger Kalk in den niederösterreichischen Kalkvoralpen

MICHAEL MOSER*

3 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 74 Hohenberg

Annaberger Kalk
Anisium
Hochstaff
Kleinzell
Niederösterreich

Inhalt

Zusammenfassung 209
Abstract 209
Literatur. 212

Zusammenfassung

Im Zuge einer Begehung des Hochstaff (1.305 m), in der Nähe von Kleinzell (Niederösterreich) stellte sich heraus, dass es sich bei der von ERICH SPENGLER (1931: 52 bzw. AMPFERER & SPENGLER, 1931) vormals als lagunärer Dachsteinkalk (oberes Norium) angesprochenen felsigen Gipfelpartie des Berges in Wirklichkeit um dunkelgrauen, stets bioturbaten Annaberger- und Gutensteiner Kalk des Anisium handeln muss. Die sich daraus ergebenden tektonischen Konsequenzen werden im Folgenden kurz behandelt.

A new occurrence of Annaberg Limestone within the Northern Calcareous Alps of Lower Austria

Abstract

A short inspection of the Hochstaff-mountain (1,305 m) in the vicinity of Kleinzell (Lower Austria) results in the observation that the upper part of the mountain consists of mid-triassic (Anisian) Annaberg Limestone. The different outcrops on the top of the mountain show the typical Anisian, dark-grey, well-bedded limestones with strong bioturbation ("Wurstelkalk" or dismicrites) and some detritus of crinoidal bioclasts.

* MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at

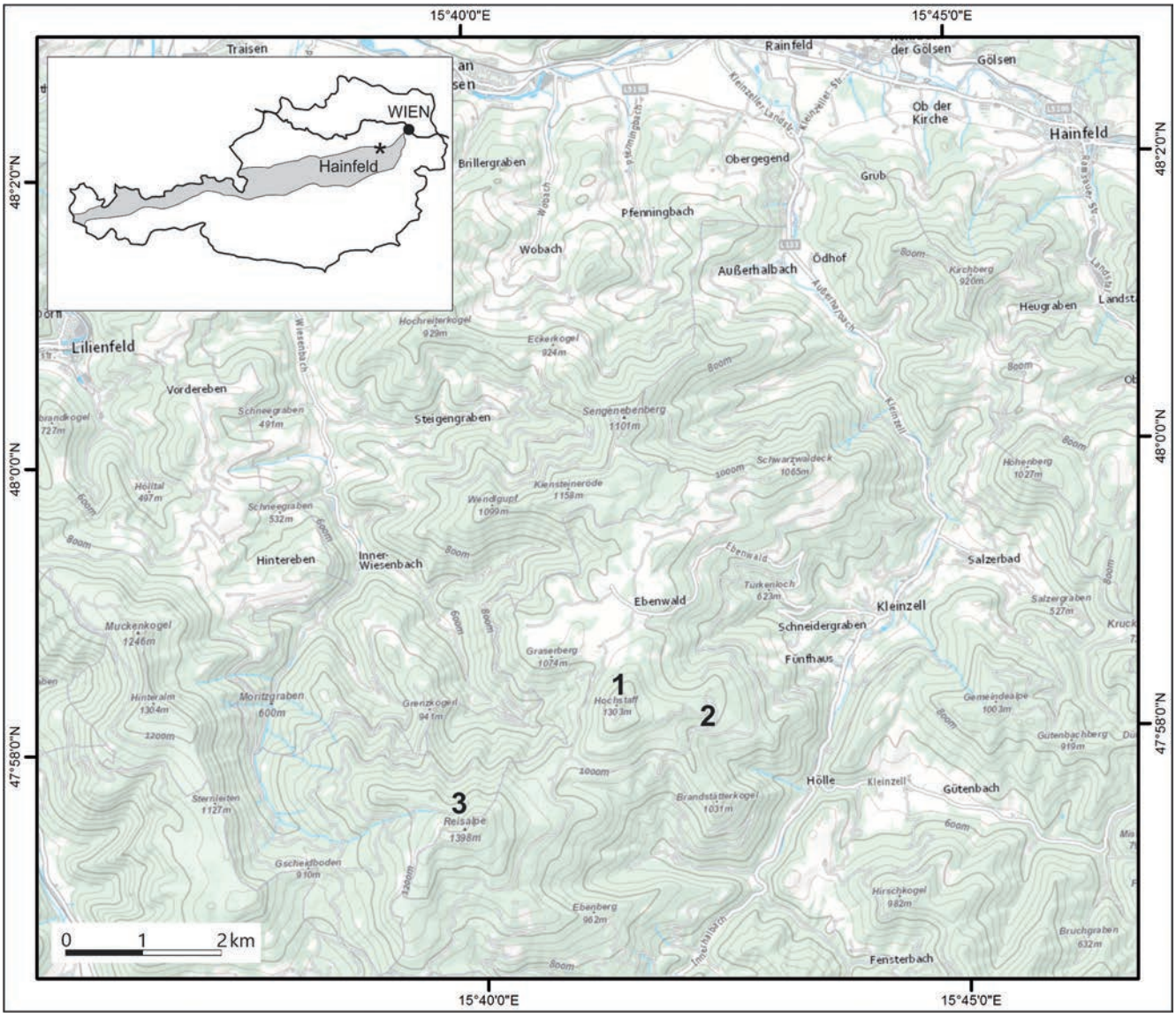


Abb. 1.
Geografischer Überblick.
1: Gipfel des Hochstaff, 2: Weißenbachalm, 3: Gipfel der Reisalpe.
Datenquelle: basemap.at

Am westlichen Ende der Gutensteiner Alpen in Niederösterreich liegt ein bei Wanderern beliebter Aussichtsberg, der Hochstaff (Abb. 1). Dieser besitzt einen schon von der Weite sichtbaren felsigen Aufbau (Abb. 2), der von SPENGLER (1931: 52) als lagunärer Dachsteinkalk interpretiert worden ist. Auch ERGÜL PAYCI, der den Hochstaff im Rahmen einer Dissertation im Jahr 1966 neu aufgenommen hat, hielt sich an die Interpretation Spenglers und übernahm den lagunären Dachsteinkalk kritiklos. Allerdings muss angemerkt werden, dass Erich Spengler zu seiner Zeit oft prostratigrafische Überlegungen bei der Gesteinsansprache einbezogen hatte und so auf diese Weise zu ganz falschen Ergebnissen gekommen war.

Tatsächlich hat sich der Sachverhalt bei einer Überschreitung des Berges von Süden nach Norden wie folgt dargestellt: Schon ab etwa 1.100 m SH sind an der Südseite des Berges weder Dachsteinkalk noch Hauptdolomit, sondern deutlich dünn- bis dm- gebankte, oftmals bioturbate und dunkelgrau gefärbte Gutensteiner Kalke anzutreffen, die in keiner bisherigen geologischen Karte verzeichnet sind. Diese lassen sich dann sowohl als anstehende Felspartien als auch als Rollstücke bis in die Gipfelregion des Hochstaff weiterverfolgen. Am Gipfel selbst werden die Kalke jedoch dickbankiger, bleiben jedoch stets grau-dunkelgrau, stark bioturbat („Wurstelkalk“) und führen gelegentlich etwas Crinoidenspreu (Abb. 2, 3). Selten können auch dünne Mergellagen in die gut gebankten Kalke eingeschaltet sein. An der Nordseite des Hochstaff können die dunklen Kalke auch sekundär dolomitisiert sein, sind aber keinesfalls mit Hauptdolomit zu verwechseln.

Insgesamt ergibt sich also das Bild einer flachen Auflagerung von anisischem Gutensteiner und Annaberger Kalk auf wesentlich jüngeren Sedimenten wie Reiflinger Kalk (im Norden), Sedimenten der Gosau-Gruppe (im Norden, Westen und Süden des Berges) und Hauptdolomit (im Osten). Die Obertrias im Osten des Hochstaff (Weißenbachalm und Umgebung; Abb. 1) ist von PAYCI (1966) wiederum richtig eingetragen worden und besteht z.T. aus Hauptdolomit

und z.T. aus Dachsteinkalk/Plattenkalk. Diese dürfte dann an einer etwa NE–SW streichenden Bruchlinie, wie sie auf der Karte von SPENGLER (AMPFERER & SPENGLER, 1931) als lithologische Grenze angedeutet ist, an den Annaberger Kalk grenzen. Wenn man auf diese Weise auch den älteren Aufnahmen vertrauen darf, könnte die flach den jüngeren Gesteinen auflagernde Mitteltrias des Hochstaff (Gutensteiner und Annaberger Kalk) entweder einen deckschollenartigen Ausläufer der Reisalpen-Decke (wie auf der Reisalpe (1.399 m; Abb. 1) selbst) darstellen, oder, was unter Annahme komplizierter Lagerungsverhältnisse auch möglich wäre, deren rein stratigrafische Auflagerung auf den verkehrt liegenden Reiflinger Kalken der Lunz-Decke im Norden des Hochstaff. Das Kartenbild, wie es PAYCI (1966) vermittelt, dürfte eher erstere Möglichkeit nahelegen. Eine genaue Klärung all dieser Verhältnisse kann nur eine moderne, detaillierte Kartierung im Maßstab 1:10.000 ergeben.

Abb. 2.
Dickbankiger, grauer Annaberger Kalk am Gipfel des Hochstaff (Blick nach N).

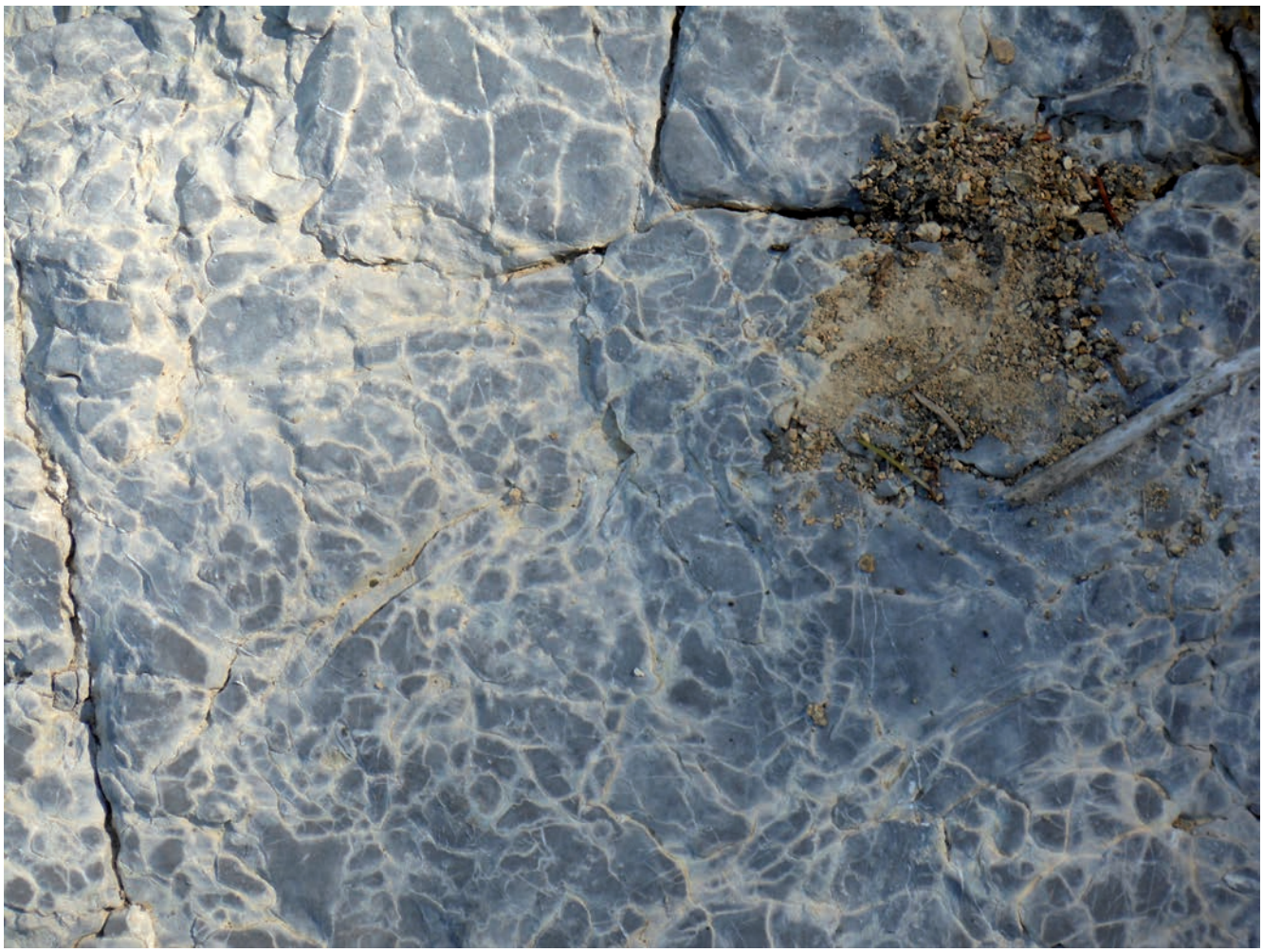


Abb. 3.
Dunkelgrauer „Wurstelkalk“ (Dismikrit, wackestone) des Anisium, wie er am Gipfel des Hochstaff (1.305 m) ansteht.

Literatur

AMPFERER, O. & SPENGLER, E. (1931): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Schneeberg und St. Aegyd am Neuwalde. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

PAYCI, E. (1966): Die Geologie der Kalkalpen im Gebiet von Kleinzell bei Hainfeld (Niederösterreich). – Unveröff. Diss., Univ. Wien, 86 S., Wien.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg-St. Ägyd. – 108 S., Geol. B.-A., Wien.

Eingelangt: 28. Juli 2014, Angenommen: 2. September 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 213–246 | Wien, Dezember 2014

Die Korrespondez zwischen Albert Oppel und Friedrich Rolle als Schlüssel zu Eduard Sueß' Bedeutung bei der Korrelation der Kössener Schichten

A.M. Celâl Şengör*

13 Abbildungen

Friedrich Rolle
Albert Oppel
Eduard Sueß
Charles Lyell
Biostratigrafie
Trias
Kössen Formation
Alpen
Schwaben

Inhalt

Zusammenfassung . . . 214
Abstract . . . 214
Einleitung . . . 214
Eduard Sueß in Albert Oppels Briefen . . . 216
1) *Über Oppels Bewunderung für Sueß' paläontologische Arbeiten* . . . 216
2) *Über Oppels Wunsch sich bei Sueß zu bedanken* . . . 217
3) *Über das Ansehen des jungen Sueß als Forscher in Frankreich und England* . . . 217
4) *Oppels Interesse an Sueß' Bearbeitung von Davidsons Brachiopoda* . . . 218
5) *Über eine geplante Reise von Sueß nach Stuttgart und sein Interesse an der Stratigrafie des jurassischen Systems* . . . 218
Exkurs zur Erstbezeichnung der Kössener Schichten . . . 219
6) *Über die Entdeckung der schwäbischen Äquivalente der Kössener Schichten* . . . 222
7) *Bitte um Sueß' Hilfe bei der Veröffentlichung weiterer Entdeckungen der schwäbischen und auch luxemburgischen Äquivalente der Kössener Schichten* . . . 233
8) *Danke für Rolles Hilfe bei der Veröffentlichung weiterer Entdeckungen der schwäbischen und auch luxemburgischen Äquivalente der Kössener Schichten* . . . 233
9) *Sueß' Ernennung zum Professor an der Wiener Universität und deren Folgen* . . . 233
10) *Fossilienaustausch mit Sueß und, durch Sueß' Vermittlung, mit dem Wiener Hofmineralienkabinett* . . . 234
11) *Oppel versichert, dass er Sueß bald schreiben würde* . . . 234
12) *Oppel bedankt sich für die Sendung der Fossilien bei Rolle und Sueß und bittet Rolle, um Sueß' Vermittlung zu versichern, um eine Arbeit von Peters zu erhalten* . . . 234
13) *Oppel fragt, ob Sueß' bevorstehende Reise nach England ihn ermöglichen würde, auch den jüngeren Deslongchamps in der Normandie zu besuchen und bittet Rolle um ein Fossil, das Sueß in seiner letzten Sendung vergessen hatte.* . . . 235
14) *Oppel hat von Sueß die Schriften von Emmrich bekommen und wollte auch ein Empfehlungsschreiben von Sueß an Sebastian Fischer* . . . 235
15) *Oppel hat das Empfehlungsschreiben an Hofrat Fischer von Sueß doch erhalten; er ersucht Sueß, wieder über Rolle, ihm zu helfen eine Schrift von Stoppani zu besorgen* . . . 236
Erkenntnisse über Sueß aus der Korrespondenz mit Oppel . . . 236
Schlussfolgerungen . . . 237
Dank . . . 238
Literatur . . . 238

ANHANG I . . . 244
ANHANG II . . . 245
ANHANG III . . . 246

* A.M. Celâl Şengör: İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü & Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Ayazağa 34469 Istanbul, Türkei. sengor@itu.edu.tr

Zusammenfassung

Diese Arbeit handelt über 15 publizierte und hier kommentierte Briefe von Albert Oppel an Friedrich Rolle, welche die Entwicklung der Freundschaft und die schließliche Zusammenarbeit zwischen Oppel und Sueß dokumentieren und schlussendlich in der Korrelation der alpinen mit der außeralpinen Trias gipfeln. Die Briefe zeigen, wie großräumige Stratigrafie in der Mitte des 19. Jahrhunderts betrieben wurde, und wie zwei voneinander sehr verschiedene "Giganten" der Geologie ihr Unternehmen und ihre Materialien betrachteten. Oppel, der Spezialist, war an der Einstufung der einzelnen Schichten auf der geologischen Zeitskala und ihrer europaweiten Korrelation interessiert. Eduard Sueß, der Generalist, betrachtete das Problem der Korrelation der alpin-triadischen Schichtfolgen mit denen auf dem alpinen Vorland, um die Geografie vergangener Zeiten zu etablieren, und zwar mit der Absicht, die physikalische Entwicklung unseres Planeten und die sie regierenden Vorgänge zu verstehen. Beide Forscher lasen viel, versuchten, so weit wie möglich, die Gesteine und die Fossilien, mit denen sie sich beschäftigten, selbst zu sehen, und sie korrespondierten mit ihren Kollegen sehr oft und sehr weit. Freundschaft und gegenseitiges Vertrauen charakterisierten ihre Beziehungen zueinander. Die handelnden Personen dieser Abhandlung betrachteten ihre Zusammenarbeit als gegenseitige Unterstützung in ihrem gemeinsamen Bestreben die Natur zu verstehen. Dieses Bestreben sahen sie als die höchste und edelste menschliche Tat.

Es ist klar, dass inmitten seiner vielen und vielartigen politischen und administrativen Pflichten, Eduard Sueß in erster Linie immer Wissenschaftler geblieben ist. Nicht viel ist von den Früchten seiner politischen und administrativen Tätigkeit übriggeblieben (wenn man von seiner Arbeit an der Wiener Hochquellenleitung und der Donauregulierung absieht, die er mit seiner geologischen Kenntnis und seinen politischen Bestrebungen zustande brachte), seine wissenschaftliche Tätigkeit aber steht als ein unerreichbares Denkmal in der Geschichte unserer Wissenschaft. Sueß zeigt, wie vergänglich politische Pracht ist, während die Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeit für immer da sind.

The correspondence between Albert Oppel and Friedrich Rolle as the key to Eduard Sueß' relevance relating to the correlation of the Kössen layers

Abstract

Primary sources on the basis of which a biography of Eduard Sueß, possibly the greatest geologist who ever lived, can be written, have been only very sparsely edited, commented upon and published. I here comment on 15 previously published letters from Albert Oppel to Friedrich Rolle showing the development of the friendship and eventual collaboration between Oppel and Sueß that culminated in the correlation of Alpine and extra-alpine Triassic stratigraphy. These letters show the ways in which large-scale stratigraphy was pursued in the middle of the nineteenth century and how two different giants of geology viewed their enterprise and the materials they had to deal with. Oppel, the specialist, was interested in assignment of individual strata to a particular spot in the geological calendar and their Europe-wide correlation. Eduard Sueß, the generalist, viewed the problem of the correlation of the Triassic sequences in the Alps and on their foreland with a view to understanding the geography of bygone ages in order to comprehend the physical evolution of our planet and the processes responsible for it. Both researchers read widely, tried to see with their own eyes as much of the rocks and fossils they were dealing with as possible and they corresponded with their colleagues very often and very widely. Friendship and great mutual trust characterised the relationships. The heroes of this paper viewed their collaboration as mutual support for their common effort to understand nature. This effort, they viewed as the most sublime and the noblest human undertaking.

It is clear that, among his numerous and multifarious political and administrative duties, Sueß has always remained primarily a scientist. Not much has remained of the fruits of his activity as a politician and an administrator (if one does not count the water supply works in Vienna and the regulation of the bed of the Danube, which he accomplished with his geological knowledge and using his political positions), but the results of his scientific work remain a monument of unequalled greatness in the annals of our science. There is perhaps another lesson there for our generation, in which science administrators have perhaps become too 'grand' for the good of the science itself. Sueß shows us how much he was aware that political 'grandeur' is ephemeral, but the results of scientific work are there to stay forever.

Einleitung

Ein Jahrhundert nach seinem Tod besitzen wir immer noch keine befriedigende Biografie von Eduard Sueß (1831–1914), einem der größten Geologen der je gelebt hat (Abb. 1a, b). Dies hat verschiedene Gründe, die ich an anderer Stelle angeführt habe (ŞENGÖR, 2009a): Sueß hat nicht nur die meisten seiner Freunde und Kollegen, sondern auch die besten unter seiner Schülern überlebt. Er starb wenige Monate vor dem Ersten Weltkrieg, der sowohl die Gelehrtenrepublik in Europa als auch den Staat, in dem Sueß großgeworden[1] war und gewirkt hatte, zerstörte. Nach diesem Weltbrand normalisierten sich die sozialen Bedingungen in seinem Vaterland kaum, erst nach dem Ende der alliierten Besatzung im Jahr 1955, die der Katastrophe des Zweiten Weltkrieges gefolgt war, kam es zu einer Beruhigung der politischen und sozialen Lage. Dann war aber die Mode der großen „victorianischen" Biografien leider schon längst vorbei. Wenn jemand trotzdem bereit wäre, ein großangelegtes „Leben" von Sueß nachzuzeichnen, sind heute die meisten dazu erforderlichen Materialien wie Briefe, Bilder usw., unter den sich in verschiedenen Weltteilen, von Wien und Basel bis nach San Diego und San Francisco in den Vereinigten Staaten befindenden Familienzweigen entweder verstreut oder bereits verschollen.

Abb. 1a.
Der junge Eduard Sueß, wahrscheinlich in den Jahren, als er am k. k. Hof-Mineralien-Cabinet als Paläontologe arbeitete (1852–1857). Das Bild ist aus der Biografie von Sueß von Wladimir Afanasiewitsch Obručev (OBRUČEV & ZOTINA, 1937).

Sueß gehört auch zu jener Generation von Forschern, deren Werk zu beurteilen einen geologischen Fachmann benötigt und die Kompetenz eines Berufshistorikers bei weitem übersteigt. Ja, man könnte sogar sagen, dass selbst ein Fachmann in unserem Zeitalter der Überspezialisierung alle Facetten des fast alle Teildisziplinen der Geologie umfassenden Lebenswerkes von Sueß kompetent auszuwerten, vielleicht nicht mehr imstande wäre. Dass Sueß in

1 Sueß wurde am 20. August 1831 während eines geschäftlichen Aufenthaltes seiner Eltern in London geboren. Einen Teil seiner Jugend verbrachte er in Prag, ehe die Familie 1846 nach Wien übersiedelte.

seiner Autobiografie (SUESS, 1916) fast ausschließlich von seiner sozialen und politischen Tätigkeit erzählte und nur kurz sein wissenschaftliches Wirken schilderte, erschwert noch mehr das Unternehmen eines potenziellen Biografen.

Abb. 1b.
Eduard Sueß in seinen fortgeschrittenen Jahren, gegen Ende des 19. Jahrhunderts (Foto aus: KANN, 1974).

Dem Gedankengang in seinem wissenschaftlichen Lebensweg zu folgen ist verhältnismäßig leichter, und deswegen wäre eine „Ideengeschichte von Eduard Sueß in der Geologie“ zu schreiben viel einfacher als eine Gesamtbiografie zu verfassen. Emil Tietze (1845–1931) hat jene Richtung in einem ersten Versuch im Jahr 1917 eingeschlagen (TIETZE, 1917). Dass dieser erste Versuch größtenteils fehlschlug hing hauptsächlich damit zusammen, dass Tietze sich zu viel von der damaligen, von den meisten amerikanischen, französischen und deutschen Geologen inspirierten, rückständigen Denkweise in der Tektonik (Kober-Stille-Schule: sensu ŞENGÖR, 1982a, b) leiten ließ und schritt ganz vorschnell zu einer Kritik der Sueß'schen Begriffe, anstatt zu versuchen, sie zuerst zu verstehen, wie es z.B. zu gleicher Zeit Forschern wie Frank Bursley Taylor (1860–1938), Alfred Wegener (1880–1930), Emile Argand (1879–1940) und Franz Eduard Sueß (1867–1941) gelang. Selbst wenn Tietze versucht hätte, die Methodologie und den Stil des Geologisierens von Sueß zu verstehen, wären sowohl seine eigenen intellektuellen Fähigkeiten, als auch sein ganzes Verständnis zur Geologie nicht ausreichend gewesen, um es zu vollbringen (HAMMER, 1931).[2]

In den Nachkriegsjahren waren es hauptsächlich österreichische Geologen, insbesondere Alexander Tollmann (1928–2007), die an den Ideen und Konzepten von Eduard Sueß weiter gearbeitet und wertvolles beigetragen haben. Was diese an sich sehr verdienstvollen Arbeiten (und hier auch wieder ganz besonders die Tollmann'schen) im Allgemeinen charakterisiert, ist das Bestreben, die post-Sueß'sche Entwicklung in der Tektonik als eine natürliche, von sich selbst aus den Ideen von Sueß entwickelnde, anzuschauen.

Ab 1979 habe ich in einer Anzahl von Abhandlungen versucht zu zeigen, dass sich die Entwicklung in der Tektonik nach dem Ersten Weltkrieg eigentlich entlang zweier voneinander divergierender Richtungen entwickelte (ŞENGÖR, 1979, 1982a, b, 1991, 1996, 2000, 2003, 2005): Die eine, die ich als (auch für damals) rückständig betrachte, war durch eine Vorliebe für Schematisierung und Vereinfachung tektonischer Vorgänge und für ein nicht aktualistisches Erdverhalten gekennzeichnet. Diese Denkschule schrieb der Natur eine übertriebene, ja künstliche „Ordnung“ bzw. „Regularität“ zu (diese Neigung reihte der englische, im deutschen Sprachraum als Baco von Verulam bekannte Philosoph Sir Francis Bacon (1561–1626) in seinem Novum Organum (1620 [1863: 253–254][3], Aphorismus XLV) unter, was er „idola tribus“ nannte, d.h. einen der menschlichen Trugschlüsse, verkörpert in der Vermenschlichung der Natur) und suchte sie auch in solchen Strukturen und Vorgängen, wo sie nachweislich nicht vorkommen (z.B. Regularität der orogenen Phasen, Ordnung der geologischen Großstrukturen wie die globalen B- und D-Richtungen von STILLE, 1940, besonders Abbildung 125 auf Seite 631, siehe ŞENGÖR, 1982b). Ihre Vorliebe für Ordnung und Regularität und die daraus resultierende Schematisierung leiteten die Mitglieder dieser Schule zu einer dogmatischen, deterministischen und positivistischen Philosophie der Tektonik (vgl. BACON, Novum Organum, Aphorismus XLVI auch unter: idola tribus). Viele Mitglieder dieser Schule haben sich als s.g. „Neokatastrophiker“ angesehen, eine Schule, die ich „Kober-Stille-Schule“ (ŞENGÖR, 1982a, b) genannt habe. Sie lässt sich in ihren Denkansätzen bis in das 18. Jahrhundert zurückverfolgen. Die Mitglieder dieser Schule fuhren an Sueß vorbei und folgten der Tradition der Tektoniker des 19. Jahrhunderts wie Leopold von Buch (1774–1853), Élie de Beaumont (1798–1874), James Dwight Dana (1813–1895) und Joseph Le Conte (1823–1901). Zwar zitierten sie Sueß oft, aber entweder um seine Beobachtungsbasis zu verwerten, oder um seine globale Schau zu preisen (ohne sie aber wirklich zu verstehen), oder gar, um ihn zu kritisieren.

Eine zweite Schule, die sich schon vor dem Ersten Weltkrieg zu entwickeln begann, war die jener Geologen, welche die Natur als grundsätzlich unordentlich und unregelmäßig betrachteten und das Prinzip des Aktualismus ihren Arbeiten zugrunde legten. Sie schematisierten die Natur so wenig wie möglich. Ihre Wissenschaftsphilosophie findet ihre beste Beschreibung im Werk vom großen österreichischen Wissenschaftsphilosophen Sir Karl Raimund Popper, C.H. (1902–1994), und man könnte sie anachronistisch[4] als kritisch-rational bezeichnen. In ihren Lehren waren die Geologen der „Wegener-Argand-Schule“ (ŞENGÖR, 1982a, b) viel toleranter und flexibler, als die Vertreter der „Kober-Stille-Schule“. Obwohl wir Ihre Anfänge auch unter den Geologen des 18. Jahrhunderts finden, sind sie als die direkten intellektuellen Erben von Eduard Sueß anzusehen.

2 Wilhelm Hammer (1875–1942), selbst ein sorgfältiger und fleißiger, wenn auch etwas konservativer, kartierender Geologe (siehe AMPFERER, 1944), hat den Nachruf auf Tietze, seinen vormaligen Chef in der k. k. Geologischen Reichsanstalt, mit großer Sachkenntnis und Sympathie für den Verstorbenen geschrieben. Immerhin verbirgt er nicht, dass Tietze sein ganzes berufliches Leben lang die Ideen und die Deutungen von Sueß bekämpft hatte und dennoch ihren unaufhaltbaren Sieg erleben musste. Anstatt den Versuch zu unternehmen, die Gründe dieses Sieges zu verstehen, griff Tietze nach dem Tod von Sueß diesen noch ein letztes Mal an allen Fronten an (TIETZE, 1917). Dadurch richtete er gerade zu einem Zeitpunkt viel Schaden an, als die internationale Kommunikation, bedingt durch den Ersten Weltkrieg, zusammenbrach, indem er besonders in der deutschsprachigen Fachwelt viele seiner eigenen Missverständnisse verbreitete und so zu einem der Wegbereiter dessen wurde, was ich als das dunkle Intermezzo in der Geschichte der Tektonik genannt habe (ŞENGÖR, 1998). Dies sieht man deutlich in den vielen Zitaten seiner Arbeit bei den Autoren, die anstatt Sueß zu lesen, sich mit einer Lektüre der Arbeit von TIETZE (1917) begnügten, oder ihn als Führer für ihre Lektüre des *Antlitz der Erde* wählten.

3 Verwendet wurde SPEDDING et al. (1863).

4 Anachronistisch, weil Popper seine großen, dem von ihm so benannten „kritischen Rationalismus“ zugrunde liegenden wissenschaftsphilosophischen Arbeiten erst 1933 und 1934 veröffentlichte (siehe: POPPER, 1933, 1935), also etwa 20 Jahre nach Sueß' Tod.

In scharfem Gegensatz zu einer Ideengeschichte in der Geologie von Eduard Sueß ist es äußerst schwierig, eine persönliche und soziale Biografie von Sueß zu schreiben, weil so wenig vorbereitetes Material vorliegt. So liegt weder eine gesammelte Ausgabe seiner politischen Reden, noch eine Edition seiner Korrespondenzen vor.

Angesichts dieses Mangels an Material haben Johannes Seidl (Archiv der Universität Wien) und seine Mitarbeiter begonnen, unveröffentlichtes Material über Eduard Sueß zusammenzutragen, zu sichten und schrittweise zu publizieren (SEIDL, 2002, 2009). Diesem Weg fleißig und gewissenhaft zu folgen ist wichtig. Zweck meiner Arbeit ist es aber, zu zeigen, dass auch unter publizierten Dokumenten Sueß' wissenschaftliche Ideen bzw. Tätigkeiten betreffend solche gibt, die wertvolle Hinweise über sein Leben und Wirken geben, aber bisher kaum bekannt und unbenützt geblieben sind, weil sie offenbar bislang einem größeren Kreis nicht bekannt waren. Es ist wichtig, solche „Fragmente" von ihm und „Testimonia" über ihn als Beiträge zu einer künftigen Sueß-Biografie zu publizieren. Die vorliegende Arbeit soll die Arbeitsweise zweier großer Geologen zeigen sowie Beispiele von Sueß' intellektueller Breite geben.

Eduard Sueß in Albert Oppels Briefen

Carl Albert Oppel (1831–1865; Abb. 2), im selben Jahr wie Sueß geboren, war der leider viel zu früh an Typhus verstorbene geniale Schöpfer der modernen biostratigrafischen Zonenlehre am Beispiel des Jura in Westeuropa (OPPEL, 1853, 1858a) und ein guter Freund von Sueß (MARTIN, 1965)[5]. Gerald P.R. Martin hat 1961 insgesamt 26 Briefe von Albert Oppel an den aus Bad Homburg stammenden genialen, vielseitigen, aber unglücklichen deutschen Paläontologen, Friedrich Rolle (1827–1887; Abb. 3)[6], einen frühen darwinistischen Evolutionisten, publiziert. Die in der Zeitschrift *Jahreshefte des Vereins für Vaterländische Naturkunde in Württemberg* (MARTIN, 1961: 124–177) publizierten Briefe enthalten nicht nur eine Schilderung der Entstehung und Weiterentwicklung der Freundschaft zwischen den zwei Größen der Geologie, Sueß und Oppel, sondern auch wertvolle andere Informationen, die sowohl Eduard Sueß allein, als auch Geologiegeschichte im Allgemeinen betreffen. In den Briefen und im damit verknüpften Kommentar lassen sich die Arbeitsweise und das damit verbundene Verständnis der geologischen Vorgänge dieses großen Geologen nachvollziehen.

Sueß korrespondierte nicht nur mit Oppel, sondern war später auch Co-Autor einer wichtigen Abhandlung Albert Oppels (OPPEL & SUESS, 1856), die zum ersten Mal eine Einstufung der alpinen Trias in die Zeitskala der europäischen Schichtfolge ermöglichte und Charles Lyell einen weiteren (von ihm selbst so angesehenen, aber sich

Abb. 2.
Carl Albert Oppel (1831–1865). Aus dem Archiv der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, München.

schließlich als falsch herausgestellten) Stützpunkt für seine uniformitarianistische Anschauung des Erdverhaltens lieferte. Die von Martin veröffentlichten Briefe beleuchten auch die Entstehungsgeschichte dieser wichtigen Arbeit.

Nachfolgend werden in chronologischer Reihenfolge Stellen aus den von MARTIN (1961) veröffentlichten Briefen mit Schwerpunkt Eduard Sueß zitiert und mit Kommentaren versehen.

1) *Über Oppels Bewunderung für Sueß' paläontologische Arbeiten*

An Ferdinand von Hochstetter (1829–1884)[7] und Friedrich Rolle, datiert: Stuttgart, den letzten Dezember 1854 (MARTIN, 1961: 136–138):

„Euer langes Schweigen hat mir sehr wehe getan und mich sogar betrübt; ich werde aber dafür dem Hochstetter, der sich seiner Schuld bewußt ist, sowie dem verstockten Scholle, der zeitlebens keine Reue gefühlt hat, eine Strafe auferlegen, d.h. die Besorgung eines Geschäftes, bei dem all Euer Einfluß nötig ist. Ich möchte nämlich das besitzen, sämtlich was H[err]. Sueß über jurassische Brachiopoden publiziert hat.[8] Ich habe in Frankreich

5 Zu Carl Albert Oppel siehe: HOCHSTÄTTER (1866), KURR (1867), SMYTH (1867: xlviii–xlix), MARTIN (1965; diese Abhandlung ist ganz wichtig für die Klärung von Oppels Position vis-à-vis Darwinismus; Tobien ist sie leider unbekannt geblieben), TOBIEN (1981; dieser Artikel enthält eine Liste der älteren Biografien bzw. Nekrologien Oppels) und SCHWEIGERT (2008). Siehe auch http://www.encyclopedia.com/topic/Albert_Oppel.aspx (Zugriff am 24.11.2012) und MARTIN (1961).

6 Es existieren drei Biografien über Friedrich Rolle: HELWIG (1943), MARTIN & USCHMANN (1969) und MARTIN (1987). Für ausführliche Informationen über das Leben und Werk Rolles, siehe auch: MARTIN (1961), FÄRBER (1987) sowie http://www.friedrich-rolle.de/ (Zugriff am 12.09.2012).

7 Ferdinand von Hochstetter aus Württemberg wurde wie sein Freund Oppel von dem vielseitigen deutschen Geologen Friedrich August von Quenstedt (1809–1889) an der Universität Tübingen für die Geologie begeistert. Er wurde von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien als Geologe angestellt, wo er sich mit Eduard Sueß und Ferdinand Freiherr von Richthofen befreundete. Hochstetter nahm später als Geologe an der österreichischen „Novara"-Expedition teil und lieferte die erste geologische Beschreibung Neuseelands. Nach seiner Rückkehr wurde er 1860 Professor für Geologie am k. k. Polytechnikum in Wien (Heute: TU Wien) und dann 1876 zum Direktor des Naturhistorischen Museums in Wien ernannt. Er starb 1884 in Oberdöbling (Heute: 19. Wiener Gemeindebezirk). Hochstetter, Oppel und Rolle waren zur gleichen Zeit Schüler Quenstedts in Tübingen und enge Freunde. Für das Leben und Werk von Hochstetters, siehe HAAST (1884), HAUER (1884), HEGER (1884), CARLÉ (1960), ORGAN (1998) und NOLDEN (2007: 12–102).

8 Es wurden folgende Arbeiten gemeint (Sueß stufte in den unten stehenden Schriften über die Kössener Schichten diese als jurassisch ein): SUESS (1852a, b, c, 1853a, 1854a, b: diese Arbeit wurde von dem k. k. Kämmerer August Friedrich Graf Marschall (1804–1877), dem Archivar der k. k. Geologischen Reichsanstalt und einem Freund von Sueß, ins Französische übersetzt und mit Zusätzen von Eugène Eudes-Deslongchamps (1830–1889) in den *Mémoirs de la Société Linnéenne de Normandie* 1855 publiziert: siehe SUESS, 1855a. Für die Bedeutung von Sueß in der Thecideen-Forschung, dieser problematischen Brachiopoden, siehe: HÖLDER (1975: 141–142). Sueß' Arbeit war zwar anregend, aber nicht bleibend. Moderne Arbeiten zur Thecideen-Forschung liegen von PAJAUD (1970) und BAKER (2006) vor. Pajaud zitiert die französische Übersetzung der Arbeit von Sueß über die Thecideen; Baker dagegen nicht mehr.

Abb. 3.
Der deutsche Paläontologe Friedrich Rolle (1827–1887). Aus der Sammlung von A.M.C. Şengör.

bei Deslongchamps[9], sowie schriftlich durch H[err]. Davidson[10], schon früher seine Verdienste kennen lernen und seither großen Respekt über die Gründlichkeit seiner Arbeiten bekommen. Mehrere derselben interessieren mich für den Augenblick ganz speziell, sodaß ich dieselben sogleich besitzen möchte. Ich wäre ihm für den Augenblick unendlich dankbar und wollte es ihm später quitt machen mit was ich ihm gefällig sein konnte. Er muß gegenwärtig eine schöne Arbeit begonnen haben, d.h. die deutsche Bearbeitung der Davidson'schen Brachiopoden (DAVIDSON, 1853)[11]. Ich besitze letzteres Werk und halte es eine der gelungensten Schriften." (MARTIN, 1961: 138).

Kommentar: Dieser Brief belegt Oppels Bewunderung für die paläontologischen Arbeiten von Sueß, die damals einander noch nicht persönlich kannten. Ebenso wird ersichtlich, dass Sueß seine Arbeit an Davidsons wichtiger Monografie (DAVIDSON & SUESS, 1856) spätestens 1854 begonnen hatte; wohl unmittelbar nach Erscheinen des Werkes im Jahr 1853 (SUESS, 1853a).

2) *Über Oppels Wunsch sich bei Sueß zu bedanken*

An Oppels „lieben Wiener Freunde" (höchst wahrscheinlich wieder von Hochstetter und Rolle), datiert, Stuttgart, den 6. Mai 1855:

„Meinen speziellen Dank für die überschickten Drucksachen werde ich erst machen, wenn ich von allen weiß, von wem ich sie bekommen habe. Sollte Herr Sueß selbst die Freundlichkeit gehabt haben, mir die Schriften zu übermachen, oder habt Ihr ein vorrätiges Exemplar mir abgetreten? Sagt ihm meine Empfehlungen. Für Brachiopoden hege ich zwar eine Vorliebe, ja meine jetzige Arbeit wird die schwäbischen Brachiopoden auch behandeln, aber dieselbe ist zu sehr bloß Vergleichung der Formationen, als daß sie könnte förmlich monografisch die Fossilien behandeln." (MARTIN, 1961: 140).

Kommentar: Hier wird der Wunsch Oppels evident, Sueß, der sich als Paläontologe schon früh Verdienste erworben hatte, persönlich kennenzulernen. Sueß genoss offensichtlich eine große Hochachtung als Paläontologe bei dem sonst so kritischen Oppel.

3) *Über das Ansehen des jungen Sueß als Forscher in Frankreich und England*:

An Rolle, datiert, Bath, den 23. Juli 1855:

„Euer Mons[ieur]. Sueß muß ein ganz famoser Mann sein, denn ich habe in Frankreich und England mehr von ihm gehört, als von allen übrigen deutschen Gelehrten. Anfangs wußte ich gar nicht wer denn der Mon. Sueß ist, denn sie sprechen es aus wie die syrische Meerenge [d.h. der ägyptische Suezkanal]. Endlich bekam ich den Namen zu lesen und merkte natürlich augenblicklich, daß niemand anders als Sueß gemeint war. Erst heute war wieder von ihm die Rede. Ich freue mich sehr, seine persönliche Bekanntschaft zu machen, womöglich diesen Herbst, wenn ich nicht zu lange in England bleibe, wofür ich noch nicht stehen kann, da ich gedenke erst abzureisen, wenn ich alle klassischen Lokalitäten gesehen, und das ist ein good deal of work." (MARTIN, 1961: 141).

Kommentar: Diese Bemerkung von Oppel zeigt, dass Sueß schon 1855, also nur vier Jahre nach seinem Eintritt in den geologischen Beruf, in England und Frankreich ein berühmter Mann geworden war, obwohl er, nach der von Carl Diener publizierten Liste (DIENER, 1914), erst 13 wissenschaftliche, ausschließlich paläontologische Arbeiten publiziert hatte. Sueß hat zwei neue Brachiopodengattungen, *Merista*[12] und *Meganteris*[13] (SUESS, 1851c, 1855b) beschrieben, sowie sich mit der Paläobiologie von *Terebratula diphya*, *Stringocephalus burtini*[14] und den Thecideen (SUESS, 1852b, 1853b, 1854b, 1855b) befasst. Andere Ar-

9 Hier ist von Vater und Sohn, beide waren Paläontologen, die Rede: Jacques Amand Eudes-Deslongchamps (1794–1867) und seinem Sohn, Eugène Eudes-Deslongchamps. Sueß hat sie bei einem sehr angenehmen sechstägigen Besuch vom 25. bis 31. Mai 1856 in Caën in der Normandie kennengelernt und in ihrem Hause auch gewohnt (vgl. RIEDL-DORN & SEIDL, 2001: 31–32; SUESS, 1916: 127–128).

10 Thomas Davidson (1817–1885), schottischer Geologe und Herausgeber der berühmten *Monograph of British Fossil Brachiopoda*, veröffentlicht von der Palaeontographical Society (1851–1886). Seine Monografie über die rezenten Brachiopoden (*Memoir on Recent Brachiopoda*) wurde 1886 von der Linnean Society, London, posthum publiziert. Davidsons bedeutende Privatsammlung von Brachiopoden ging samt Privatbibliothek und seinen hervorragenden Zeichnungen an das British Museum (Natural History; heute: The Natural History Museum in London). Davidson hat, auf einen Vorschlag von Leopold von Buch, sein ganzes Leben den Brachiopoden gewidmet. Zu seinem Leben und seiner wissenschaftlichen Bedeutung, siehe COCKS (1978: 3–4) und MANCENIDO & COCKS (1988), bzw. CLEEVELY (2004): 'Davidson, Thomas (1817–1885)', *Oxford Dictionary of National Biography*, Oxford University Press, [http://www.oxforddnb.com/view/article/7223, Zugriff am 12.09.2014], wo eine gute Liste der Biografien von Davidson enthalten ist (aber seltsamer Weise nicht der Nekrolog von R.E., 1885).

11 Sueß stellte diese Arbeit, nach einer wortgetreuen Übersetzung seines Freundes Graf Marschall schon 1854 fertig (DAVIDSON & SUESS, 1856: V), diese deutsche Bearbeitung wurde 1856 publiziert (DAVIDSON & SUESS, 1856).

12 Die von Sueß 1851 eingeführte Gattung *Merista* (unteres Silur bis Mitteldevon; kosmopolitisch) ist heute noch gültig und der Typus für die Familie Meristellidae (WAAGEN, 1883 in: WAAGEN, 1887a, b; HALL & CLARKE, 1894: 358, 1895: 189, 937 im Report selbst) innerhalb der Superfamilie Meristelloidea (WAAGEN, 1883, in: WAAGEN, 1887a, b, basiert auf *Meristella* HALL 1859).

13 Die von Sueß eingeführte Gattung *Meganteris* (Pragium / mittleres Unterdevon bis Emsium / oberes Mitteldevon) ist heute noch gültig und die zentrale Gattung der Familie Meganteridae (nach WAAGEN, 1882, in: WAAGEN, 1887a, b), innerhalb der Superfamilie Stringocephaloidea (siehe: LEE, 2006: 1994–2018, bzw. Fig. 1331).

14 *Stringocephalus burtini* wurde von DEFRANCE (als *Strygocéphale* in BLAINVILLE (1825: 511–513, 1827: Tafel LIII, Fig. 1) eingeführt und reicht innerhalb des Mitteldevon vom oberen Eifelium bis zum Givetium. Für den modernen Stand der Forschung, siehe LEE (2006: 2000, Fig. 1323).

beiten befassen sich neben Brachiopoden vor allem mit Graptolithen (SUESS, 1851a, b, 1852c, d, 1853a, 1854a, 1855c). Hier überrascht der junge Sueß mit einer unglaublichen Literaturkenntnis, einer hervorragenden Beobachtungsgabe und einem förmlich fotografischen Gedächtnis.

Aber es waren nicht nur die Arbeiten von Sueß, wie der Enthusiasmus von Oppel zeigt, die Sueß bekannt machten[15], sondern auch seine weit ausgedehnte Korrespondenz mit den führenden Experten in seinem Fach, die er auf Deutsch, Englisch, Französisch und Tschechisch führen konnte.

Im Zuge seiner Hochzeitsreise war Sueß, der am 12. Juni 1855 geheiratet hatte, in Paris (SUESS, 1916: 105–106). Unklar ist, ob er dort auch Geologen traf; beweisen lässt sich dies – aus heutigem Forschungsstand – nicht. Vielmehr scheint es, dass Sueß vor 1855 keine englischen oder französischen Forscher persönlich kannte. Umso höher ist das hohe Ansehen, das Sueß bei den ausländischen Kollegen besaß, einzuschätzen.

Oppel ist es 1855 nicht gelungen, Sueß persönlich zu treffen. Die Begegnung erfolgte erst im Juni 1856 (siehe Brief 5 samt Kommentar vom 22. Mai 1856; MARTIN, 1961: 144).

4) *Oppels Interesse an Sueß' Bearbeitung von Davidsons* Brachiopoda

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 16. Januar 1856:

„Schreibt Sueß eine Einleitung in die „Genera der Brachiopoden", oder wird seine Arbeit auch eine Beschreibung der in Österreich vorkommenden Spezies enthalten?" (MARTIN, 1961: 143).

Kommentar: Dieser Brief zeigt, dass Oppel Sueß' Übersetzung von Davidsons *Brachiopoda* noch nicht erhalten hatte. Das Werk war noch nicht erschienen, da das Vorwort von Sueß mit 1. April 1856 datiert ist. Oppels wiederholtes Fragen zeigt, mit welcher Ungeduld er das Erscheinen erwartete. Einer der Aspekte, der Oppel am meisten interessiert zu haben scheint, war, wieviel von Sueß' eigener paläontologischer Arbeit in der deutschen Bearbeitung von Davidsons Buch zu finden sein würde. Dieses Interesse unterstreicht nochmals Oppels großen Respekt vor Sueß' Werk und wahrscheinlich auch seine Hoffnung, darin neue Hinweise für seine eigenen stratigrafischen Arbeiten zu finden.

Sueß hat sowohl den Anmerkungen, als auch den Nachträgen in Davidsons Buch Bemerkungen beigefügt, die sowohl die Paläobiologe der Brachiopoden, als auch deren Vorkommen insbesondere in Österreich-Ungarn behandeln. Von insgesamt zehn Nachträgen (Seiten 156–158), stammen sieben von Sueß, ein Nachtrag (zu Seite 135) ist nicht signiert. Unter den Abbildungen der Fossilien auf den Tafeln sind diejenigen, die sich auf Exemplare aus der Sammlung des k. k. Hof-Mineralien-Cabinets, der Arbeitsstätte von Sueß, beziehen, mit W.M.C. gekennzeichnet.

5) *Über eine geplante Reise von Sueß nach Stuttgart und sein Interesse an der Stratigrafie des jurassischen Systems*

An Rolle, datiert, Stuttgart, Wilhelmstraße 18, den 22. Mai 1856:

„Ich habe anfangs Mai selbst eine Tour im Sinne, nach Baden und in die Schweiz (Hauenstein, Aarau usw.), und werde dieselbe so vornehmen, daß mich Sueß nicht verfehlen kann, denn ich freue mich sehr, ihn hier zu sehen. Nur muß ich ein wenig genau wissen, wann er hier herkommt, ob er einige Zeit hier bleiben, Exkursionen machen will, usw. Ich hoffe, bis zu jener Zeit mit der Ausarbeitung meines braunen [d.h., mittleren] Jura fertig zu sein und ihm dann jede mögliche Auskunft geben zu können." (MARTIN, 1961: 144).

Kommentar: Der Brief zeigt, dass Sueß Oppel wahrscheinlich wissen ließ, dass er im späten Mai oder Anfang Juni 1856 in Stuttgart sein würde. Tatsächlich unternahm Sueß zwischen 30. April 1856 und vermutlich 11. Juni 1856 diese Reise (Abb. 4). Details dazu sind in fünf im Archiv für Wissenschaftsgeschichte am Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrten Briefen an seinen Vorgesetzten im k. k. Hof-Mineralien-Cabinet, Paul Maria Partsch (1791–1856), überliefert (RIEDL-DORN & SEIDL, 2001). Leider ist der zweite Teil der Reise nicht in Briefform dokumentiert, denn der Besuch von Sueß bei Oppel in Stuttgart stellte den wichtigsten Teil der ganzen Reise dar, zumal Sueß und Oppel bei diesem Besuch Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben entdeckten, was ein Meilenstein in der Geschichte der Stratigrafie war.

Ein ernsthaftes Interesse von Sueß an der Biostratigrafie des jurassischen Systems ist zu dieser Zeit sicher anzunehmen. Oppel hofft, seine Studien des mittleren („braunen") Jura bis zur Zeit des Besuches von Sueß zu beenden, um ihm die Ergebnisse vorlegen zu können. Der Nachdruck Oppels auf „jede mögliche Auskunft" weist vielleicht auf ein wirklich lebhaftes Interesse von Sueß über den Jura hin. KLEMUN (2009) hat die Arbeit von Franz von Hauer (1822–1899)[16] über die Stratigrafie der Trias und Juraablagerungen in den Alpen und den Karpaten und die Zusammenarbeit von Sueß mit Hauer erwähnt und den Einfluss dieser Kooperation in der weiteren Arbeit von Sueß im Jahr 1854 an Hand von vierzehn Briefen von Sueß an den großen Schweizer Geologen Arnold Escher von der Linth (1807–1872)[17] im Detail geschildert. Sueß selbst schreibt in seinen Erinnerungen (SUESS, 1916: 125–126; OBRUČEV & ZOTINA, 1937: 65) folgendes: „Im April 1856 wurde ich beauftragt, für das Museum einen Eisenbahn-Einschnitt bei dem Wächterhause Balin (Abb. 4) der Strecke Krakau-Trzebenia [heute Trzebinia] zu untersu-

15 Als Bestätigung von Oppels Aussage (freie Übersetzung aus dem Französischen von Şengör) wird die erste Fußnote in SUESS (1855a: 1) zitiert: „Dieses kleine Werk, höchst interessant, von einem jungen, sehr bedeutenden Paläontologen, ist 1854 auf Deutsch erschienen. Einige Personen, Freunde von Herrn Suess, aber des Deutschen wenig mächtig, haben den Autor (der Englisch und Französisch mit derselben Gewandheit zu schreiben imstande ist) gebeten, eine Übersetzung seines Werkes zu besitzen; für diese zog Herr Suess vor, sich Herrn Grafen Marshall zuzuwenden, dessen Güte gleicht sein Wissen, um seine *Über die Brachial-Vorrichtung bei den Thecideen* ins Französische zu übersetzen. Eine Kopie dieser Übersetzung sind wir der Freundlichkeit des Herrn Suess schuldig. Sie für uns allein zu halten wäre eine Art von Egoismus gegenüber unseren Landsleuten, die sich mit der Paläontologie beschäftigen und, wie wir, Deutsch nur mit viel Mühe lesen können. Die Linnée'sche Gesellschaft hat uns zugehört und akzeptierte in den zehnten Band ihrer Abhandlungen die Übersetzung des Werkes von Herrn Suess aufzunehmen, das nicht versagen kann, den Veröffentlichungen der Gesellschaft, mit welchen sie versucht sich den Freunden der Wissenschaft nützlich zu machen, eine neue Interesse zuzulenken." Der Inhalt dieser Fußnote bedarf keines weiteren Kommentars.

16 Für das Leben und Werk von Hauer, siehe: TIETZE (1900) sowie PETRASCHECK & HAMANN (1985).

17 Für das Leben und Werk Eschers, siehe: HEER (1873), RUDIO (1896), RÜBEL (1946), JAEGGLI (1959) und ANONYM (1973). Die letztgenannte Publikation enthält auf Seite 33 eine Liste biografischer Arbeiten über ihn.

Abb. 4.
Vereinfachte Itinerarkarte mit den Stationen der Reise von Eduard Sueß von Ende April 1856 bis etwa Mitte Juni 1856.

chen. Dort hatte man viele Versteinerungen der Jura-Zeit gefunden, die erstaunliche Ähnlichkeit mit solchen der Normandie zeigten. Da auf wichtige Anhaltspunkte für die Verbreitung der Meere der Jura-Zeit gehofft werden durften, sollte ich von Balin mich nach Caën in der Normandie begeben, um dort die entsprechenden Sedimente kennen zu lernen."

Schon früher (SUESS, 1852c), 1853 (SUESS, 1853a) und dann, viel ausführlicher 1854 (SUESS, 1854a), publizierte Sueß seine Studien über die Brachiopoden der Kössener Schichten samt Geologie dieser Ablagerungen, die er damals für untere Lias hielt (für die große Bedeutung der 1854er Abhandlung, siehe DITTMAR, 1864: 75–79). Diese Arbeit war Teil seiner Begehungen am Dachstein, die Sueß, als wissenschaftlicher Assistent gemeinsam mit Franz von Hauer im Zuge der Profilaufnahme zwischen Passau und Duino aufgenommen hatte (SUESS, 1857). Im Jahr 1856 veröffentlichte Sueß noch eine kurze Arbeit im *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt* (SUESS, 1856a). Sie enthält Beschreibungen von Fossilien („Sammlung von Versteinerungen aus den bayerischen Alpen"; SUESS, 1856a: 378), die von Carl Wilhelm Ritter von Gümbel (1823–1898; SPERLING, 2001) zur Bestimmung an Hauer geschickt worden waren, letzterer übergab sie Sueß zur Bearbeitung. Darunter waren Fossilien der Trias (Zugspitzwand, Graseck, Wetterstein), des Jura („Juraformation. Unterer Lias, Kössener Schichten. Diese behalten durch ganz Bayern und bis nach Vorarlberg und wohl bis an's Stockhorn dieselbe Fauna und auch petrographisch denselben Charakter bei…"; SUESS, 1856a: 379) und der Kreide. Sueß betont die Eigentümlichkeit der Entwicklung des Jura in Europa mit den folgenden Worten: „So viele Eigenthümlichkeiten die Juraformation in den Alpen den ausseralpinen Bildungen gegenüber auch bieten mag, so scheinen sich diese Eigentümlichkeiten doch fast im ganzen Bereiche der Alpen gleich zu bleiben. Um so lehrreicher und fruchtbarer ist daher die unmittelbare Vergleichung entfernterer alpiner Vorkommnisse;…" (SUESS, 1856a: 380). Dieses Thema der Verschiedenheit der gleichzeitigen alpinen und außeralpinen Ablagerungen hat zu dieser Zeit bereits die Aufmerksamkeit von Sueß geweckt. Diese Verschiedenheit war seit den Studien von ÉLIE DE BEAUMONT (1828a, b) schon bekannt gewesen und wurde durch seine Trog-Theorie, die ein Vorläufer der Geosynklinale-Theorie war, erklärt (vgl. ŞENGÖR, 2003). Daraus wird ersichtlich, dass Sueß für diese Idee, die schon durch den Freiberger Geologieprofessor Carl Bernhard von Cotta (1808–1879) für die Gesamtheit der Alpen nochmals dargestellt worden war (COTTA, 1850), weitere Hinweise sammelte, indem er die Eintönigkeit der alpinen Ablagerungen in der ganzen Gebirgszone unterstrich.

Aber nicht nur die Ablagerungen, sondern auch die Architektur und die Oberflächengestaltung der alpinen und außeralpinen Gebiete waren sehr verschieden. Sueß bemerkte dies schon 1853, als er am Dachstein arbeitete. Er schrieb Jahre später in seinen *Erinnerungen*: „So hatte ich bis jetzt die Granitlandschaft von Karlsbad, das Kalk- und Schiefergebirge von Prag, das tertiäre Land von Wien und einen Typus der Kalkalpen kennengelernt. Der Gegensatz zwischen der böhmischen Masse und den Alpen war mir unerklärlich; die Aufhellung des Rätsels war fortan eine meiner Lebensaufgaben." (SUESS, 1916: 101).

Wir sehen hier auch die große Bedeutung des Vergleichens bei geologischen Studien. Diese Themen sollten Sueß in Folge mehr und mehr beschäftigen, wie der nächste Eintrag zeigt. Wir bemerken auch die größeren, die Grenzen der Paläontologie überfließenden Aufgaben der geologischen Wissenschaft, die dem nur 22 Jahre alten Forscher bereits vorschwebten. Sueß' Schüler Theodor Fuchs (1842–1925), selbst einer der Wiener „Giganten" in der Geologie, schrieb diesbezüglich im einleitenden Absatz des zweiten Teiles seiner schönen Rezension von Sueß' *Antlitz*: „Der tiefgreifende Gegensatz, der sich in Westeuropa zwischen den geologischen Verhältnissen der alpinen und außeralpinen Gebieten zeigt, war es gewesen, der Sueß auf den Weg vergleichender Betrachtung geologischer Verhältnisse führte und ihn zu jenen Arbeiten anregte, die ihren vorläufigen Abschluß im „Bau der Alpen"[18] fanden." (FUCHS, 1909: 21).

Exkurs zur Erstbezeichnung der Kössener Schichten

Es ist nur schwer zu klären, wer die Bezeichnung „Kössener Schichten" zuerst verwendete. TOLLMANN (1976: 245) schreibt, indem er KUEHN (1962: 249–251) folgt, es sei Sueß (ANONYM, 1852: 180) gewesen. In der anonymen Veröffentlichung, die KUEHN (1962: 249) und ihm folgend TOLLMANN als SUESS (1852c: 180) zitieren, steht nur „Herr Eduard Sueß berichtete über seine Untersuchungen der Brachiopoden, die in den sogenannten Kalkschichten von Koessen (oder Gervilliaschichten) vorkommen." (ANONYM, 1852: 180). Von wem diese „Kalkschichten von Koessen" so genannt wurden, ist nicht klar, und selbst die Bezeichnung „Kössener Schichten" kommt in diesem Bericht nicht vor. „Kalkschichten von Koessen" und „Kössener Schichten" sind nicht gleichbedeutend, obwohl beide dieselbe Schichtgruppe bezeichnen. Nicht alle Schichten der Kössener Schichten können jedoch ohne weiteres als „Kalkschichten" bezeichnet werden: es gibt darin „kalkhaltige" Schichten, die durchaus als „Tonschiefer" oder „Mergel" bezeichnet werden können und schon in der Erstdefinition von Lipold (siehe unten) als solche bezeichnet worden sind. Dazu hält Leopold Krystyn (Universität Wien) in einem Brief an den Autor vom 11. April 2014 fest: „Kalkschichten von Kössen ist jedenfalls für Erstnennung sicher anzuerkennen." Damit folgt er KUEHN (1962: 249) und TOLLMANN (1976: 245).

18 Gemeint ist *Die Entstehung der Alpen* von Sueß aus dem Jahr 1875.

Die definitive Bezeichnung „Kössener Schichten“ taucht erst bei LIPOLD (1852: 93) in seiner Abhandlung über die geologische Stellung des sogenannten „Alpenkalkes“ auf: „Einen anderen Typus besitzen die ‚Kössenerschichten,‘ so benannt von der Localität Kössen [Bezirk Kitzbühel] in Tirol [47°40’N, 12°24’O], wo sie, an sehr vielen anderen Stellen am Nordrande der Kalkalpen, zu finden sind, und sich ebenfalls durch einen besonderen Petrefactenreichtum auszeichnen. Die Kalke dieser Schichten sind in der Regel dunkelfärbig grau, bisweilen ins Braune ziehend, splittrig bis muschelig im Bruche, und treten meist in Schichten von 1 Zoll [ca. 2, 5 cm; ± ein Inch im englischen System] bis 1 Fuss [österreichischer Fuß ≈ 31,61 cm] auf, die gewöhnlich durch dünne merglige oder schiefrigthonige Zwischenlager getrennt sind. Es sind dies die bereits von [Karl] Lill von Lilienbach [1798–1831] beschriebenen und in seinem Durchschnitte unter Nr. 6 und 8 verzeichneten [LILL VON LILIENBACH, 1830: Tafel III] dunklen mergligen, und grauen schiefrigen und dichten Kalksteine vom Mertlbache in Gaisau und aus dem Wiesthale, und die von Hrn. Emmerich so bezeichneten ‚Gervillienschichten.‘ Ich habe sie im Jahre 1850 als ‚dunkle Liaskalke‘ (Gervillienkalke) bezeichnet. Korallen, seltener Gasteropoden, verschiedene Bivalven, Ostraceen, besonders zahlreich aber Brachiopoden und Gervillien, letztere förmliche Bänke bildend [siehe unten Abb. 8], und grösstentheils die obersten Lagen einnehmend, finden sich in den Schichten, bald vereinzelt, bald dichtgedrängt neben einander, und grösstentheils mit dem Gesteine so fest verwachsen, dass man sie nur an den Schichtflächen ausgewittert findet, im Bruche aber häufig nur an dem meist gefleckten späthigen Gefüge, das sie dem Gesteine verleihen, erkennen kann. Von Ammoniten sind nur Spuren, und bisher wenig Bestimmbares darunter gefunden worden. Es befinden sich unter den Petrefacten von Brachiopoden, deren Bestimmung ebenfalls Hr. Sueß vornahm, *Spirifer Münsteri*, *Haueri*, *rostratus*, *Rhynchonella austriaca, cornugera*, *Terebratula ovoides*.

Diese Petrefacten charakterisiren die Kössnerschichten ebenfalls als Lias, als dessen unterste Abtheilung sie gelten. Als besonders bezeichnend für diese Schichten führt man die *Gervillia tortuosa*, *Terebratula ovoides* und *Rhynchonella cornugera* an.

Ich hoffe im Verlaufe des Winters über das Vorkommen der Hirlatz- und Kössnerschichten im Terrain der III. Section detaillirtere Mittheilungen machen zu können, und kehre nun zu den Beobachtungen über die Isocardien führenden Schichten zurück.“ (LIPOLD, 1852: 93–94).

HAUER (1853: 733), der Vorgesetzte von Sueß und Lipold, fasste die Charakteristika dieser Schichten nochmals in einem eigenen Bericht wie folgt zusammen: „2. Kössener-Schichten. Meist dunkel gefärbte, dünn geschichtete, oft merglige Kalksteine, von mir früher als Unter-Oolith [Oolith, eingeführt bereits von WILLIAM SMITH (1815: Tafel No. II), war Äquivalent des jurassischen Systems auf den britischen Inseln] bezeichnet. Schon bei den Untersuchungen des ersten Sommers [wahrscheinlich des Jahres 1852, siehe: HAUER, 1857: 254] fand Herr [Marco Vincenc] Lipold [1816–1883], dass diese Schichten unter den Adnether-Schichten [HAUER, 1853: 475; WÄHNER, 1886: 173; BACHMAYER, 1962; nach den neuesten Untersuchungen reichen diese Sedimentgesteine vom Ammonitico Rosso-Typus vom Hettangium bis in das Aalenium: ca. 199 bis 173 Ma: PESTAL et al., 2009: 91, Abb. 21] liegen, daher keinesfalls jünger als Lias sein können [es könnte wohl Sueß oder Lipold gewesen sein, der mündlich, bei Diskussionen mit Hauer, die Bezeichnung Kössener Schichten zum ersten Mal als Vorschlag gebracht hätte; wenn so, können wir es nie wissen wer, weil Hauer darüber nichts sagt. Es ist aber bemerkenswert, dass er im Zusammenhang mit den Kössener Schichten Lipold erwähnt und nicht Sueß; auch Lipold, der ja in seiner Arbeit von 1852 immer wieder auf die Verdienste von seinem Mitarbeiter Sueß zurückkommt, erwähnt ihn aber eben im Zusammenhang mit der Aufstellung des Begriffs ‚Kössener Schichten‘ nicht.]

Im Schwarzgraben und überhaupt im Königsbachthale bei St. Wolfgang liegen die Kössener-Schichten auf mächtigen Dolomitmassen, die keine Fossilien enthalten. Von den westlichen Wänden des Saalethales bei Unken [für eine ausgezeichnete, moderne Studie dieser Lokalität, siehe

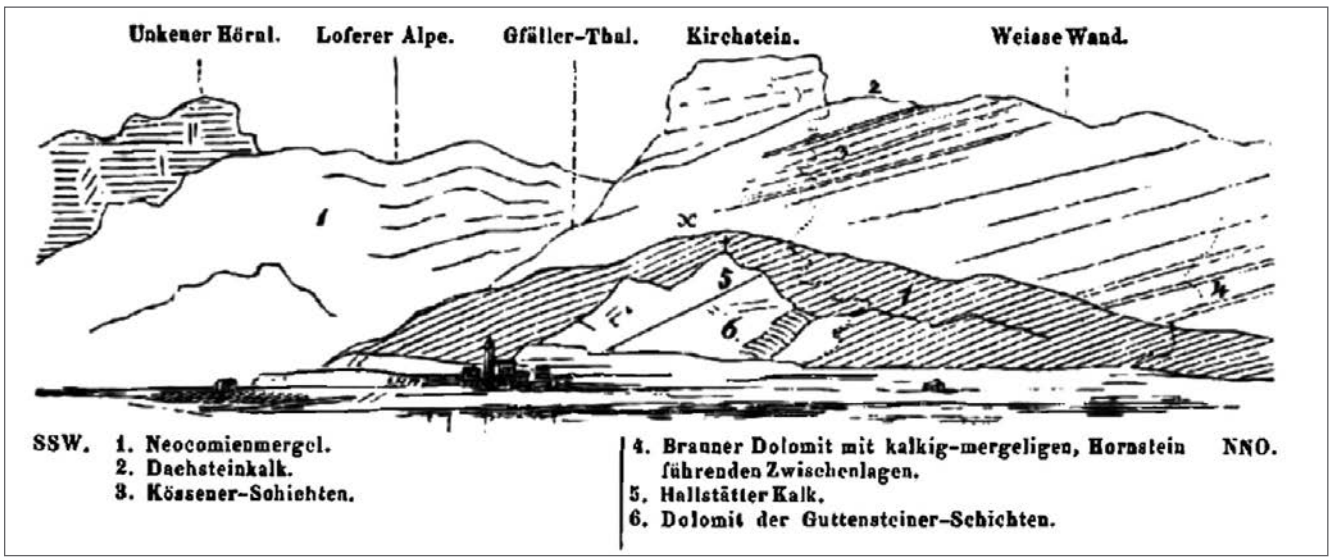


Abb. 5.
Geologie der westlichen Wände des Saaletales bei Unken (Bundesland Salzburg, Bezirk Zell am See: 47°39’N, 12°44’O) nach der von Carl Ferdinand Peters gezeichneten Skizze, die er Franz von Hauer übermittelte. (HAUER, 1853: 733).

GARRISON & FISCHER (1969); für eine übersichtliche Einführung in das Gesamtgebiet der Salzburger Alpen, siehe: PESTAL et al. (2009); für eine populäre Darstellung der Geologie, siehe: GLASER et al. (2008: 174–178); für die Geologie des Dachsteinplateaus und Umgebung, siehe: LOBITZER (2013)] theilte mir Herr Dr. [Carl Ferdinand] Peters [1825–1881] die beifolgende Zeichnung mit (Abb. 5).

Graue versteinerungsleere Neocomienmergel (1) bilden hoch an die Wände hinaufreichende Böschungen; aus ihnen ragt der Kalkstein und Dolomit des Calvarienberges (5 und 6) hervor, der an der südlichen Kuppe bunt gefärbt ist und daselbst *Monotis*? [eine von Heinrich Georg Bronn (1800–1862) 1830 benannte triadische Meeresmuschelgattung] führt; er gehört demnach wahrscheinlich zum Hallstätter Kalk [heute als mittleres Anisium bis unteres Karnium eingestuft; also ca. 240–226 Ma: PESTAL et al., 2009: 85]. Die tiefsten entblössten Schichten am Nordost-Fuss der weissen Wand bestehen aus braunem Dolomit mit kalkig-mergeligen, Hornsteinknollen führenden Zwischenlagen (4); weiter aufwärts folgen lichtere Dolomite, dann graue und weisse Kalksteine, in denen eine *Avicula intermedia Emmr.* [sic! Auch eine Muschel, benannt 1853 von Hermann Friedrich Emmrich (1815–1879)] gefunden wurde. Ausgezeichnete Lithodendronkalke [Kalk mit baumzweigförmigen Korallen] fanden sich darüber, und zwar etwas näher am Gfällerthale bei x. Weiter folgen die Kössener-Schichten mit grossen Gervillien [von J.L.M. Defrance (1804–1845) 1820 benannte langgestreckte mesozoische Muschelgattung] (3) und über diesen, ihnen conform gelagert, lichte Kalksteine mit der Dachsteinbivalve, mit Gasteropodendurchschnitten und allen petrographischen Eigenschaften des Dachsteinkalkes (2); dieser bildet auch den Kirchstein und wird weiter westlich im Gfäller- und Heuthale von den Ammoniten [dominante Kopffüßler des Mesozoikums; der Name geht bis zu der *Naturgeschichte* von Plinius dem Älteren (AD 29–79) zurück und wurde auch von Georgius Agricola (1494–1555) für die selben Fossilien verwendet; siehe BURNE et al., 2012: 101] führenden Adnether-Schichten überlagert. Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes zwischen den Kössener-Schichten und den Adnether-Schichten schätzt Herr Dr. Peters auf 600 Fuss, an anderen Stellen ist sie dagegen nach seinen Beobachtungen viel geringer; so beträgt sie am Steilabhange der Kammerkar gegen Waidring nur 100 Fuss, und an einer Stelle im Gfällerthale liegt der Adnether Kalk unmittelbar auf ganz dunklem Kalk, der jedoch nur wenig entblösst ist. Hier hat man also Dachsteinkalk über den Kössener-Schichten.

Diese Beobachtungen haben nichts Befremdendes mehr, wenn man die Fossilien der Kössener-Schichten näher ins Auge fasst. Es sind durchgehends dieselben Arten, wie in den Starhemberg-Schichten, d.h. im Dachsteinkalke selbst; alle drei petrographisch wohl meistens leicht zu unterscheidende Gebilde gehören entschieden ein und derselben Formation an.

Eine Thatsache in den Südalpen steht freilich noch mit dem was unsere Untersuchungen in den Nordalpen ergaben im Widerspruche. Es ist die Lagerung des Muschelmarmors von Bleiberg, der durch *A. Jarbas* sp. *Münst* [sic!], *A. Johannis Austriae Klipst*. [sic!] u. s. w. als ein Aequivalent unserer Hallstätter-Schichten charakterisirt wird, und doch auch nach den neueren Beobachtungen von [Franz Serafin Ernestus Apollonius Edler] v[on]. Rosthorn [1796–1877] und [Joseph Leodegar] Canaval [1820–1898] über dem Bleierz führenden Kalkstein mit *Megalodus triqueter* [von Franz Xaver Freiherr von Wulfen (1728–1805) 1793 benannte triadische Muschelart] liegt. Auf meine Bitte theilte mir Hr. Canaval ausführlichere Nachrichten über die dortigen Verhältnisse mit, welche im nächsten Hefte des Jahrbuches veröffentlicht werden sollen. Es muss der Zukunft überlassen bleiben diesen Widerspruch zu lösen“ (HAUER, 1853: 733–734).

Nach diesen Angaben scheint es, dass es höchstwahrscheinlich erst Lipold gewesen war, der die Bezeichnung „Kössener-Schichten“ gegen Ende 1852 (im vierten Heft des dritten Bandes des *Jahrbuches*) schriftlich in die Literatur einführte, und Hauer nahm sie sofort 1853 offiziell an und ersetzte seinen früheren „Unter-Oolith“ durch „Kössener Schichten.“ Sueß scheint 1854 seinen Mitarbeitern gefolgt zu sein. Die Bezeichnung war ohne Zweifel unter den drei Mitarbeitern schon früher im Umlauf. Die Idee, dass die Kössener Schichten liassisch wären, scheint auch auf alle drei Autoren zurückzugehen:

„Die geologischen Verhältnisse unserer Alpen sind dem grösseren Publicum, nämlich dem paläontologischen, nur wenig bekannt. Was hier ‚unterer Lias‘ genannt wird, ist doch in vielen Beziehungen gar verschieden von dem, was man in England oder in Schwaben so nennt. Ich glaube daher die vorliegende Schrift nicht besser einleiten zu können, als mit einer Erläuterung der Benennung ‚die Kössener Schichten‘. Wenn auch dieser Ausdruck schon in die Berichte der meisten einheimischen Geologen aufgenommen ist, und wenn auch die Beziehungen dieser Schichten zu den übrigen schon in der nächsten Zeit von Meisterhand des Herrn F. v. Hauer auf das Ausführlichste geschildert werden sollen, so habe ich doch geglaubt, wenigstens so viel hier aufnehmen zu müssen, als nöthig ist, um einen Überblick über die Gliederung und Verbreitung dieser Schichtgruppe zu geben, und um die Schlüsse zu rechtfertigen, denen zu Folge diese ganze Schitgruppe nicht zum Muschelkalke, sondern zum unteren Lias gezählt wird.“ (SUESS, 1854a: 29).

Die Diskrepanz zwischen den Südalpen und den nördlichen Kalkalpen, die Hauer störte, wurde dadurch gelöst, dass man später lernte, auch den Dachsteinkalk und die Kössener Schichten als rhätische, d.h. jüngsttriadische Ablagerungen einzustufen. Aber das Rhätium ist erst 1861 durch Carl Wilhelm von Gümbel (1823–1898) als oberste Unterabteilung der Trias eingeführt worden und zwar bei der Gelegenheit einer Diskussion der weitreichenden Implikation der Entdeckung von Oppel und Sueß. In der Abteilung „Keuper der Alpen“ seines klassischen Buches *Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes* schrieb Gümbel: „Mit den auflagernden Mergelschichten begegnen wir einer Bildung, welche auf’s lebhafteste nach Gesteinbeschaffenheit und Petrefaktenformen an die Gebilde von St. Cassian und Raibl zurückerinnert, und auch theilweise damit für identisch gehalten wurde. Nach den glänzenden Untersuchungsresultaten von Oppel und Sueß stellt sich dieser Gesteinsstreifen mit einer in Schwaben entwickelten, auch von Quenstedt besonders hervorgehobenen Schichtenlage des Bonebed [hier ist QUENSTEDT (1851: 111) gemeint] vollständig gleich.

Diese oberen Muschelkeuper-, Gervillien- oder Kössener-Schichten liefern durch ihre vom östlichen Theile der Schweiz (Bündten) durch den ganzen Zug der nördlichen Kalkalpen und entsprechend auch an dem südlichen Alpenrande ausgedehnte Verbreitung einen eben so willkommenen, wie bestimmt bezeichneten und leicht zu erkennenden Horizont für die geognostische Orientierung innerhalb des Hochgebirges, so dass sie unbedingt zu den allerwichtigsten Schichten der Alpen zu zählen sind.

An und für sich nicht besonders mächtig, aber gleichwohl erfüllt von sehr charakteristischen Versteinerungen, verbinden sich die mergeligen und thonigen oberen Muschelkeuperschichten mit gewissen Kalklagen, welche gegen Westen weniger kräftig entwickelt sind, dagegen im Osten der nördlichen Kalkalpen vom Gebiete der Salzburger-Alpen an eine staunenswerthe Mächtichkeit gewinnen und über weite Strecken sich zur herrschenden Gesteinsart erheben. Auch in den Südalpen begleitet derselbe Kalk den Zug des oberen Muschelkeupers auf weite Strecken. Die herzförmigen Querschnitte einer grossen Muschel (*Megalodus triqueter* Wulf, *M. scutatus* Schafh.) und zahlreiche Korallen (*Lithodendron* spec.), welche fast nirgends auf grösseren Strecken darin fehlen, kennzeichnen diesen sogenannten Dachsteinkalk im Allgemeinen und weisen einer grossen Reihe von Alpenkalkgesteinen hier ihre feste Stellung an. Diese selbst aber wird noch näher dadurch bestimmt, dass allerseits anerkannte Liasgebilde unmittelbar darüber liegen. In den östlichen Alpen reihen sich nach v. Hauer noch pflanzenreiche, Kohlen-führende Schichten (die sogenannten Grestener-Schichten) dem oberen Muschelkeuper an, innerhalb unseres engeren Alpengebiets sind jedoch ähnliche Bildungen bis jetzt nicht aufgefunden worden.

Die genaue Uebereinstimmung der oberen Muschelkeuperschichten mit dem Bonebed und insbesondere mit der Avicula contorta - Schicht des obersten Keupers ausserhalb der Alpen, die engste Verbindung mit dem zunächst aufliegenden Kalke (Dachsetinkalk) und die Identität vieler ihrer organischen Reste sind wichtige Gründe, beide Schichtenkomplexe zusammen dem Keuper zuzuweisen. Ihre Verbreitung, Entwicklung und Selbstständigkeit in den Alpen deutet darauf hin, dass diese Schichten einen höheren Rang als blosse untergeordnete Glieder einer Formation einzunehmen berechtigt sind und für sich eine begrenzte Abtheilung zwischen Keuper und Lias bilden, deren Bedeutung zunächst durch die Bezeichnung rhaetische Gruppe hervorgehoben zu werden verdient. Wir sehen in ihr eine vorzugsweise alpinische Formation, die ausser den Alpen eine nur schwache Vertretung in den obersten Schichten des Keupers besitzt, und desshalb hier nur den untergeordneten Werth eines Formationsgliedes bisher beigelegt erhielt, dagegen in den Alpen nach Mächtigkeit, Verbreitung und Wichtigkeit sich einer ganzen Formation gleichgestellt." (GÜMBEL, 1861: 121–122; Sperrung durch Gümbel selbst).

Nach all dem oben gesagten wäre für die erste Einführung der Bezeichnung „Kössener Schichten" in der Literatur LIPOLD (1852) anzugeben, weil nach den uns erhaltenen veröffentlichten Dokumenten dies der sicherste Schluss zu sein scheint. Wenn in Archiven ein diesbezügliches Manuskript oder gedrucktes, aber nicht veröffentlichtes Material auftaucht, kann sich diese Sachlage natürlich ändern.

6) *Über die Entdeckung der schwäbischen Äquivalente der Kössener Schichten*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 25. Januar 1857:

„Zudem finden wir im eigenen Lande immer so viel neues, daß ich manchen Tag gar nicht am vorliegenden Geschäfte weiter machen kann, sondern meine Zeit zum Herrichten und Einreihen von Württembergica nehmen muß. Was sagst Du denn zu unseren schwäbischen „Kössener Schichten"? Ist der Fund dieser Muschelsandsteine nicht interessant?[19]

Ob ich nach Wien komme oder nicht, so möchte ich doch zu gerne jetzt schon eine Anzahl Eurer Repräsentanten bekommen. Ich habe im letzten Briefe Herrn Sueß darum gebeten; sein Unwohlsein wird wohl der Grund sein, daß hierauf nichts erfolgte. Vielleicht bist Du so gut und nimmst Dich der [*sic!*] Sache an. Von mehreren dem k. k. Hof-Mineralien-Cabinet geliehenen Stücken wünsche ich nur die *Actaeonia*[20] und die *Cypricardia suevica*[21] zurück, denn ich kann dieselben durchaus nicht mehr bekommen, trotzdem daß ich seither meinen Steingräber schon 10 bis 12 mal an diesen Lokalitäten ganze Tage beschäftigte.

Ich hoffe, Du wirst mich über das was in Betreff der Forschungen des österreichischen Juras oder der Kössener Schichten bei Euch neues vorgeht, einigermaßen auf dem Laufenden erhalten. Besonders lieb wäre es mir aber, wenn Du mir ein wenig diejenigen Schriften, welche die Juraformation und Kössener Schichten behandeln, sammeln würdest, welche über diese zwei Terrains bei Euch schon erschienen sind oder gegenwärtig erscheinen. Die

19 Die Abhandlung von Oppel und Sueß über diesen wichtigen Fund war noch nicht in der Akademie präsentiert und auch nicht gedruckt worden. Rolle hatte wahrscheinlich über Sueß darüber Nachricht erhalten. Hier bemerkt MARTIN (1961: 176, Endnote 25): „In: Oppel, A., und Suess, E.: „Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten" (Sitz. Ber. K. K. Akad. Wien, mathem.-naturw. Cl., XXI, Wien 1856) wird mit *Avicula contortata* und anderen Kössener Fossilien in den schwäbischen Grenzschichten der Nachweis der Gleichaltrigkeit mit den Kössener Schichten geführt. Dieser Nachweis war von ungeheurer Bedeutung für die Einstufung der marinen Trias in Österreich."

20 Eine Gastropodengattung, aber hier ist eigentlich nicht diese, sondern *Actaeonina* sp. gemeint, die ebenfalls eine Gastropodengattung ist und in dem Bonebed in Schwaben vorkommt (OPPEL & SUESS, 1856: 540). Es liegt ein Schreibfehler entweder von Oppel selbst, oder von Martin vor. Dieses seltene Stück wurde ohne Zweifel von Oppel (oder von seinen Steingräbern) im Bonebed gefunden und deshalb will er es zurück haben. In Fußnote 1 schrieben OPPEL & SUESS (1856: 540) folgendes: „Es ist möglich, dass der hier (Taf. I, Fig. 1) abgebildete Steinkern der in den Ost-Alpen vorkommenden Actæonina angehöre, welche Hr. Merian (Escher, Vorarlb. p. 19) mit *Act. alpina* Klipst. sp. identificirt hat. Mit dieser Art finden sich noch die Gastropoden-Reste, Taf. I, Fig. 2, 3." Dazu Simon Schneider (Naturhistorisches Museum, Wien): „ ...vermutlich sind ein Großteil der Muschelkalk-Arten Phantasie-Bestimmungen. Kleine, schrumpelige Schneckchen ohne spezifische Merkmale." (Schreiben vom 05.09.2012).

21 Zu Oppels Zeit schrieb man die Eigennamen (von Personen, geografischen Lokalitäten usw.), die in der binominalen Bezeichnung einer Art vorkommmen, fast immer mit Großbuchstaben. Deshalb bin ich fast sicher, dass in Oppels Brief der spezifische Name dieser Cypricardia-Art als *Cypricardia Suevica* geschrieben wurde, die Martin stillschweigend modernisierte. *Cypricardia Suevica* ist eine von Oppel und Sueß gemeinsam aufgestellte Muschelgattung, die in der *Avicula contorta*-Zone vorkommt, und damit zu den Kössener Schichten-Äquivalenten gehört. Zur Taxonomie dieser Art heute schreibt Simon Schneider (Naturhistorisches Museum Wien): „*Cypricardia suevica*: Die Gattung *Cypricardia* ist synonym zu *Trapezium*, das aber erst ab der Kreide bekannt ist. Da man von suevica lediglich den Schalenumriss und kein Schloss kennt, ist eine genaue Zuordnung unmöglich. Korrekterweise würde man also entweder (wenn Taxonomie), Heterodonta indet., oder (wenn geologische Beschreibung o.ä.) *„Cypricardia" suevica* schreiben" (Brief vom 05.09.2012). Da das ausgeliehene Stück wahrscheinlich der von Oppel im Bonebed gefundene Holotypus war, es ist verständlich, dass er dieses seltene Stück zurück haben wollte. Gelegentlich erscheint in der Literatur die *Cypricardia suevica* als *Cypricardia suevica* OPPEL allein, was falsch ist (WRIGHT, 1878: 13). Die richtige Schreibweise wäre *„Cypricardia" suevica* OPPEL und SUESS, wie, z.B. in WINKLER (1861: 506, aber ohne Anführungszeichen).

früheren Schriften von Sueß besitze ich, darf auch auf den Empfang seiner künftigen Monographien hoffen." (MARTIN, 1961: 147–148).

Kommentar: Vor der Niederschrift dieses Briefes waren Oppel und Sueß zusammen in Stuttgart, höchst wahrscheinlich von 6. bis 7. oder 8. Juni 1856 (Abb. 4). Während dieses Besuches entstanden die Vorarbeiten der gemeinsamen Abhandlung über die Entdeckung der Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben, die MARTIN (1961) in obiger Note 20 zitiert. Dazu schrieb Sueß in seinem eigenhändigen Lebenslauf folgendes: „Auf seiner [d.h. Sueß'] Rückreise [von der oben erwähnten Reise durch Europa] bemerkte er in der Sammlung des Dr. Oppel in Stuttgart einige merkwürdige Beziehungen zwischen den Versteinerungen gewisser alpiner Schichten und jenen der sogenannten Sandsteine von Tübingen. Das Resultat genauerer Vergleichungen erschien in den Sitzungsberichten der kais[erlichen]. Akademie unter dem Titel: Ueber die mutmasslichen Aequivalente der Kössener Schichten von Dr. A. Oppel und E. Sueß." (SEIDL, 2002: 56).

Die beiden, von Oppel zurückverlangten Fossilien wurden in der gemeinsamen Arbeit erwähnt. Ein Fossil, *Cypricardia suevica*, wurde erstmals beschrieben. Sueß hatte diese Art wahrscheinlich von Stuttgart nach Wien für die oben erwähnten „genaueren Vergleichungen" mitgebracht.

Über die publizierte Abhandlung muss zunächst bemerkt werden, dass bei MARTIN (1961) das Zitat unvollständig ist, der exakte Titel lautet: „Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben" (OPPEL & SUESS, 1856). Die Arbeit (Seite 535 bis 549) verfügt über zwei Tafeln und wurde in der Sitzung von 24. Juli 1856 vorgelegt.

Das Hauptanliegen der Arbeit ist, zu beweisen, dass die Muschel führenden Schichten gleich auf (bei Neuhausen auf den Fildern: vgl. GROSCHOPF, 2004; SIMON, 2005: 24–26) und unter (Umgebungen von Nürtingen: vgl. BERZ, 1936, 1940) dem „Bonebed" (= Knochenbett oder Knochenschicht; Friedrich August von Quenstedts „schwäbische Kloake"[22] bzw. Oppels „Grenzbreccie": Abb. 6)[23] in Schwaben mit den Kössener Schichten der Ostalpen (Abb. 7, 8) zu parallelisieren seien, und zwar wegen

Abb. 6.
Der berühmte Rhätische Bonebed oder Oppels Grenzbrekzie. Dieses Bild stammt von Günter Schweigert vom Museum für Naturkunde in Stuttgart. Das Originalhandstück wird dort unter der Sammlungsnummer SMNS 54059/1 aufbewahrt. Es stammt von der Lokalität Birkengehren bei Esslingen-Wäldenbronn. Breite: 17 cm, Länge: 18 cm. Mitgeteilt von Hartmut Seyfried (Stuttgart).

Abb. 7.
Aufschluss der unteren Kössener Schichten (= Hochalm-Member) nahe Gaissau (ca. 20 km südöstlich von Salzburg), nordwestlich vom Dachsteinplateau (siehe auch: KUSS, 1983). Diese Aufschlüsse liegen in der Nähe, wenn sie nicht sogar ident mit jenen sind, die Sueß seinerzeit studiert hatte.
Die schwarzen, weichen Tonlagen sind fossilarm, haben organischen Kohlenstoff, sind aber nicht bituminös. Es handelt sich um Stillwasserbildungen einer seichten lagunenartigen Rampe; sie wechsellagern mit grauen bivalvenreichen Lumachellenkalken (siehe Abb. 8), die Sueß zum Namen „Schwäbische Fazies" (nach den außeralpinen, süddeutschen Vorkommen dieser Bivalven in der Germanischen Trias) inspiriert haben (Bild und Beschreibung: L. KRYSTYN).

22 Dieses Wort, von dem Lateinischen *cloaca*, bedeutet einfach Abzugsgraben, besonders unterirdischer, bzw. Abtrittgrube und wurde von Quenstedt wahrscheinlich deshalb verwendet, weil die so bezeichneten Ablagerungen so viele verschiedene (marin und terrestrisch) und zertrümmerte Fossilien beherbergen. Die Bezeichnung war nicht selten und Oppel selbst verwendete sie auch (z.B. MARTIN, 1961: 151; „Liaskloaken"). Das Wort erscheint in Süddeutschland auch als neutral, so als das Cloac (lexikalische Auskunft aus GRIMM & GRIMM, 1873: Spalten 1218–1219).

23 Hier zitiere ich z.T. die Beschreibung des Bonebeds von SCHMIDT (2005: 59–62; Sperrung von Schmidt selbst): „Sicher gehört auch ein Teil der gerade in der Grenzregion gegen den Lias mit Vorliebe auftretenden b o n e b e d [sic!]-Lager ... schon dem Jura an. Diese oft mehr als 10 cm Mächtigkeit erreichenden Ansammlungen von Hartteilen, vor allem Zähnen, einer ganzen Anzahl von Fischen und anderen Wirbeltieren stammen augenscheinlich in der Hauptsache, wie die Pflanzenreste, vom Festlande. Von dort kamen sie durch die Flüsse zur Küste, mischten sich dort mit ähnlichen an den Strand gespülten Resten des Meeres und wurden, wohl vom Wellenschlag oft noch bearbeitet und wieder und wieder umgelagert, als weiter durchgehende Lager oder einzelne Nester schließlich erhalten. Vor allem am Abschluß der Rhätperiode entstand eine solche bonebed-Schicht in weiter Verbreitung. Doch kommen bonebeds im Rhätsandstein gelegentlich auch tiefer einmal zur Beobachtung. ... Nur mit den marinen Molluskenfaunen kommen sie in der Regel, da sie ja unter ganz anderen Umständen entstanden, nicht zusammen vor. Ob die oberste Lage tatsächlich dem Rhätkeuper oder, infolge Umlagerung, wenigstents zum Teil bereits dem Lias zugerechnet werden muß, ist meist schwierig zu entscheiden.
Bei der Fischfaua handelt es sich vorwiegend um Arten des Süßwassers. Dazu kommen .... Wirbeltiere.
Ein ganz besonderes Interesse knüpft sich schließlich an die unscheinbaren Zähnchen von ziemlich deutlichem S ä u g e t i e r charakter, die zu den ältesten bekannten Resten dieses Kreises gehören würden. ...
Alle diese Formbestandteile des Bonebed finden sich an den bestentwickelten Stellen mit oft reichlichen K o p r o l i t h e n durch ein toniges, kalkiges und auch kieseliges Bindemittel zu einem oft recht festen Konglomerat verbacken, auf dem die blanken, zum Teil noch abgerollten Zähne durch ihre dunkle Farbe sich auffallend abheben."
Weiter im Nordwesten, im Blatt Filderstadt, treten Kohlenlagen mit dem Bonebed zusammen (SIMON, 2005: 24). In der Gegend von Nürtingen, d.h. weiter gegen Osten, kommt dagegen die Bonebed-Lage überhaupt nicht vor (BERZ, 1936: 17). Auch östlich vom Blatt Tübingen, im Blatt Metzingen, kommt die Bonebed nicht vor (SCHMIDT, 1981), obwohl ein 5 m mächtiger Sandstein von Rhätkeuper am Irtenbach in Reutlingen gebohrt wurde (OHMERT in SCHMIDT, 1981: 18).

Abb. 8.
Die grauen Bivalven-reichen Lumachellekalken des Hochalm-Members, voll mit *Gervillia inflata* (Schafhäutl), vom Hochalm in der Umgebung von Unken, Salzburg (Foto: L. Krystyn).

des Vorkommens in Schwaben von *Cardium Rhæticum* (eine Herzmuschel), *Avicula contorta* (heute: *Rhaetavicula contorta*; eine Miesmuschelart, Abb. 9) und *Pecten Valoniensis* (heute: *Praechlamys valoniensis* (Defrance 1825); eine Art von Jakobs- oder Pilgermuschel)[24], die auch in den Kössener Schichten der Ostalpen vorkommen (Oppel & Suess, 1856: 543)[25].

Die Gesteine, in welchen diese Fossilien in Schwaben vorkommen, werden heute unter der Bezeichnung Exter-Formation, nach dem Fluss Exter in Westfalen, zusammengefasst (Geyer et al., 2011: 206). Die obere Exter-Formation enthält den Contorta-Sandstein (Abb. 11, 12), aus der die Fossilen von Oppel stammen.

24 Für die heute gültigen Namen der von Oppel und Sueß angeführten fossilen Muscheln bin ich meinem lieben Freund, Fritz F. Steininger (Eggenburg), zu Dank verpflichtet.

25 Online: www.biodiversitylibrary.org/item/112134#page/598/mode/1up (letzter Zugriff 12.09.2014).

Abb. 9.
Ein Bild von *Rhaetavicula contorta* (Portl.) aus den Sammlungen des Staatlichen Museums für Naturkunde in Stuttgart (Nummer: SMNS Nr. 21345) im Rhätsandstein (Exter-Formation) von Nürtingen (für eine geologische Karte, vgl. Berz, 1940; für die Erläuterungen: Berz, 1936: 13–17), Breite der Einzelklappen je 23 mm (mitgeteilt von Günter Schweigert via Hartmut Seyfried). Die Steinbrüche im südwestlichen Teil des Blatts 7322 Kirchheim und Teck der geologischen Karte von Baden Württemberg 1:25.000 sind die historischen Stellen, wo das Vorhandensein des Rhätium zum ersten Mal durch die Funde von *Avicula contorta* (jetzt *Rhaetavicula contorta* (Portl.)) nachgewiesen wurde.

In einer gemeinsamen Begehung mit Hartmut Seyfried (Stuttgart) am 14. und 15. April 2013 wurden die Grenzschichten von Rhätium/Lias in der Umgebung von Stuttgart besucht, woraufhin in einem Schreiben vom 4. Oktober 2013 Hartmut Seyfried mitteilte:

„In den beiden ehemaligen Steinbrüchen bei Pfrondorf [cf. Schmidt, 2005: 55–56 und auch die dazugehörige geologische Karte 1:25.000 von Schmidt, 1998] habe ich noch folgende Beobachtungen gemacht [Abb. 10]: Die Steinbrüche bei Pfrondorf wurden wegen der verhältnismäßig mäch-

Abb. 10.
Die Schichten der oberen Trias in dem alten Steinbruch bei Pfrondorf. Şengörs Fingerspitzen zeigen die Rhätium/Lias-Grenze (Foto: H. Seyfried).

Abb. 11.
Die Schichten des oberen Rhätium, d.h. die des Contorta-Sandsteins im selben Steinbruch wie in Abbildung 10 (Foto: H. Seyfried).

Abb. 12.
Detail aus dem Contorta-Sandstein, d.h. der eigentlichen schwäbischen Kloake (Foto: H. Seyfried).

tigen (ca. 10 m), sehr gut sortierten, schwach mit Quarzzement gebunden Quarz-Feinsandsteine des Rhäts angelegt, die sich als guter Bausandstein erwiesen, der regional Verwendung fand. Im unteren Teil der Aufschlüsse sind sie meterdick, massiv, weitgehend fossilleer und zeigen bogige Schrägschichtung in der Meter-Dimension. Vereinzelt sind Interferenzrippel auf Schichtflächen erhalten. Nach oben hin geht die Bankdicke auf Dezimeter zurück. Pflanzenreste sind häufig und können mehrere Dezimeter Größe erreichen. Hohe Sedimentationsraten werden durch Ichnogefüge der *Taenidium/Planolites*-Fazies angezeigt, die auch für gute Durchlüftung spricht. Oberflächenspuren vom Typ *Cruziana* sind vereinzelt zu beobachten, aber schlecht erhalten. Die bogige Schrägschichtung in den dickbankigen Sandsteinen hat Ähnlichkeiten mit Sedimentstrukturen aus rezenten subtidalen Prielen, doch sind in Pfrondorf diagnostische Merkmale wie zum Beispiel Gezeitenbündel mit doppelten Schlammlagen nicht zu entdecken. Die Spurenfossilien passen gut zur gängigen Interpretation des Rhäts als ästuariner Backfill. Schalenkonzentrationen von *Rhaetavicula* sind selten; ein Rhät-Bonebed ist in Pfrondorf nicht vorhanden.

Der Jura beginnt mit Wechselfolgen (ca. 4 m) von zentimeter- bis dezimeterdicken bioklastischen Sandsteinen und Mergellagen. Basal sind zentimetergroße Schlickklasten angereichert. Die Spur *Thalassinoides* ist häufig. Nach oben hin steigt der Gehalt an Bioklasten (vorwiegend Gryphaea, aber auch Pflanzenreste) und umgelagerten Phosphorit-Konkretionen. Das könnte auf eine Entstehung durch Sturmflutereignisse deuten, doch fehlen auch hier wieder Kriterien wie beispielsweise Gradierung. Die Mergelfugen zwischen den bioklastischen Horizonten sind zunächst dunkelgrau, weiter höher teilweise tiefrot. Die Hangendschichten der Steinbrüche in Pfrondorf bestehen aus > 10 m dunkelgrauen Schlammsteinen mit wenigen, dezimeterdicken Sandsteinlagen."

Wie Martin (1961) richtig bemerkt, ist der Nachweis, dass die Kössener Schichten (heute „Kössen-Formation": vgl., Golebiowski, 1990; McRoberts, 2008; Wolkersdorfer, 2005) mit dem „Bonebed" in Schwaben (das nicht überall an der Trias/Lias-Grenze existiert) vorkommen, von ungeheurer Wichtigkeit für die richtige Einstufung der marinen Trias der Ostalpen gewesen, weil es unter den nahezu 1.000 Arten mariner Fossilien, die von den ostalpinen triadischen Gesteinen über den Muschelkalk-Äquivalenten beschrieben worden waren, keine einzige gegeben war, die auch in den außeralpinen Triasgebieten vorkäme (Zittel, 1899: 630). Die Arbeit von Oppel und Sueß parallelisierte zum ersten Mal die Trias/Jura-Grenze außerhalb und innerhalb der Alpen und verbesserte dadurch das Verständnis der jüngst triadisch-ältest jurassischen Paläogeografie Europas (Dittmar, 1864: 3). Zittel (1899: 630) nannte diese Arbeit deshalb „von epochemachender Bedeutung". Auch Gümbel (1861) hatte von „glänzenden Untersuchungsresultaten von Oppel und Sueß" gesprochen.

Sueß hat auch in einer Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien am 20. September 1856 einen Vortag über denselben Gegenstand gehalten, wie aus folgendem Sitzungsprotokoll hervorgeht:

„Herr E. Sueß aus Wien sprach über die Verbreitung und den g e o l o g i s c h e n H o r i z o n t d e r K ö s s e n e r S c h i c h t e n [gesperrt gedruckt im Original] und bezog sich dabei auf eine von ihm in Gesellschaft mit Herrn Oppel in Stuttgart vor Kurzem der kaiserlichen Akademie überreichte Schrift, in der nachgewiesen wurde, dass das [sic!] Bonebed an der tiefsten Liasgrenze Schwabens eine gewisse Anzahl gemeinschaftlicher Muschelarten mit den Kössener Schichten besitze. Herr Sueß erwähnte hierauf den sogenannten Choin bâtard von Lyon und den Calcaire d' Orglands der Normandie, welche, den tiefsten Lias unterteufend, den *Pecten Valoniensis* [sic!] mit den Kössener Schichten gemein haben, wie dies Herr Merian schon vor einiger Zeit bewiesen. Eine auffallende Aehnlichkeit aber schienen Herrn Sueß die tiefsten, namentlich mit dem Bonebed zusammenhängenden Liasschichten des nördlichen Irlands zu bieten." (Suess, 1856b: 529–530).

Was bei dem Vortrag von Sueß wichtig war, war seine Erwähnung des Choin bâtard[26] von Lyon, eine Formation, die aus dünngeschichtetem, grau-, rot- oder beigefarbigem und sehr kleinkörnigem Kalkschiefer ohne Quarz besteht, und mit dem Calcaire d'Orglandes der Normadie als mögliche Äquivalente der Kössener Schichten parallelisiert werden kann, weil sie *Pecten Valoniensis* führt.[27] Heute wissen wir aber, dass der Choin bâtard die obersten Schichten von Hettangium auf den Böschungen von Mont d'Or in der Nähe von Lyon ausmacht. Aber dieses Hettangium liegt im Mont d'Or Lyonnaise direkt auf dem Rhätium. Sowohl die Ablagerungen des Rhätium, wie auch des Hettangium bestehen hier aus dünngeschichteten Kalkschiefern (Riche, 1904; Haug, 1911: 963, Fig. 301, nach Riche; bzw. David et al., 1979: 12–13 und Karte; für schöne Fotos einiger Aufschlüsse, vgl. Anonym, 1997)[28]. Sueß selbst schreibt in Oppel & Suess (1856: 549), dass er seine Kenntnis des Choin bâtard der Abhandlung von Alexandre Leymerie (1801–1878; siehe Leymerie, 1839, besonders Taf. 23, Fig. 13) und nicht dem großen Basler Geologen Peter Merian (1795–1883) verdankt. Ein mögliches Missverständnis des Protokolltextes, als ob Merian die nordfranzösische Lokali-

26 Leymerie (1839) schreibt, in Fußnote 2 auf Seite 314 seiner Abhandlung, dass Choin bâtard, der „Nom du pays " (Name des Landes; eigentlich ist hier mehr Landschaft als Land gemeint) sei. Er fährt fort: „Er ist sehr bezeichnend indem er im Geiste ein Bild des falschen Aussehens der Gesteine erweckt, die diese Landschaft ausmachen. Oft haben die Gesteine hier das Aussehen der ausgezeichneten Steine von [der Gemeinde von] Villebois ([im Département von] Ain), viel verwendet im Département von Rhône, wo sie unter dem Namen *Choin* bekannt sind. Aber ihre Härte und Gefüge eignet sie nicht zum hauen."

27 *Praechalyms valoniensis* (der neue Name von *Pecten Valoniensis*) hat eine stratigrafische Reichweite, die von der Obertrias bis in den Unterjura reicht (Ivimey-Cook et al., 1999; Yin & McRoberts, 2006).

28 Ich zitiere (in freier Übersetzung) das Profil nach David et al. (1979): „Die Serie [d.h. die Trias] endet mit den Übergangsschichten zu Lias, die dem sogenannten Rhät entsprechen. Das beste Profil des Rhäts wurde während des Baues der Kirche St. Cyr besichtigt. Seitdem hat man eine schöne Aufeinanderfolge in der Bohrung von Mt. Verdun [ca. 6–7 km nordöstlich von Limonest] gefunden. Am Anfang wechsellagern Sandsteine, Mergel und Rauhwacken, deren Versteinerungen aus Überbleibseln der Fische (*bone-bed*) und manchen Abdrücken von Mollusken bestehen. Dann folgen Dolomitschichten und dann eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Schiefern und Kalksteinen. Die Kalksteine sind oft reich an Trümmern von Muscheln (*Avicula contorta*). Sie enthalten auch Schuppen und Zähne von Fischen. Der Kalkstein ist wenig rekristallisiert und erzeugte dabei seidenartig gewellte Kristalle. Pyrit kommt überall häufig vor. […] Hettangium. Kalksteine und Mergel. Es gibt keine Grenze zwischen der Trias und dem Lias: das Rhät verhält sich als eine Übergangsserie ohne irgend eine lithologische Diskontinuität und sehr seltene Fossilien um eine paläontologische Grenze ziehen zu können." (David et al., 1979: 12). Ein hervorragendes, reichlich illustriertes, z.T. volkstümliches Buch über die Geologie und die geologische Erforschungsgeschichte von Mont d'Or Lyonnais wurde von Rulleau & Rouselle (2005) publiziert. Auf Seite 62 jenes Buches ist eine vereinfachte, aber sehr lehrreiche geologische Karte von Mont d'Or und seiner Umgebung. Auf Seite 58 desselben Buches ist der Querschnitt von Riche (1904) wiedergegeben. Ein viel einfacherer, aber auch schön illustrierter Führer zu der Rhätium/Lias-Grenze am Mont d'Or Lyonnais ist in Anonym (1997) enthalten.

tät mit den Kössener Schichten verglichen hätte, rührt daher, dass Sueß in dieser Sitzung einen ähnlichen Text zu dem von Oppel & Suess (1856) publizierten vorgetragen haben muss. In diesem Text, nachdem die Autoren Leymeries *Pecten Lugdunensis* Mich. kritisiert und ihn als nur die Unterklappe des *Pecten Valoniensis* gedeutet haben, gehen sie direkt zu der Beschreibung einer reichen Fossilfundstätte an der rechten Seite des Montafon-Tales südlich von Stallehr[29] bei Bludenz in Vorarlberg über, die einer von Ihnen in der Gesellschaft von Herren [Arnold] Escher [von der Linth] und [Peter] Merian besucht und dort viele Stücke von *Pecten Valoniensis* gesammelt hatte[30].

Es sei hier weiter bemerkt, dass Leymerie in seiner berühmten Abhandlung für die Grenzschichten zwischen der Trias und dem Lias die Bezeichnung „infra-Lias" eingeführt hatte (Leymerie, 1839: 376), und dessen Vorschlag von der Académie des Sciences in Paris angenommen wurde (Leymerie 1839: 376, Fußnote 1, und Élie de Beaumont und de Bonnard, 1838: 887, 888). Der Band, in dem diese Arbeit erschien, enthält auch eine lange, beschreibende Abhandlung über Terebratulen, was Sueß als Terebratel-Forscher sicher gelesen hatte. Es kann wohl sein, dass Sueß über diese für die Erforschung der Trias/Jura-Grenze sehr wichtige Arbeit von Leymerie durch sein Literaturstudium über Terebratulen Auskunft erhalten hatte.

Die ähnliche stratigrafische Position des Calcaire d'Orglandes von der Normandie hat Sueß auch von der Abhandlung von Leymerie, aber wahrscheinlich zuerst durch seinen Freund Deslongchamps gelernt (Oppel & Suess, 1856: 548), da Leymerie als mögliche Äquivalente des Choin bâtard, die Kalksteine von Valognes[31] in der Normandie beschreibt (Leymerie 1839: 366–368), aber beklagt, dass er weder Proben, noch gute Abbildungen der Fossilien aus dieser Lokalität besitze (Leymerie 1839: Fußnote 1). Da in der gedruckten Version Oppel und Sueß ausdrücklich von Valognes sprechen und Orglandes nirgends erwähnt wird, ist die Quelle von in dem Sitzungsprotokoll niedergeschriebenen Orglands entweder Sueß selbst und basiert auf die mündliche Mitteilung von Deslongchamps, oder Sueß hat sich bei seinem Vortrag einfach versprochen und der Protokollschreiber hat diesen Fehler ohne weiteres festgehalten. Diese Sachlage ist auch dadurch verstanden worden, dass in der Umgebung von Orglandes die Trias/Lias-Grenze nirgends aufgeschlossen ist, obwohl sie sehr nahe aneinander treten (siehe Karte von Graindor et al., 1976) und nahe Valognes nur das untere Hettangium in einer Bohrung getroffen wurde, wahrscheinlich ohne die Trias/Lias-Grenze durchzubohren (Graindor, 1963). Deswegen hat Leymerie wahrscheinlich keine Fossilien von der Normandie erhalten, weil keine zu erhalten waren! Seine Äußerung war nur eine Vermutung und Sueß folgte ihm augenscheinlich darin.

Die Wichtigkeit der Bemerkung von Oppel und Sueß (eigentlich in diesem Falle Sueß allein, dessen Kenntnis durch seine Lektüre der Monografie von Leymerie und die Mitteilung seines Freundes Deslongchamps von der Normandie erworben worden war: vgl. Oppel & Suess, 1856: 548–549[32]) wurde von dem Doktoranden von Oppel, Alphonse von Dittmar, in seiner Dissertation wie folgt unterstrichen:

„Wir haben in den vorigen Blättern gesehen, wie ausgedehnt ohne Unterbrechung die Repräsentanten der Contortaschichten sich auf der Ostseite des pariser Beckens und des granitischen Centralplateau's von Frankreich zeigen. Auf der Westseite nun ist unsere Zone merkwürdigerweise noch gar nicht angeführt worden, mit Ausnahme einer einzigen Andeutung von Süss [sic!] der ihre Aequivalente in dem C a l c a i r e d' O r g l a n d e [gesperrt im Orginal] der Normandie vermuthet, worin *Pecten Valoniensis* liegen soll. Es ist wol [sic!] mit Gewissheit zu erwarten, dass spätere Untersuchungen uns auch am Süd-, West- und Nordrande des französischen Centralgranits, an den auf meiner Karte muthmassend [sic!] angedeuteten Punkten die Contortaschichten werden kennen lehren." (Dittmar, 1864: 39).

Die späteren Entdeckungen von weiteren Äquivalenten der Kössener Schichten im ausseralpinen kontinentalen Europa wurden zunächst in den Gebieten gemacht, worauf Leymerie in seiner Monografie hingewiesen hatte (Leymerie, 1839: 370 unter „Grè de [d.h., Sandstein von] Luxembourg" mit Oppel 1858b).

29 Für die Geologie des Montafon und die von Oppel und Sueß erwähnte Stelle: Wolkersdorfer (2005: 35, 51).

30 Darüber berichtet Sueß in seinen *Erinnerungen* (Suess, 1916: 103): „Im Sommer 1854 war ich mit F. v. Hauer nach St. Gallen zum Besuche der Schweizer Naturforscher-Versammlung gereist [die Versammlung fand am 24., 25. und 26. Juli statt]. Das war der erste Versuch, die geologischen Arbeiten in den östlichen Alpen mit den weiter vorgeschrittenen des Westens in Verbindung zu bringen, und die Berührung war eine so höchst erfreuliche, daß zwei der hervorragendsten Geologen der Schweiz, der alte Ratsherr von Basel Peter Merian und Arnold Escher von der Linth sich anboten, mich bei der Rückkehr zu Fuß bis über Innsbruck zu begleiten. Das war für mich eine äußerst genußreiche Wanderung." Klemun (2009: 317) veröffentlichte einen sehr wichtigen Brief von Sueß an Arnold Escher von der Linth, der zeigt, dass die Anregung zu dieser Reise von Sueß selbst kam und Sueß Escher bat, wenn möglich, auch Hauer einzuladen. Sueß war damals 23 Jahre alt und Assistent am k. k. Hof-Mineralien-Cabinet, Hauer (33 Jahre), war zweiter Geologe der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien.
Weitere Details über die Versammlung erfährt man von den *Verhandlungen der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften bei ihrer Versammlung in St. Gallen* (siehe Anonym, 1854). Diese Details betreffen Sueß' Beschäftigung und damalige Ideen über die Kössener Schichten und den Lias in den Ostalpen, und daher werden längere Teile des Protokolls über die Sitzung der mineralogisch-geognostischen Sektion vom. 25. Juli 1854 im Anhang I zitiert und kommentiert.
Über die Details der Reise erfahren wir nichts weiteres als das, was Escher in einem veröffentlichten Brief an Weiss (Escher, 1854; siehe Anhang II) und Sueß in Oppel & Suess (1856) berichteten, mit einer sehr wichtigen Ausnahme, die uns über den jungen Geologen Sueß bemerkenswerten Aufschluss gibt. Diese Ausnahme wird in den *Erinnerungen* von Suess (1916) erwähnt und ich bringe sie, zusammen mit meinem diesbezüglichen Kommentar, wegen ihrer Wichtigkeit für unser Verständnis von Sueß als Geologe, im Anhang III unter. Dazu siehe auch Klemun (2009); der Verfasserin ist aber leider Rudolf Trümpy mit zwei sehr wichtigen historischen Arbeiten (Trümpy, 1983, 1991) augenscheinlich unbekannt geblieben. Dort dokumentiert Trümpy, dass Escher zwei Hypothesen der Glarner Tektonik hatte: eine frühere, und, aus dem heutigen Gesichtspunkt gesehen, richtigere, nämlich Annahme einer einzigen Bruchüberschiebung, was er dem schottischen Geologen Sir Roderick Impey Murchison im Gelände und in einem Brief (Trümpy, 1991: 389–390) mitteilte; und dann eine zweite, falsche, nämlich die der Glarner Doppelfalte. Trümpy (1983: 103) hat die Aufstellung der zweiten Hypothese zwischen 1848 und 1866 datiert. Wir wissen aber, dass Sueß von Escher bereits 1854 die Doppelfalte gehört und gezeigt bekommen hat. Dies schränkt die Erfindung der Hypothese der Doppelfalte zwischen 1848 und 1854 ein. Könnte Escher Sueß gegenüber auch seine frühere, aber nicht lange zuvor aufgegebene Hypothese erwähnt haben? Es kann wohl sein, weil sie von Murchison publiziert gewesen war (Murchison, 1849; Trümpy, 1983: 102, Fig. 4). Darin, nicht in der Doppelfalte, wäre dann Sueß' Vorliebe für Auf-und Überschiebungen an den Rändern der Gebirge zu suchen.

31 Valognes liegt nur ca. 10 km nördlich von Orglandes.

32 Dass die Bemerkung über die Normandie allein von Sueß herrührt, ist auch in von Dittmar'scher, von Oppel begutachteten Dissertation dadurch unterstrichen, dass auf den kurzen Protokolltext hingewiesen wird, anstatt auf den Oppel und Sueß'schen Text, wo dieselbe Information eigentlich ausführlicher zu finden ist. Es kann wohl sein, dass Oppel seinen Studenten gebeten hat, Sueß' alleinigen Beitrag hier zu betonen.

Die „Die von P o r t l o c k aus Irland beschriebenen Stücke“ (OPPEL & SUESS, 1856: 549) betrifft die Beschreibungen im berühmten Buch des Kapitäns Joseph Ellison Portlock (1794–1864) der Royal Engineers, in welchem er auch die Art *Avicula contorta* zum ersten Mal beschrieben hatte (PORTLOCK, 1843: 126, Tafel XXV A, Fig. 16). Die Thonschieferschichten, aus welchen die Fossilien von Portlock beschrieben wurden, kommen vor allem im Nordwesten des Landkreises Londonderry entlang einer Linie von Ballymulholland im Norden, durch Clooney, Duncrun, Ballycarton Forest, Bally, Tircorran fast bis Dirtagh im Süden (Plate A, Fig. 2 in PORTLOCK, 1843; bzw. Geologische Karte von Limavady 1:50,000, BAZLEY et al., 1981) und untergeordnet in der Halbinsel von Portrush vor (Karte von der Causeway Coast von COOPER & MCKEEVER, 1998; für eine moderne Beschreibung der sogenannten „Lias Group“, siehe WARRINGTON, 1997, besonders das „Tircreven Sandstone Member“; für die liegende Penarth-Gruppe, siehe IVIMEY-COOK et al., 1999 und die darin zitierte Literatur), im County Antrim (wo der bekannte Giant’s Causeway {auf Irisch: Clochán an Aifir oder Clochán na bhFomhórach} liegt), in welcher Lokalität sie zum ersten Mal von Richardson 1799 oder noch früher entdeckt worden waren (PORTLOCK, 1843: 38). Der Reverend George Vaughn Sampson (1763–1827), Rektor von Aghanloo, der den Terminus „lias“ hier als Äquivalent des „Magnesian limestone“[33] in einer ziemlich verworrenen Beschreibung in seiner *Statistical Survey of the County of Londonderry–With Observations on the Means of Improvement* (SAMPSON, 1802) verwendet zu haben scheint (PORTLOCK, 1843: 47–49), hat wahrscheinlich selbst die *Avicula-contorta* beds bereits 1802 bei seiner Besteigung des Lynburn bis zum Wasserfall von Stradreagh gesehen (SAMPSON, 1802: 98–102; PORTLOCK, 1843: 48–49). Sie wurden später von Portlock kartiert und ausführlich beschrieben. Aus dieser Veröffentlichung stammte dann die Kenntnis von Oppel und Sueß über die nordirischen Vorkommnisse der Äquivalente der Kössener Schichten, die sogenannten *Avicula-contorta* beds.

Wenn man bedenkt, dass Sueß die Kössener Schichten damals als Lias auffasste, hatte er mit seiner Vermutung über die französischen Äquivalente der Kössener Schichten fast zu 100 % Recht. Dies gilt natürlich noch mehr für die von Portlock beschriebenen *Avicula-contorta* beds, deren Kenntnis aber höchst wahrscheinlich von Oppel und Sueß geteilt wurde, da beiden die britische Literatur schon damals gut bekannt war.

Sueß’ große europäische Reise von 1856 war demnach eine der wichtigsten Reisen seines ganzen wissenschaftlichen Lebens, und sein Besuch bei Oppel war offensichtlich der wichtigste Teil dieser Reise, weil dadurch eine präzise Korrelation der alpinen und außeralpinen (d.h., der „germanischen“ und „alpinen“ bzw. „mediterranen“) Trias möglich geworden ist. Sueß schrieb Folgendes in seinen Erinnerungen über die wissenschaftlichen Eindrücke, die diese Reise auf ihn machte:

„Dabei trat mir neuerdings die Mannigfaltigkeit unseres Reiches und namentlich die außerordentliche Verschiedenheit einer südlichen Gesteinsfolge (Alpen und Karpathen) von einer nördlichen (böhmische Masse, Sudeten, galizische Ebene) vor Augen. So großen Gegensatz kannte man damals kaum an anderer Stelle der Erde und namentlich schwebte mir als ein großes Rätsel die Verschiedenheit der West-Karpathen und ihres Vorlandes (Steinkohlengebiet von Ostrau, Hügel von Krakau) seit dem Aufenthalte in Balin vor.“ (SUESS, 1916: 130). Was ich oben von Theodor Fuchs zitierte, bestätigt dies nur (FUCHS, 1909: 21).

Abb. 13.
Vereinfachte Itinerarkarte mit den Stationen der Reise von Sir Charles Lyell im Jahr 1856.

Die Veröffentlichung von OPPEL & SUESS (1856) und die allgemeine Anerkennung der Tatsache, dass durch diese Publikation die Einstufung der alpinen Triasablagerungen in die europäische stratigrafische Zeitskala endlich gelungen war, haben Sueß noch berühmter gemacht und nach seinem eigenen Zeugnis ein Ansuchen von der Seite von Sir Charles Lyell hervorgerufen. Als die Abhandlung von Oppel und Sueß in Wien vor der Akademie vorgelesen wurde, war Lyell zwischen London und Hamburg unterwegs bzw. erst in Hamburg angekommen, um eine fast sechsmonatige, großangelegte Reise durch Zentraleuropa zu unternehmen. Am 25. Juli 1856 war er jedenfalls noch in Hamburg (Abb. 13). Als Lyell in Wien war (nach seinen in Wien datierten Briefen wissen wir, dass er mindestens zwischen 28. und 31. August in Wien war: vgl. LYELL, 1881: 223, 225; hier Abb. 13) bestand die Möglichkeit, Sueß zu treffen. Er könnte dann die Nachricht über die Entdeckung von Oppel und Sueß dort erhalten haben, obwohl weder er selbst, noch Sueß von irgendeinem Treffen in Wien berichten. Wir wissen von SUESS (1904: iv) selbst, dass er Lyell „erst einige Jahren nach“ 1854 zum ersten Mal in London getroffen hat (als Geologe war er 1862 in London, erwähnt aber ein Treffen mit Lyell damals seltsamerweise nicht: SUESS, 1916: 140; siehe auch unten). Lyell hat aber in Wien die Korrelation der Kössener Schichten mit dem Bonebed wahrscheinlich gar nicht erfahren, denn er schrieb am 27. September 1856 aus Salzburg an seinen Schwager, den berühmten Botaniker und Geologen, Sir Charles James Fox Bunbury (1809–1886), dass er noch versuchte, herauszubekommen, welche Mitglieder der vormals Alpiner Kalkstein genannten Schichten jurassich, welche triadisch und welche vom Kreide-Alter wären. Er wusste, dass man aus diesen, früher als fossilleer betrachteten Gesteinen, in der letzten Zeit 1.200 Arten allein aus den obertriadischen Mitgliedern gesammelt hatte (vgl. Zitat von ZITTEL, 1899: 630). Er wusste aber nicht, wie diese mit der klassischen zentraleuropäischen Trias zu vergleichen wären.

Die Entdeckung von Oppel und Sueß erfuhr Lyell vielleicht spätestens in Tübingen, als er im Oktober 1856 Quenstedt besuchte. Jedenfalls muss er Sueß irgendwann zwischen seinem Aufenthalt in Salzburg im September 1856, wo er die prächtigen Kalkalpen mit dem sagenumwobenen Un-

33 Jetzt als Äquivalent des Zechsteins (Oberperm) angesehen.

tersberg bewunderte und über ihre stratigrafische Gliederung nachdachte, und seinem Ankommen in London vor dem 13. Dezember 1856[34] schriftlich gebeten haben, ihm ein Résumé der letzten stratigrafischen Entdeckungen in der alpinen Trias mitzuteilen. Sueß beschreibt dieses für seinen künftigen Ruhm wichtiges Ereignis in seinem dem Ministerium von Kultus und Unterricht in Wien vorgelegten Lebenslauf mit den folgenden Worten:

„In den ersten Monaten des Jahres 1857 arbeitete er [d.h. Sueß selbst] für Hrn. Lyell auf dessen Ansuchen eine stratigraphische Skizze der Ost-Alpen aus, welche soeben im Supplemente zur neuesten Ausgabe[35] des *Manual of Geology* erschnienen ist, ...“ (im Wiener Universitätsarchiv, Kultus und Unterricht, Fasz. 643, Sign. 4, Univ. Wien, Professoren, Sueß Eduard, 13702/957: siehe SEIDL, 2002: 56).

Sir Charles selbst schrieb im oben genannten Buch (LYELL, Supplement zur 5. Ausgabe seines *Manual of Geology*, 1857) den folgenden, für die Geschichte der Stratigrafie und für unser Verständnis der Entwicklung der Ideen über die Verhaltensweise unseres Planeten sowohl von Lyell als auch von Sueß überaus wichtigen Supplementteil (freie Übersetzung aus dem Englischen von Şengör):

„OBERTRIAS DER OSTALPEN (Seite 337 [des Manuals, 5. Ausgabe]; LYELL, 1858)

Entdeckung eines marinen Äquivalents der Obertrias in den österreichischen Alpen—wahre Einstufung der St. Cassianer- und Hallstätterschichten—800 neue Arten von triadischen Mollusken und Radiata—Kettungen die dadurch möglich wurden, die Paläozoischen und Neozoischen Faunas zu verbinden.

Die wahre Einstufung in die Serien von bestimmten alpinen Gesteinen, genannt ‚die St. Cassianerschichten‘ [„The true position in the series of certain Alpine rocks called “the St. Cassian beds” ...“][36] ist für eine lange Zeit umstritten und bezweifelt gewesen, aber die Forschungen von vielen hervorragenden Geologen, unter anderem, Herren von Buch, E. de Beaumont, Murchison und Sedgwick, und in der Schweiz Herren Escher und Merian und in letzter Zeit Herren von Hauer, Sueß und Hörnes, haben gezeigt, dass diese ohne Zweifel dem Keuper oder der Obertrias zugehören. Es ist auch bewiesen, dass die Hallstätterschichten auf der Nordseite der Alpen entsprechen, altersgemäß, den St. Cassianerschichten auf ihrer Südseite. Durch diese Entdeckungen wurden wir plötzlich und unerwartet mit einer reichen marinen Fauna bekannt, die einer Periode zugehören, von der man geglaubt hatte, sehr arm an organischen Resten zu sein, weil in England, Frankreich und Norddeutschland die Obere Trias hauptsächlich aus Ablagerungen süßen oder brakischen Wassers besteht. Herr Eduard[37] Sueß aus Wien, welchem wir mehrere Abhandlungen über die in Frage kommenden Gesteine verdanken, hat mich mit der folgenden Zusammenfassung der Aufeinanderfolge der Hallstätterschichten in den österreichischen Alpen begünstigt, welche ich, als ich dort 1856 in der Begleitung von Herrn Gümbel aus München reiste, die Gelegenheit hatte, zu bestätigen [GÜMBEL (1861), Seite 220 oben].

Die zunächst aufgelisteten obersten Schichten unterteufen unmittelbar den unteren Lias des schwäbischen Jura. Dieser Lias wird in der Nähe von Wien durch einen braunen Kalkstein vertreten, der Ammonites Bucklandi, A. Conybearii [sic!], usw. enthält.

Infra-Liassische Schichten der österreichischpen Alpen, von oben nach unten.

<table>
<tr><td colspan="2">1. Kössener Schichten. (Synonym, obere St. Cassianer Schichten von Escher und Merian; Obere Trias? oder zwischenliegend zwischen dem Lias und der Trias?)</td><td>Grauer und schwarzer Kalkstein mit kalkigem Mergel mit einer Mächtigkeit von 50 Fuß. Unter den Fossilien viele Armfüßler; manche wenige Arten sind häufig im echten Lias; viele sind nur diesen Schichten eigen. Avicula contorta, Pecten Valoniensis, Cardium Rhæticum, Avicula inæquivalvis, Spirifer Münsteri, Dav. Schichten, die die obigen Fossilien enthalten, wechsellagern mit den Dachstein Schichten, die nächst liegenden.</td></tr>
<tr><td colspan="2">2. Dachstein Schichten, zwischen dem Lias und der Trias?</td><td>Weisser und grauer Kalkstein, häufig in Schichten, die 3 oder 4 Fuß mächtig sind. Gesamtmächtigkeit der Formation ist über 2.000 Fuß. Oberer Teil fossilführend mit manchen Schichten aus Korallen bestehend (Lithodendron). Unterer Teil ohne Fossilien. Unter den Leitfossilien sind Hemicardium Wulferii, Megalodon triqueter, und andere großen Zweischaligen.</td></tr>
<tr><td colspan="2">3. Hallstätter Schichten (oder St. Cassian). Obere Trias.</td><td>Roter, rosafarbiger, oder weisser Marmor, von 800 bis zu 1.000 Fuß mächtig, mehr als 800 Arten von marinen Fossilien enthaltend, hauptsächlich Mollusken. Viele Arten von Orthoceras. Echte Ammonites, neben Ceratites und Goniatites, Belemnites (selten), Porcellia, Pleurotomaria, Trochus, Monotis salinaria, usw.</td></tr>
<tr><td>A. Guttenstein Schichten

B. Werfener Schichten. Basis der oberen Trias? Untere Trias bei manchen Geologen.</td><td>A. Schwarzer und grauer Kalkstein, 100 Fuß mächtig, wechsellagernd mit den unterliegenden Werfener Schichten.
B. Rote und grüne Tonschiefer und Sandstein mit Salz und Gyps.</td><td>Unter den Fossilien sind Ceratites cassianus, Myacites fassaensis, Naticella costata, usw.</td></tr>
</table>

34 Diesen Terminus ante quem erhalte ich von seiner Äußerung in seinem Brief vom 13. Jänner 1857 an Sir Charles Bunbury, worin er einen Herrn Beckles erwähnt, der ihn „ungefähr vor einem Monat“ aufgesucht hatte (LYELL, 1881: 238). Dieser Herr Beckles ist ohne Zweifel der berühmte Fossiliensammler Samuel Husband Beckles (1814–1890), der 1862 die früher, im Jahr 1854, von ihm beschriebenen vogelähnlichen Fährten als diejenigen eines Iguanodons identifiziert hatte.

35 Damit ist die fünfte Ausgabe aus dem Jahr 1855 gemeint.

36 Im Text von Lyell scheint etwas zu fehlen.

37 Lyell schrieb Edward anstatt Eduard. In der französischen Übersetzung des Supplements von Hugard steht Édouard (LYELL, 1857c: 46).

In Bezug auf das Alter der oben erwähnten Gesteine werden von manchen die Kössener und die Dachstein Schichten als Lias eingestuft, während andere sie als Trias betrachten. Die meisten aber sehen sie als vom intermediären Alter. Nach Herrn Sueß, entsprechen die Kössener Schichten der Knochen-Schicht (Bonebed) von Schwaben, in welcher *Microlestes* [gemeint ist der Säugerrest *Microlestes antiquus* PLEININGER (1847)] gefunden wurde (siehe S. 342 [des Manuals, 5. Ausgabe]). Es muß aber nicht vergessen werden, dass diese Schicht auch wahre triadische Reptilien- und Fischarten enthält. Im allgemeinen enthalten die Schichten 1 und 2 eine sehr eigentümliche Fauna und Herr Sueß bemerkt, dass manche Fossilien mit jenen der irischen „Portrush Schichten“ vom Oberst Portlock[38] identisch sind, die in seinem Bericht über Londonderry publiziert worden sind[39]. Die Kössener Schichten wurden von der Nähe von Genf bis zu der Umgebung von Wien über 100 geographischen Meilen aufgezeichnet.

Was immer in Zweifel über das genaue Alter von den Schichten 1 und 2 gezogen werden kann, besteht kein Streit mehr darüber, dass die Hallstätter und die St. Cassian Schichten im Alter mit Keuper oder Obertrias übereinstimmen. Aber ob der Werfener Sandstein, Nr. 4, einen Teil derselben Serie bilden soll, oder, wie Herr von Hauer geneigt ist zu glauben, ob er als Äquivalente „des Bunters oder der Untertrias“ eingestuft werden soll, bleibt noch unentschieden. Das Fehlen von gut charakterisierten Muschelkalk-Fossilien in den österreichischen Alpen erschwert sehr die Bildung eines Urteils über diesen Punkt. Reiche Salzablagerungen, die mit den Werfener Schichten zusammenhängen, führen manche Geologen dazu, sie als obertriadisch anzusehen. Wenn man sie als ‚Bunter‘ einstuft, würde dann der Guttenstein Kalkstein der Lage von Muschelkalk entsprechen, aber bisher wurden keine Muschelkalkfossilien in ihm oder in den Werfen je gefunden. Auf der anderen Seite aber existiert echter Muschelkalk in den italienischen Alpen und in Ungarn, so dass alle Zweifel über diese Frage bald verschwinden müssen.

Unter den 800 Arten von Fossilien der Hallstätter und St. Cassianer Schichten sind viele noch nicht beschrieben; einige gehören neuen und seltsamen Gattungen an, wie *Scoliostoma*, Fig. 1 und *Platystoma*, Fig. 2; unter den Bauchfüßlern und *Koninckia*, Fig. 3, unter den Armfüßlern.

Die untenstehende Tafel von Gattungen der marinen Conchylien von den Hallstätter und St. Cassianer Schichten, aufgestellt auf der Basis der Autorität der Herren Sueß und Woodward, zeigt, wie viele Bindeglieder zwischen der Fauna den primären und sekundären Gesteinen von der Obertrias geliefert worden sind.

Gattungen der fossilen Mollusken in den St. Cassianer und Hallstätter Schichten.

Gemeinsam zu den älteren Gesteinen	Charakteristische triadische Gattungen	Gemeinsam zu den neueren Gesteinen
Cyrtoceras	Ceratites	Ammonites
Orthoceras	Scoliostoma	*Belemnites
Goniatites	(or *Cochlearia*)	*Nerinea
* Loxonema	Naticella	Opis
* Holopella	Platystoma	Cardita
Murchisonia	Isoarca	Trigonia
Euomphalus	Pleurophorus	Myoconchus
Porcellia	Myophoria	Ostrea 1 Sp.
* Megalodon	Monotis	Plicatula
Cyrtia	Koninckia	Thecidium

Die Gattungen, die mit einem Sternchen markiert sind, wurden auf der Autorität von Herrn Sueß angegeben; der Rest auf den von Herrn Woodward von den Fossilien aus den St. Cassianer Schichten im Britischen Museum.

Die erste Spalte zeigt das letzte Erscheinen von einigen Gattungen, die charakteristisch für die paläozoischen Schichten sind. Die zweite Spalte zeigt diejenigen Gattungen, die charakteristisch für die obere Trias sind, entweder darauf beschränkt oder deren maximale Entwicklung in diese Ära fallend. Die dritte Spalte zeigt diejenigen Gattungen, die dafür bestimmt waren, in den folgenden Zeitaltern häufiger aufzutreten.

Da Orthoceras im marinen Muschelkalk noch nie gefunden worden war, war es überraschend, als 7 oder 8 Gattungen in den Hallstätter Schichten gefunden worden sind. Unter diesen sind manche mit großen Dimensionen, die mit großen Ammoniten mit lamellierten Loben zusammen auftreten, die nie so niedrig in der Serie gesehen wurden, während die Orthoceras nie früher so hoch beobachtet wurde; obwohl jene Gattung seitdem in den Adneter Schichten oder in den unteren Lias-Schichten in Östererich begegnet wurde. Wir können nie mehr zweifeln, dass wenn wir wieder eine Gelegenheit haben, eine gleichfalls reiche Fauna von dem Alter des Bunters oder der unteren Trias zu studieren, würde die große Diskordanz zwischen den paläozoischen und neozoischen Formen fast verschwinden und sich der zeitliche Abstand zwischen den permischen und den triadischen Ären in der Vorstellung jedes Geologen sehr verkürzen.“ (LYELL, 1857a: 26–28; 1857b: 30–33; französische Übersetzung des Supplements: LYELL, 1857c: 46–50).

Es gibt keine deutsche Übersetzung des Supplements, denn Lyell selbst hat seinen Inhalt in die deutsche Übersetzung seines Buches fast wortwörtlich aufgenommen (LYELL, 1858: 79–84). Die einzige Stelle, wo die deutsche Fassung von der englischen und der französischen abweicht, ist die Folgende: In den englischen und französischen Fassungen steht: „Herr Eduard Sueß aus Wien, welchem wir mehrere Abhandlungen über die in Frage kommenden Gesteine verdanken, hat mich mit der folgenden Zusammenfassung der Aufeinanderfolge der Hallstätterschichten in den österreichischen Alpen begünstigt“ (LYELL, 1857a: 26; 1857b: 31, 1857c: 46–47; Sperrung von Şengör). Der deutschen, von Lyell selbst revidierten Fassung ist zu entnehmen: „Herr Eduard Sueß aus Wien, dem ich mehrere Berichte über die in Frage stehenden Ablagerungen verdanke, hat mir die nachstehende Reihenfolge der Hallstätter Schichten zukommen lassen, …“ (LYELL, 1858: 80; Sperrung von Şengör). Diese Äußerung von Lyell selbst

38 Dadurch erfahren wir, dass der Kapitän Portlock zu dieser Zeit schon Oberst geworden war. Für die „Portrush Schichten“ (als „Portrush Beds“ kommen sie im Buch von PORTLOCK (1843), soweit ich sehen konnte, nicht vor), vgl. Kapitel 4 „Strata underlying the basalt, from the chalk to the new red sandstone, inclusive“ (= Schichten im Liegenden von Basalt von der Kreide bis zum neuen roten Sandstein [d.h. Trias]), Seiten 90ff. Für „Remarks on Portrush“ (= Bemerkungen über Portrush), siehe die Seiten 97–101.

39 Gemeint ist PORTLOCK (1843). Heute heisst Londonderry einfach Derry.

bestätigt von seiner Seite die Existenz eines Briefwechsels zwischen ihm und Sueß.

In der sechsten und letzten Ausgabe seines Buches (revidierter Titel: *Elements of Geology*) hat Lyell das Kapitel „Upper Trias of the Eastern Alps" des englischen Supplements mit sehr wenigen, unwesentlichen Auslassungen und Zusätzen gänzlich aufgenommen (LYELL, 1865: 432–436). Der einzige, wesentliche Zusatz betrifft eine Analyse der St. Cassian Fauna des schottischen Professors Andrew Crombie Ramsay (1814–1891), einem Freund von Lyell und dem späterem Direktor der Geologischen Anstalt von Großbritannien (Geological Survey of Great Britain). Lyell hat diese Analyse erwähnt, nicht um seine Diskussion der triadischen Fauna zu vervollständigen, sondern ihre Rolle als Unterstützung seiner Hypothese des Uniformitarianismus zu unterstreichen. Diesen zugetragenen Absatz zitiere ich unten voll, mit meiner zu der Satzstruktur Sir Charles' so treu wie möglich gehaltenen Übersetzung aus dem Englischen, mit der Absicht, meine Interpretation des Ursprungs von Lyells Interesse an der ostalpinen Trias und daher seines Briefwechsels mit Sueß weiter zu untermauern: „Professor Ramsay hat in letzter Zeit eine sorgfältige Analyse der von Bronn[40] gegebenen Listen von 104 Gattungen und 774 Arten der Versteinerungen aller Klassen des Tierreichs, fast ausschließlich Wirbellosen, aus den St. Cassian-Schichten, unternommen; er hat auch eine Analyse einer anderen Liste der 79 Gattungen und 427 Arten aus denselben Schichten, aufgestellt von einem erfahrenen Naturalisten, dem verstorbenen Grafen [Georg Ludwig Friedrich Werner] zu Münster [1776–1844], gemacht. Die Ergebnisse in beiden Fällen stimmen miteinander sehr gut überein und beweisen, dass weniger als ein Drittel der St. Cassianer Versteinerungen einen primären oder paläozoischen und zwei Drittel davon einen sekundären oder mesozoischen Charakter haben. Es wäre nichts Wunderbares oder Abnormales in solch einem Ergebnis, wenn nicht die Versteinerungen des Muschelkalkes, die älter als die St. Cassianer Schichten sein sollen, eine verhältnismäßig kleine Proportion der primären Typen enthielten, so dass ein Paläontologe, so sagt Professor Ramsay, natürlich annehmen würde, die St. Cassianer Schichten wären zeitlich eine Stufe näher dem Perm als der Muschelkalk. Demgemäß stufte Bronn, als er seine Liste aufstellte, die St. Cassianer Schichten in jene Position, oder als Übergang zwischen dem Bunter-Sandstein und dem oberen Perm oder Zechstein. Es muss, denke ich, zugegeben werden, dass wenn wir nicht von der entscheidenden Meinung der erfahrendsten Kartierer der österreichischen Alpen geführt worden wären, wir freilich als gegeben betrachten würden, wenn konfrontiert mit einem Profil wie auf der Seite 433, dass der Muschelkalk, wenn er in Hallstadt vorhanden wäre, auf der Schicht Nr. 3 liegen würde, anstatt zwischen den Schichten 3 und 4 zu liegen oder sogar unter der Schicht Nr. 4." (LYELL, 1865: 435–436).

Die oben stehenden drei Seiten aus LYELL (1857a, b, c) habe ich zur Gänze zitiert, weil sie nicht nur in der Sueß-Forschung, sondern auch in der Geschichte der Geologie eine sehr prominente Stelle einnehmen. Im letzten Satz des Zitats sieht man, warum Lyell an der Obertrias der Ostalpen so interessiert gewesen war; es war nicht wegen einer einfachen Vervollständigung seines Handbuches, sondern wegen weiterer Untermauerung seiner Hypothese des Uniformitarianismus in der Geologie: er sah darin eine Möglichkeit, den abrupten Schnitt zwischen den permischen und den triadischen Faunen wegzuschaffen, um sein uniformitarianistisches Bild des Erdverhaltens aufrecht zu erhalten! Darübar muss er mit Sueß auf schriftlichem Weg in Verbindung gewesen sein, um so viel wie möglich über seine letzten Entdeckungen Auskunft zu erhalten. Lyell sprach nur ein wenig Deutsch[41] und deswegen muss ihm Sueß mit seiner umfangreichen Kenntnis der triadisch-jurassischen Paläontologie und Biostratigrafie und seiner vollen Beherrschung der englischen Sprache wie etwas Gottgesandtes erschienen sein. Sueß hat also allein auf der Basis seiner Verbindung mit Oppel zur Bekräftigung der uniformitarinistischen Denkweise in der Mitte des 19. Jahrhunderts Wesentliches beigetragen. Als aber der Schnitt zwischen dem Perm und der Trias dennoch blieb, muss diese Sachlage Sueß gezeigt haben, dass in der Geschichte der Erde weltweite Ereignisse, welche die Entwicklung des Lebens auf dem Planeten grundlegend beeinflussten und die Lyell seinerseits leugnete, doch vorgekommen sein mussten.

Wir wissen natürlich nicht, ob er schon damals wusste, das dieses von Lyell aus der Stratigrafie der Trias in den österreichischen Alpen abgeleitetes Bild ein Trugschluss war, denn die größte Unterbrechung in der Entwicklung des Lebens auf unserem Planeten hatte eben zwischen dem Perm und der Trias stattgefunden (ŞENGÖR & ATAYMAN, 2009; ŞENGÖR et al., 2009). Aus dem, was Sueß 1901 in seiner Abschiedsvorlesung gesagt hat (siehe unten im nächsten Absatz), können wir vermuten, dass Sueß Lyells Versicherung, dass „Wir können nie mehr zweifeln, dass wenn wir wieder eine Gelegenheit haben würden, eine gleichfalls reiche Fauna von dem Alter des Bunters oder der unteren Trias zu studieren, würde die große Diskordanz zwischen den paläozoischen und neozoischen Formen fast verschwinden und sich der zeitliche Abstand zwischen den permischen und den triadischen Ären in der Vorstellung jedes Geologen sehr verkürzen" (SUESS, 1902) als Trugschluss wenigstens geahnt haben könnte. In der Tat, stellte sich gerade das Gegenteil von Lyells Vermutetem heraus. Sueß drückte später die Sachlage mit folgenden Worten in seinem opus magnum „*Das Antlitz der Erde*" aus, als er die Welt des Zechsteins charakterisierte: „Es ist der Zechstein mit seiner armen Meeresfauna...

40 Heinrich Georg Bronn (1800–1862), deutscher Geologe und Paläontologe und Mitherausgeber des *Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie und Petrefactenkunde*. Als junger Paläontologieprofessor hielt Sueß einen Vortrag vor dem von ihm selbst mitbegründeten *Verein für Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien* über Bronns Ansichten über die Entwicklung des Tierreichs (SUESS, 1862), in welchem er die Unzulänglichkeit der Bronn'schen Theorie der terripetalen Entwicklung des Lebens zeigte, wobei auch die triadisch-jurassischen paläogeografischen Bedingungen Europas zur Erörterung kamen. Schon in diesem Vortrag sieht man die Keime der Ideen, deren volle Entfaltung uns erst im Antlitz der Erde begegnen würden.

41 In einem Brief an seinen Schwiegervater, den schottischen Geologen Leonard Horner (1785–1864), datiert am 15. September 1856 in Middendorf [heute: Bad Mitterndorf], Steiermark, schrieb Lyell (Übersetzung von Şengör): „Ich war sehr glücklich, als ich unterwegs nach der Steiermark war, einen jungen Geologen namens Stur zu sehen, der von ihrer Anstalt [k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien] ständig im Gelände gehalten wird. Er ist sehr ernst, wie alle hier, ist aber der eifrigste Verallgemeinerer von allen. Er spricht keine andere Sprache als Deutsch aber Studer [Bernhard Studer (1794–1887) aus Bern] ist rechtzeitig angekommen um mir in einem meiner Gespräche mit ihm zu helfen" (LYELL, 1881: 228). Am 5. Oktober 1856 schrieb Lyell aus München an den deutschen Geologen Georg Hartung (ca. 1822–ca. 1891), dass „ich seit meiner letzten Begegnung mit Ihnen Fortschritte in meiner Deutschkenntnis gemacht habe, so dass ich hoffe, dass ich was Sie in ihrer eigenen Sprache schreiben nunmehr verstehen kann" (LYELL, 1881: 232).

Wir sind an einer der merkwürdigsten Phasen der Erdgeschichte angelangt, und es wird nöthig, alle Einzelheiten bei Seite zu lassen und weit über Europa und die Vereinigten Staaten hinauszugreifen, um einen Überblick zu erlangen." (SUESS, 1888: 313).

In seiner berühmten Abschiedsvorlesung im Jahr 1901 (SUESS, 1902) betonte er die Unvereinbarkeit der Lyell'schen Vorstellungen über die Entwicklung des Lebens und wies darauf hin, dass er sich schon in den 1850er Jahren dieser Diskrepanz bewusst war: „Meine Kollegien wurden als Vorlesungen über allgemeine Paläontologie am 7. October 1857 eröffnet, das ist noch zwei Jahre vor dem Erscheinen von Darwin's Buch über die Entstehung der Art. Es ist ja bekannt, dass im XVIII. Jahrhundert hervorragende Denker, wie Leibniz, Herder und Andere, den Zusammenhang und die Einheit alles organischen Lebens bereits richtig erkannt hatten. Als aber Cuvier am Beginne des XIX. Jahrhunderts, und zwar hauptsächlich an Resten aus dem Gyps des Montmartre, mit Bestimmtheit den überraschenden Nachweis führen konnte, dass auf der Erde in früheren Zeiten andere, heute gänzlich erlöschene Thiergattungen gelebt haben, und dass ein wiederholter Wechsel in der Thierwelt eingetreten sei, und als er hieraus auf wiederholte Revolutionen schloss, deren Schauplatz die Erde gewesen sei, schloss sich ihm die übergrösse Anzahl der Forscher an und zu jener Zeit, im Jahre 1857, stand man ganz unter dem Einflusse Cuvier'scher Anschauungen.

Auf mich persönlich hatte eine Schrift von Edward Forbes über den Einfluss der Eiszeit auf Migrationen einen tiefen Einfluss ausgeübt; sie verdient auch heute noch gelesen zu werden [42].

Nachdem Darwin's Buch erschienen war, erfolgte ein grosser und allgemeiner Umschwung der Ansichten auf dem ganzen Gebiete der Biologie. In der That lässt sich ausser den grossen Entdeckungen von Kopernikus und Galilei kein zweites Beispiel eines so tiefen Einflusses auf die allgemeinen Anschauungen des Naturforschers anführen. Er ist nicht der erste gewesen, der die Einheit alles Lebens begriff und aussprach, dass er aber im Stande war, strengere Beweise zu bringen und die Wendung der Geister zu erzielen, bildet seinen unsterblichen Ruhm.

Auf dem Gebiete der Paläontologie vollzog sich diese Wendung allerdings nicht in so einfacher und, wenigstens bei uns, nicht in einer den besonderen Ansichten Darwin's so ganz und gar entsprechenden Weise, als man sich das vorzustellen pflegt. Darwin stützte seine Meinung von der Variabilität der Species vor allem auf Zuchtwahl und verwandte Erscheinungen. Aber die Paläontologie lehrt Anderes. Sie lehrt, dass die Terminologie für die einzelnen, durch ihre Fossilreste bezeichneten Abtheilungen der geschichteten Gebirge Anwendung findet über den ganzen Erdball. Es müssen daher von Zeit zu Zeit irgendwelche allgemeine, den ganzen Planeten umfassende Veränderungen der äusseren physischen Verhältnisse eingetreten sein. Man sieht auch nicht eine stetige und ununterbrochene Abänderung der organischen Wesen, wie sie etwa aus einer stetigen Einwirkung der Zuchtwahl hervorgehen möchte. Es sind im Gegentheile ganze Gruppen von Thierformen, welche erscheinen und verschwinden [*Dies ist der entscheidende Satz gegen Lyells Auffassung der Entwicklung des Lebens*]. Darwin [*größtenteils basierend auf Lyells oben zitierte Deutung der abrupten Wechsel in Folgen von Fossilien*] suchte diesen Umstand durch Lücken unserer Kenntniss zu erklären, aber heute sieht man deutlich, dass diese angeblichen Lücken eine viel zu grosse horizontale Erstreckung besitzen." (SUESS, 1902: 1–2).

Als Sueß seine Vorlesungen an der Universität begann, stand er als Paläontologe aber vielleicht Lyell viel näher als später, wie aus dem dem Ministerium für Kultus und Unterricht vorgelegten Résumé seiner Vorlesung abzuleiten ist:

„In dem ersten Halbjahre würde derselbe [d.h. Sueß selbst], nach einer langen Auseinandersetzung des Wesens der Paläontologie, ihrer Geschichte und mehrerer anderer allgemeiner Vorbegriffe, nach dem zoologischen Systeme vorschreitend, die fossilen Säugethiere, die fossilen Vögel, die Reptilien, u. s. w. bis zu den niedrigst organisirten unter den fossil aufgefundenen Thieren herab besprechen, und seine Vorträge durch die in den kais. [erlichen] Museen befindlichen Exemplare erläutern. ... Denn nicht nur eine trockene Aufzählung und Diagnosirung [sic!] der im fossilen Zustände aufgefundenen Sippen soll geliefert werden. Der Gang ihrer allmählichen Entwicklung, ihre geographische Verbreitung in der Urzeit, die Schlüsse, welche sie auf die einstige Clima, die Meerestiefe und andere physikalische Verhältnisse gestattet, werden bei jeder einzelnen Familie reichen Stoff zum Vortrage bieten." (aus Sueß' eigene Skizze seiner geplanten Vorlesung über Paläontologe an der Universität Wien; Im Universitätsarchiv, Kultus und Unterricht, Fasz. 643, Sign. 4, Univ. Wien, Professoren, Sueß Eduard, 13702/957: SEIDL, 2002: 57).

Endlich müssen wir uns daran erinnern, um Sueß' Lyell'sche Wurzel auf einem anderen Weg festzustellen, dass er Lyells „Prinzipien der Geologie" als junger Mitarbeiter der k. k. Geologischen Reichsanstalt zusammen mit Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) und Ferdinand von Richthofen (1833–1905) ins Deutsche übersetzen wollte, um zu zeigen, was unter „Geologie" zu verstehen wäre (SUESS, 1916: 113–114)[43]. Trotz allem aber wusste Sueß zu Beginn seiner Lehrtätigkeit im Jahr 1857 die großen Lücken in der Aufeinanderfolge der Fossilien zu bestimmten Zeiten, und dass diese Lücken eine große horizontale Verbreitung besitzen, wie er in seiner Abschiedsvorlesung hervorhob.

Wir erfahren weiter, dass Sueß irgendwann vor dem Schreiben dieses Briefes erkrankt war. Er selbst berichtet darüber in seinen Erinnerungen nicht. Diese Erkrankung kann wohl die Folgen der Strapazen der langen und mit körperlicher und geistiger Arbeit überfüllten Reise gewesen sein.

42 Gemeint ist FORBES (1846).

43 Dieser Wunsch ist bemerkenswert, da bereits zwei deutsche Übersetzungen vorlagen. Der Braunschweiger Bergcommissair Carl Friedrich Alexander Hartmann (1796–1863) übersetzte die 1., 2. und 6. Auflage. Die Bibliothek des k. k. Hof-Mineralien-Cabinets in Wien besaß damals die Übersetzung der 1. und 2. Auflage (PARTSCH, 1851: 31). Sueß wurde 1852 dort als Assistent angestellt und war u.a. für die Bibliothek zuständig. Mit seiner Wissbegier ist es kaum möglich, dass ihm dieses Buch von Lyell unbekannt blieb. Hartmann hat später auch die 6. Auflage desselben Buches von Lyell übersetzt und gerade diese Übersetzung wurde in den damaligen deutschsprachigen Literaturzeitungen und -Zeitschriften hoch gepriesen (z.B. *Helios*, 1841, Nr. 24, *Jenaer Literaturzeitung*, 1841, Nr. 135, *Hamburgischer Correspondent*, 1841, Nr. 205). Unter diesen Umständen fragt man sich, warum eine neuere Übersetzung nötig erschien? Es wäre möglich, dass die drei Freunde vielleicht die 9. Ausgabe (1853) im Auge hatten, die letzte, die vor der Abreise Hochstetters im Jahr 1857 mit der Novara Expedition herausgekommen war.

Er und Oppel sind jetzt anscheinend schon Freunde, da Oppel auf Exemplare der künftigen Schriften von Sueß „hoffen darf“.

7) *Bitte um Sueß’ Hilfe bei der Veröffentlichung weiterer Entdeckungen der schwäbischen und auch luxemburgischen Äquivalente der Kössener Schichten*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 5. Juli 1857:

„Sei so gut und frage Herrn Sueß, ob einige weitere, nicht uninteressante Beiträge über die Äquivalente der Kössener Schichten in Luxemburg[44], welche ich als kurze Notiz zusammenzustellen gedenke, etwa in Brief form an ihn adressiert, von Herrn Sueß der Akademie vorgelegt und in ihre Berichte angenommen werden könne. Ein Bekannter von mir[45] ist schon vier Wochen dort; das, was er hierhergeschickt hat, läßt günstige Resultate für die parallele unserer schwäbischen Schichten mit denen von Luxemburg erhoffen; ich habe nur noch dessen Rückkehr und seine mündlichen Berichte zu erwarten, um den Aufsatz schreiben zu können, welcher immerhin eine weitere Ergänzung unserer ersten Arbeit sein würde. Da der betreffende nicht selber publiziert, so werde ich seine Resultate zur Benutzung bekommen unter Erwähnung des ihm zukommenden Verdienstes, diese Lagen in jener Provinz zuerst einer genauen Untersuchung unterzogen zu haben…“

Kommentar: Wir wissen, dass Oppel den hier erwähnten Aufsatz tatsächlich geschrieben hat und derselbe wurde höchstwahrscheinlich, durch die Vermittlung von Rolle (siehe Brief vom 18. August), von Sueß der Akademie vorgelegt und in deren *Sitzungsberichten* publiziert (Oppel 1858b). Die von R. von Hövel gesammelten Fossilien stammten aus dem, was Oppel als „Grès de Martinsart“ [sic!] (= Martinsart Sandstein) erwähnt, und die Namensgebung dem belgischen Geologen Dewarque zuschreibt. Hier hat er wieder das ganz Richtige getroffen, weil heute diese Schichten unter den Namen Mortinsart Formation bekannt sind und aus örtlichen Konglomeraten, Knochenschichten und Braunkohlen bestehen; *Rhaetavicula contorta* ist auch heute als die Leitmuschel dieser Formation angegeben und bestimmt sein Alter als Rhätium *sensu lato* (Boulvain et al., 2001). Im Westen überlagert sie ein Kieselsteinhorizont und alle zusammen unterteufen die sogenannten Luxemburger Sandstein(e), die, in Luxemburg, ein hettangisches Alter besitzen (Colbach, 2005: Fig. 5). Boulvain et al. (2001: 115) geben Dumont (1842) als erste Quelle des Namens der Mortinsart Formation.

In diesem Aufsatz hat Oppel eine neue Art der Bivalvengattung *Anatina* aufgestellt und sie, als Ausdruck seiner Dankbarkeit, nach Sueß benannt: *Anatina Sueßi* Oppel (Oppel, 1858b: 10). Die Aufstellung dieser Art ist auch eine Korrektur ihrer früheren gemeinsamen Arbeit: „Ich füge hier noch einige Ergänzungen bei, welche sich durch die Untersuchungen des Bonebed-Sandsteines in W ü r t t e m b e r g [im Original gesperrt] seit der Veröffentlichung der mit E. S u e s s [im Original gesperrt] gemeinschaftlich geschriebenen Notiz ergeben haben. Diese Bildung war während des verflossenen Jahres stets ein Gegenstand geologischer und paläontologischer Forschungen. Die Zahl der darin aufgefundenen Arten von Mollusken beträgt nunmehr schon 25, worunter verschiedene neue und interessante Species, von welchen ich wenigstens eine hier erwähne, um spätere Verwechslungen zu verhüten. Wir haben in unserer Arbeit die Abbildung von *Anatina praecursor* Q u e n s t. sp. gegeben. Damals hatten wir nur wenige Exemplare zur Verfügung, während ich seither 70–80 weitere Stücke untersuchte. Hier zeigte es sich nun, dass die in Beziehung auf ihre Dimensionen im Allgemeinen übereinstimmenden Anatinen des Bonebed-Sandsteines in zwei Species zerfallen, deren eine durch unsere frühere Beschreibung (und Figuren) dargestellt wird, während eine zweite Art durch constante Unterschiede davon abweicht. Ich nenne letztere *Anatina Sueßi*.“ (Oppel, 1858b: 10).

8) *Danke für Rolles Hilfe bei der Veröffentlichung weiterer Entdeckungen der schwäbischen und auch luxemburgischen Äquivalente der Kössener Schichten*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 18. August 1857:

„Ich danke Dir herzlich für Deine Bemühungen wegen meines Aufsatzes …“ (Martin, 1961: 150).

Kommentar: Durch diesen Satz erfahren wir, dass Oppel seinen im vorigen Brief erwähnten Aufsatz über die weiteren Entdeckungen der schwäbischen und auch luxemburgischen Äquivalente der Kössener Schichten vor dem 18. August, also innerhalb eines Monats, geschrieben und nach Wien geschickt hatte. Rolle hat ihn wahrscheinlich an Sueß, zusammen mit der Bitte von Oppel, weitergegeben. Selbigem Brief ist zu entnehmen (siehe unten), dass Oppel auch einen Brief an Sueß gerichtet hatte: „Lasse Dir deshalb meinen Brief an E. Sueß von Herrn Direktor Hoernes wiederum geben …“ (Martin, 1961: 151).

Weiters erfährt man, dass zu der Zeit der Niederschrift des Briefes von Oppel, Sueß verreist war. Oppel möchte wissen, ob er nach Wien zurückgekehrt ist: „Ist Herr v. Hauer gegenwärtig in Wien und ist E. Sueß zurückgekehrt?“ (Martin, 1961: 151).

9) *Sueß’ Ernennung zum Professor an der Wiener Universität und deren Folgen*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 20. September 1857:

„Nach der Allgemeinen Zeitung ist Herr E. Sueß Professor an der Universität in Wien geworden. Sei so gut und sage ihm meine herzlichen Glückwünsche. Leider wird er aber nun noch mehr zu tun bekommen, und ich wünsche nur, daß er es seine auswärtigen Freunde nicht entgelten läßt, daß er in Wien so sehr beschäftigt ist, denn seine Briefe sind sehr selten geworden.“ (Martin, 1961: 152–153).

Kommentar: Sueß wurde am 24. Juli 1857 von Reichserziehungsminister Leo Graf von Thun-Hohenstein (1811–1888) als unbesoldeter Extraordinarius für Paläontologie an der Universität Wien vorgeschlagen (Tollmann, 1989: 6; Seidl, 2002: 60–61) und am 10. August 1857 von Kaiser Franz Joseph ernannt. Aus den oben zitierten Stellen wird ersichtlich, dass die Zeitungen darüber erst nach dem 18. August berichteten. Wir sehen ferner, dass diese neue Aufgabe viel von Sueß’ Freizeit in Anspruch genommen haben muss, so dass Oppel bereits ein Verlangsamen

44 Hier kommt die Endnote 27 von Martin vor (Martin, 1961: 176), worin er das volle Zitat der gedruckten Arbeit von Oppel angibt (Oppel, 1858b). Daher wissen wir, dass Sueß Oppel entgegengekommen ist.

45 Hier kommt die Endnote 28 von Martin vor (Martin, 1961: 176), worin der Bekannte als H. von Hövel identifiziert wird (nach der auf Seite 8 in Oppel, 1858b gemachten Mitteilung).

in seiner Korrespondenz spürte. Weiter bemerkt Oppel im selben Brief: „Auch dürftest Du mir wohl für die Kössener Fossile sorgen, da Herr E. Sueß wohl keine Zeit hat." (MARTIN, 1961: 153). Zu dieser Zeit muss Sueß wirklich sehr beschäftigt gewesen sein, wenn er sogar für seine wissenschaftliche Korrespondenz kaum mehr Zeit hatte. Aber der nächste, zur Gänze wiedergegebene Brief zeigt, dass es doch nicht so schlimm war.

10) *Fossilienaustausch mit Sueß und, durch Sueß' Vermittlung, mit dem Wiener Hofmineralienkabinett*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 14. Oktober 1857:

„…Es freut mich, daß doch endlich der kleine Aufsatz von Stapel laufen soll. Ich wünschte außer den 50 Freiexemplaren noch 50 weitere auf meine Rechnung zu beziehen; wenn ich ein Honorar bekomme, wie Du mir schreibst, so ist dasselbe zur Bezahlung derselben gleich an Ort und Stelle und befreit mich in sehr angenehmer Weise von der Bezahlung aus meinem eigenen Geldbeutel. E. Sueß hat 25 Exemplare von unserer gemeinschafftlichen Arbeit verteilt. Wenn er mir den Gefallen erweist, wiederum denselben Personen je eines zu übermachen, so würde mir das viele Mühe ersparen. Außer den hierzu nötigen 25 Exemplaren bitte ich ihn und Dich noch eine beliebige Anzahl zurückzubehalten, das heißt, so viel Ihr sonst noch zum Verteilen nötig haben werdet. Solltest Du eine größere Anzahl von Abzügen wünschen, so lasse mir 125 machen, denn obschon die Notiz klein und unbedeutend ist, so möchte ich sie doch denjenigen Herren übersenden, welche das erste Heftchen erhalten haben.

Die Anzeige einer baldigst einzutreffenden Sendung hat mich sehr angenehm überrascht. Ich danke E. Sueß, daß er sich meiner erinnert hat, und Dir danke ich für die Mühe, welche Du damit haben wirst. Doch bitte ich, dieselbe auf Kössener Schichten und dasjenige, was von Nikolsburg disponibel ist, zu beschränken. Ich besitze eine hübsche Hallstätter Suite, meine Tauschverbindungen dagegen sind der Art, daß ich überall nur Jura hinzusenden soll; eine neue Tauschverbindung werde ich dagegen in der kurzen Zeit, welche ich in Stuttgart noch zubringen werde, nicht mehr eingehen können …

Auf je ein Exemplar eines Gips-Abgusses Deiner n e u e n Spezies abonniere ich mich jetzt schon und bitte Dich, mir dieselben zu übersenden, sobald sie gefertigt sind. Die Wünsche von E. Sueß werde ich pflichtmäßig berücksichtigen, hatte aber schon angefangen bei den Arten, welche ich für das k. Hof-Mineralien-Cabinet bei Seite legte, die Brachiopoden vorwalten zu lassen.

Die Zähne u. s. w. aus dem Oberbronner Bonebed sind klein und schlecht: *Hybodus minor*, *Saurichthys acuminatus* (letzterer nur in form kleiner, abgebrochener Zahnspitzen), *Gyrolepis lemeistriatus*—letzterer sehr häufig—ist alles, was ich entdecken konnte. Sie stecken in den gelben sandigen, meist kleinkörnigen Konglomeraten. Findet sich *Diceras arietina* in der Umgebung von Nikolsburg?

Danke E. Sueß für seinen freundlichen Brief, welchen ich in Bälde beantworten werde.

…" (MARTIN, 1961: 153–154).

Kommentar: Dieses Schreiben gibt wichtige Einblicke in die Arbeitsweise von Sueß um 1855. Einmal mehr wird die Wichtigkeit von Fossilien bzw. von Abgüssen und dem Austausch zwecks wissenschaftlicher Vergleichsforschungen evident. Sueß versuchte, trotz all seiner Beschäftigung (anscheinend versprach er dies Oppel in einem Brief) eine Sendung von Fossilien von Wien zu ihm zu schicken. Oppel verspricht Rolle, Sueß bald zu antworten. Sueß' Fleiß muss erstaunlich gewesen sein. Sein Schüler Theodor Fuchs (1842–1925) schrieb, anlässlich des 75. Geburtstages seines Lehrers, „Sueß' Arbeitskraft war erstaunlich, er war geradezu ein Fanatiker der Arbeit und der Tätigkeit. Untätig zu sein war für ihn ein Ding der Unmöglichkeit. Die Arbeit schien ihm überhaupt keine Mühe, sondern ein Vergnügen zu sein. Ermüdung schien er nicht zu kennen, und seine Erholung bestand nur darin, daß er von einer Arbeit zu einer anderen überging. Wenn andere Menschen über ihre Arbeitslast klagen, so schien ihm im Gegenteil alle Arbeit noch immer zu wenig zu sein und nahm er immer neue und neue Lasten auf sich." (FUCHS, 1906: 6–7).

In der damaligen Welt, in der es keine Möglichkeiten der modernen Datenverbreitung und Kommunikation gab, war es sehr wichtig, Separatdrucke selbst kleinster wissenschaftlicher Arbeiten im Expertenkreis so schnell wie möglich zu verteilen. Hier wird ersichtlich, wie bemüht Oppel war, mit Hilfe von Rolle und Sueß, seine Arbeiten in der Fachwelt zu verteilen und wie gewissenhaft anscheinend Sueß dies zu unternehmen pflegte. Die bedeutende Stellung der österreichischen Geologen innerhalb der internationalen Geologenschaft lässt sich daraus ablesen, dass Oppel darauf achtet, mindestens 25 seiner Separata (also ein Viertel) allein unter den Wiener Kollegen zu verteilen, obwohl die Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in zahlreichen Bibliotheken verfügbar waren. Man versuchte offensichtlich die Kritik, aber auch die gute Gesinnung der österreichischen Kollegen zu ernten.

11) *Oppel versichert, dass er Sueß bald schreiben würde*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 8. November 1857:

„Grüße E. Sueß, welchem ich in den nächsten Tagen schreiben werde." (MARTIN, 1961: 154).

Kommentar: Der Brief zeigt, dass Oppel die von Rolle schon vor dem letzten Brief versprochene Kiste (mit Fossilien) noch nicht erhalten hat. Er hat wahrscheinlich Sueß auch noch nicht geantwortet, will ihm aber über Rolle versichern, dass die Antwort in wenigen Tagen kommen würde. Sueß ist offensichtlich ein wichtiger Gesprächspartner, den man nicht zu lange auf Antworten warten lassen möchte!

12) *Oppel bedankt sich für die Sendung der Fossilien bei Rolle und Sueß und bittet Rolle, um Sueß' Vermittlung zu versichern, um eine Arbeit von Peters zu erhalten*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 2. Dezember 1857:

„Ich wollte noch einige Zeit mit meinem Briefe warten, einerseits, weil ich gar sehr beschäftigt bin und gegenwärtig gar nicht weiß, wie ich fertig werden soll, andererseits weil ich dachte, daß doch vielleicht in der nächsten Zeit dises oder jenes vorkommen würde, dessen Mitteilung von irgendeinem Interesse für Dich wäre, allein es will immer alles gleich bleiben einerseits die Geschäfte, andererseits

die Alltäglichkeit, so daß ich nicht mehr länger zögern darf, da ich vor allem meinen Dank für die freundliche Sendung auch an Dich richten wollte, nachdem ich denselben in meinem letzten Brief an E. Sueß abgestattet hatte. Die Kiste enthielt in Übereinstimmung mit Deiner brieflichen Meldung 1. Kössener Schichten, 2. Nikolsburg, 3. Alpenkalk und Gosau, 4. Tertiär.

...

Eine Arbeit, welche in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie (1855) herauskam: „Peters über Nerineen" wünschte ich sehr in meinen Besitz zu bringen; Du wirst wohl so gut sein, E. Sueß darum zu befragen und ihn um seine Vermittlung bitten, wenn überhaupt eine Möglichkeit existiert, die Schrift zu erhalten." (MARTIN, 1961: 155).

Kommentar: Dem Brief ist zu entnehmen, was Sueß an Oppel in der in den Briefen von 14. Oktober und 8. November erwähnten Kiste geschickt hat. Oppel muss sich inzwischen mit Sueß geeinigt haben, auch nicht-jurassische Fossilien anzunehmen. Siehe den nächsten Eintrag, wo Oppel schreibt, er habe die Fossilien, die ihn momentan nicht interessieren, anderen weitergegeben.

Der erwähnte „Peters" ist Carl Ferdinand Peters (1825–1881), damals o. Professor für Mineralogie an der Universität Pest und noch kein Mitglied der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Betreffend der Beziehung Sueß und Peters schreibt Bernhard Hubmann (Universität Graz): „Es geht gar nicht anders, als dass sie Freunde waren! Man denke an das gemeinsame Auftreten gegen Zippe betreffend den Geologie-Unterricht! Nach den Wiener Jahren waren Sueß und Peters getrennt— und ich kenne auch keine briefliche Korrespondenz. Aber wenn ich mir die vielen Werke von Peters ansehe, so spricht er immer Sueß als einen Freund oder lieben Kollegen—nie habe ich Kritik gelesen. Umgekehrt dürfte es ebenso gewesen sein." (Schreiben vom 11. September 2012). Weitere Informationen über Peters geben HUBMANN (2002) bzw. ANGETTER (2010: 188–191).

Aus der Mitteilung von Hubmann wird klar, warum Oppel um Sueß' Vermittlung gebeten hat, da er eine Publikation von Peters wollte. So wurde der junge Sueß in Wien zum Vermittler in der geologischen Fachwelt.

13) *Oppel fragt, ob Sueß' bevorstehende Reise nach England ihn ermöglichen würde, auch den jüngeren Deslongchamps in der Normandie zu besuchen und bittet Rolle um ein Fossil, das Sueß in seiner letzten Sendung vergessen hatte.*

An Rolle, datiert, Stuttgart, den 28. Mai 1858:

„Welchen Weg macht Sueß bei seiner Reise nach England, besucht er den jungen Deslongchamps?

...

[Nachschrift][46]

...

Kannst Du mir nicht später einmal eine *Rh*[*ynchonella*]. *cornigera*[47] verschaffen? Sueß versprach sie mir früher, allein sie schien in der Sendung vergessen worden zu sein. Einen Teil der Sendung habe ich andere Hände übergeben und mir diejenigen Exemplare reservirt, welche mir für meine Vergleiche auch für künftig von großem Interesse sein werden." (MARTIN, 1961: 160).

Kommentar: Sueß' erste Reise nach England fand im Sommer 1862 statt (SUESS, 1916: 140). Den Wunsch einer Reise dahin hatte er aber wahrscheinlich lange gehabt, sogar auch geplant, wie aus Oppels Brief ersichtlich ist, aber dann wieder aufgeben müssen, wie er uns selbst erzählt. Nach dem Tod seines Vaters am 24. Mai 1862 war er „Zu ernster Arbeit ... unfähig und meine Frau ermunterte mich, einen lang gehegten Wunsch zu erfüllen und England zu besuchen, wo viele große Meister meines Faches lebten." Er hatte dort Sir Richard Owen (1804–1892), Sir Roderick Impey Murchison (1792–1971), Thomas Henry Huxley (1825–1895), Andrew Crombie Ramsay (1814–1891), Henry Bolingbroke Woodward (1832–1921), Thomas Davidson (1817–1885) in Brighton, James Scott Bowerbank (1797–1877) „und viele andere ausgezeichnete Gelehrte" kennengelernt (SUESS, 1916: 141). Erstaunlich ist die Tatsache, dass er Charles Lyell in dieser Liste nicht erwähnt, obwohl er ihn am meisten beeindruckt zu haben scheint, wie er später in seinem Brief an William Johnson Sollas schrieb (SUESS, 1904: iv; siehe auch Anhang II).

Oppels Frage über den jungen Deslongchamps weist vielleicht auf eine noch bestehende Beschäftigung von Sueß über die obertriassischen-unterliassischen Fossilien bzw. Ablagerungen.

Oppel hat wahrscheinlich die von Sueß geschickten Fossilien, die ihn momentan nicht interessierten, an diejenigen weitergegeben, die sie verwenden bzw. bestimmen konnten.

14) *Oppel hat von Sueß die Schriften von Emmrich bekommen und wollte auch ein Empfehlungsschreiben von Sueß an Sebastian Fischer*

An Rolle, datiert, München, den 1. August 1858:

„Sueß hat mich durch die Schriften von Emmrich sehr erfreut; leider fehlt aber gerade einer der wichtigsten Aufsätze, welcher im vierten Jahrgang des Jahrbuch der geol. [Reichsanstalt], seite 326 erschienen ist[48]. Wäre derselbe nicht noch nachträglich aufzufinden?

...

Es wäre mir sehr lieb, etwas Genaueres über die Reise von Sueß zu erfahren, da er doch wohl schon einmal geschrieben hat.

...

Es scheint, daß mein Brief an Sueß ganz kurz vor dessen Abreise angekommen ist, denn er scheint keine Zeit mehr gefunden zu haben, mir einen Brief an den Herrn Hofrat Fi-

46 Das, was folgt, ist eine Nachschrift, die von MARTIN (1961) in eckigen Klammern auf Seite 160 angegeben wird.

47 *Rhynchonella cornigera* ist eine heute nicht mehr verwendete Bezeichnung eines rhätischen Brachiopoden, aufgestellt von SUESS (1854a: 13) als Revision der früheren *Terebratula cornigera* SCHAFHÄUTL (AGER, 1959). Heute wird die Art als *Austrirhynchia cornigera* (SCHAFHÄUTL) bezeichnet (SIBLÍK, 1998).

48 Gemeint ist EMMRICH (1853).

scher[49] hier zu schreiben. Doch denke ich, auch hier eine Empfehlung an ihn erhalten zu können." (MARTIN, 1961: 161–162).

Kommentar: Emmrich ist der hervorragende deutsche Geologe Hermann Friedrich Emmrich (1815–1879), der 1844 das erste Normalprofil der Trias in den Südalpen beschrieb, und dann dasselbe für den östlichen Teil der Bayerischen Alpen tat und damit entscheidend zur Entwicklung der Triasgeologie der Ostalpen beitrug (ZITTEL, 1899: 621–623; QUIRING, 1959). Es war die bayerische Abhandlung (EMMRICH, 1853), die unter den Arbeiten, die Sueß an Oppel geschickt hatte, fehlte.

Die „Reise von Sueß" kann entweder seine Reise im Sommer 1858 nach Krzeszowice an der Nordbahn (in unmittelbarer Nähe von Balin in Abb. 4) sein, die er in seinen „Erinnerungen" (SUESS, 1916: 130–132) beschreibt. Diese Beschreibung enthält keine geologische Information, in der Tat handelt es sich um Jura- Ablagerungen mit Fossilien. Daher das große Interesse von Oppel. Es kann aber auch Sueß' Reise nach Norditalien sein, die Oppel in seinem Brief unten erwähnt, was aber Sueß in seinen „Erinnerungen" nicht angibt.

15) *Oppel hat das Empfehlungsschreiben an Hofrat Fischer von Sueß doch erhalten; er ersucht Sueß, wieder über Rolle, ihm zu helfen eine Schrift von Stoppani zu besorgen*

An Rolle, datiert, München, den 24. August 1858:

„Am Tage meiner Abreise von hier erhielt ich einen Brief von Sueß mit der Empfehlung an Herrn Hofrat Fischer. Letzterer hatte mich kurz zuvor schon im Kabinett hier aufgesucht und zu sich eingeladen. Ich brachte einen Nachmittag in seiner Sammlung zu und sagte ihm einstweilen mündlich, daß mir Sueß seine Empfehlung angeboten habe. Dennoch freut mich dieselbe auch jetzt noch sehr, ich werde sie Hofrat Fischer überbringen, und danke einstweilen herzlich dafür, würde auch diesen Dank an Sueß selbst gerichtet haben, allein, da ich keine Adresse kenne, so bitte ich Dich, in einem Deiner Briefe an Sueß das Vorgefallene zu schreiben.

Sueß sagte mir, daß er bis zum 24. August in Venedig weilen, hernach aber nach Zürich gehen werde. Er bietet mir an, die Schrift von Stoppani für mich einzutauschen, und zwar gegen meine Arbeit, was mir allerdings erwünscht wäre, wenn nicht der leidige Umstand bestünde, daß ich in Bälde meine Arbeit selbst kaufen muß, da mir der Buchhändler[50] keine Exemplare mehr gibt und die Zahl meiner Freiexemplare nahezu erschöpft ist. Ich habe zwar die Erleichterung statt 8 Gulden nur 6 bezahlen zu müssen, allein es ist dies immer noch eine Summe, bei der man sich etwas besinnt, so daß ich von Dir wissen möchte, ob und wie teuer man die Arbeit von Stoppani im Buchhandel erhält. Solange ich Exemplare übrig hatte, war es für mich eine Freude, auf diese Weise mit diesem und jenem, den ich zuvor nicht kannte, in Verbindung zu treten, und ich erhielt hierdurch manche hübsche Arbeit, ohne daß ich nach dem buchhändlerischen Werte fragte. Allein, bei meinen zukünftigen Tauschverbindungen habe ich leider deshalb darauf zu sehen, weil ich meine Arbeit wahrscheinlich noch häufig käuflich von meinem Buchhändler zu beziehen habe. Sei deshalb so gut und benachrichtige mich über meine obigen Fragen, denn in meinen Besitz muß ich die Schrift von Stoppani jedenfalls bringen, sei es nun auf die eine oder andere Weise. Zum Schluß bemerke ich nur noch, daß jegliches Bedenken von meiner Seite wegfallen würde, wenn es etwa ein Wunsch von Sueß wäre, aus irgend einem Grunde, etwa aus Interesse, das die Persönlichkeit von Stoppani verdient, oder aus irgend einem anderen Gründe, wenn z.B. Stoppani selbst meine Arbeit dringend zu erhalten wünschte, in welchem Falle es mir das größte Vergnügen machen würde, in den Vorschlag einzugehen. Also erbitte ich mir hierüber nur noch eine etwas eingehendere Nachricht, da die Anfrage, welche mir Sueß in seinem Briefe machte, mir hierüber nichts besagte." (MARTIN, 1961: 164).

Kommentar: Über diese Italienreise berichtet Sueß in seinen „Erinnerungen" nicht. Er hatte wahrscheinlich vor, während dieser Reise mit dem großen italienischen Geologen, dem Abt Antonio Stoppani (1824–1891) zusammenzukommen, der damals mit der Herausgabe seiner berühmten Schriften beschäftigt war, die vieles über die Trias-Jura-Grenzschichten und Fossilien in den Südalpen enthalten. Welche Schriften kommen in Betracht, die Oppel haben wollte und Sueß angeboten hatte, sie durch Schriftenaustausch für Oppel zu erhalten? Zwei Bücher sind es: *Studii Geologici e Paleontologici sulla Lombardia* aus dem Jahr 1857 und *Les Pétrifications d'Ésino; ou Description des Fossiles Appartenant au Dépôt Triasique Supérieur des Environs d'Ésino en Lombardie*, datiert 1858–1861. Erst in seinem Brief an Rolle vom 9. November 1858 wird klar, dass es sich um beide handelt und Oppel sich entschlossen hatte, das erstere zu kaufen und die andere durch Austausch, höchstwahrscheinlich mit seiner *Juraformation* (OPPEL, 1858a) zu erhalten. Ob Sueß weiter in der Sache eine Rolle gespielt hat, wissen wir aus Oppels von MARTIN (1961) publizierten Briefen nicht.

Erkenntnisse über Sueß aus der Korrespondenz mit Oppel

Soweit die von MARTIN (1961) publizierten Briefe von Oppel, die Auskunft über Sueß enthalten. Wir erfahren aus diesen Briefen erstaunliche Dinge über den jungen Eduard Sueß. Fast möchte man meinen, er war für die Geologie geschaffen und dazu mit unendlicher Tatkraft ausgerüstet. Mit nur 23 Jahren, also erst vier Jahre nach seinem Eintritt in die berufliche Tätigkeit, war er bereits ein europaweit bekannter Paläontologe. Er stand schon damals in regem Brief- und Probenaustausch mit anderen europäischen Geologen. Seine Meinung war wichtig, so dass er anderen, älteren Geologen einen Oppel schriftlich zu empfehlen imstande war, obwohl er und Oppel gleichaltrig wa-

49 Der einzige Fischer, mit welchem Oppel in München in wissenschaftlichem Kontakt sein konnte, muss der Arzt und Zoologe Sebastian Fischer (1806–1871), ein „Meister der niederen Schalentiere" (DAMKAER & MATZKE-KARASZ, 2012), gewesen sein. Er war Mitglied der Petersburger und der Bayerischen Akademie der Wissenschaften und verfasste medizinische und naturwissenschaftliche Abhandlungen, besonders über Ostrakoden LÖHER, F. v. (1878): Fischer, Sebastian. – Allgemeine Deutsche Biographie, **7**, 81–82 [Onlinefassung]. URL: http://www.deutsche-biographie.de/pnd116562404.html?anchor=adb (Zugriff am 12.09.2014).
Wenn Fischer, der Oppels letzte Krankheit behandelte, derselbe war, muss er auch, als Freund, Oppels persönlicher Arzt gewesen sein (KOBELL, 1872; in diesem Artikel wurde das Geburtsjahr Fischers mit 1808 angegeben; bzw. DAMKAER & MATZKE-KARASZ (2012).

50 Verlag von Ebner & Seubert, Stuttgart. Dieser Verlag wurde 1839 von Carl A. Ebner und Carl Seubert gegründet. Er wurde 1883 von Paul Neff II. abgekauft.

ren. Schon damals trieb er nicht nur vergleichende Paläontologie, auch Regionalgeologie, immer mit einem Auge auf die allgemeine Erdgeschichte gerichtet. Was ihn als Wissenschaftler bereits damals interessierte, war die gesamte Geologie, verstanden als die heutige Struktur und die Werdensgeschichte unseres Planeten.

Seine Entdeckungen und Kontakte brachten ihn früh in Beziehung mit Sir Charles Lyell und dieser sah in den biostratigrafischen Arbeiten von Sueß eine wichtige Stütze für seine Hypothese des uniformitarianistischen Verhaltens des Planeten. Damals schien Sueß in weitgehendem Einklang über diese Sache mit dem schottischen Meister gewesen zu sein. Nur später, während seiner Untersuchungen über die Geologie des Wiener Beckens, erkannte er die Unhaltbarkeit der Lyell'schen Position in der Frage der Entwicklung des Lebens. In der Frage der physikalischen Entwicklung des Planeten blieb er aber ein Lyellianer bis zum Ende. Es war diese Diskrepanz zwischen der Entwicklung des Planeten und der Entwicklung des Lebens, die Sueß endlich zu seinen tektonischen Untersuchungen führte (vgl. ŞENGÖR, 2009a, b).

Wir erfahren weiter, dass Sueß zwischen 1853 und 1858 den enormen Unterschied zwischen den Alpen und ihnen vorgelagerten Landschaften erkannte. Diese Erkenntnis muss ihm damals klar gemacht haben, dass die alte Erhebungstheorie von Leopold von Buch nicht der Wahrheit entsprechen dürfte. Seine Wanderungen in den Schweizer Alpen mit Escher muss ihn auch von der, damals von dem größten Teil der Geologenschaft nicht einmal geahnten Beweglichkeit in den gebirgsbildenden Vorgängen überzeugt haben.

Sueß' erstaunliche, besonders nach der Publikation des *Antlitz der Erde*, von der ganzen Welt bewunderte Fähigkeit, die Fachliteratur besser als alle anderen Kollegen beherrschen zu können, war auch damals ein Charakteristikum seiner Arbeitsweise. Der junge Geologe war enorm belesen, und was er gelesen hatte blieb in seinem Kopf. Auch seine Kenntnis der Fossilien war sehr umfangreich und nicht auf Schichten von einem bestimmten Alter beschränkt. Sein Gedächtnis grenzte an das Wunderbare.

Mit allen diesen Eigenschaften verbunden war seine echte Bescheidenheit und Freundlichkeit. Die Arbeit, die er mit Oppel geschrieben hat, ist ein schöner Beweis dafür: aus diesen Briefen und aus der veröffentlichten Arbeit sehen wir, dass es Sueß war, der, in Stuttgart unter Oppels Fossilien, Elemente der Kössener Fauna erkannte. Er hat Exemplare nach Wien mitgenommen, um die Vergleiche zu sichern. Die Vergleiche mit anderen Gegenden waren auch weitgehend Sueß' Beitrag, weil er früher wenigstens die normandischen Vorkommen von Deslongchamps erfahren hatte. Dennoch nahm er die zweite Stelle in der Autorenreihe (vielleicht einfach alphabetisch geordnet), obwohl er sich von der enormen Wichtigkeit dieser Arbeit voll bewusst war. Offensichtlich nicht Ruhm, sondern die Feststellung einer wissenschaftlichen Tatsache und die Bewahrung freundschaftlicher Beziehungen mit seinen Kollegen interessierten ihn. So eine Einstellung kommt, ganz besonders unter jungen Wissenschaftlern, sehr selten vor und ist ohne Zweifel eine Folge von Sueß' hoher Intelligenz gewesen. Wie mein hochverehrter Lehrer Rudolf Trümpy (1921–2009) einmal sagte, Sueß sei das einzige Genie in der Geschichte der Geologie, der kein Laster habe.

Schlussfolgerungen

In den Briefen von Albert Oppel an seinen Freund Friedrich Rolle finden sich wichtige Belege der vielseitigen Tätigkeit von Eduard Sueß, die Einblicke in die kaum bekannte Arbeitsweise als Wissenschaftler geben. Sowohl in den Jugendjahren als auch im fortgeschrittenen Alter erweist sich Sueß als ungemein fleißiger Mensch, der ein selten vorkommendes lebhaftes Interesse an allen mit der Geologie irgendwie zusammenhängenden Disziplinen hatte. Sein Interesse war weder dilettantisch noch enzyklopädisch, vielmehr lag es ihm daran, Probleme aufzudecken und sie zu lösen. Sueß wollte nicht nur Wissen anhäufen, etwa wie der große französische Stratigraf Émile Haug (1861–1927), der führende deutsche Tektoniker Hans Stille (1876–1966) und der Schweizer Rudolf Staub (1890–1961), sondern Sachverhalte so gut wie möglich verstehen. In diesem Ansatz waren die Deutschen Alfred Wegener (1880–1930) und Hans Cloos (1885–1951), der Schweizer Émile Argand (1879–1940), der Engländer Arthur Holmes (1890–1965) und Sueß' eigener Sohn Franz Eduard Sueß (1867–1942) seine treuesten Nachfolger. Die amerikanischen Tektoniker Bailey Willis (1857–1949) und Walter H. Bucher (1888–1965) machten auch den Versuch, die geologischen Vorgänge nicht nur zu beschreiben, sondern auch zu verstehen, aber ihre Versuche reichten über einige, nicht maßstabsgerechte Experimente nicht hinaus und ihr Werk blieb beschreibend und beschränkt. Im heroischen Zeitalter der Tektonik sehe ich nur in Grove Karl Gilbert (1843–1918) einen Seelengenossen von Sueß in Amerika. Unter seinen amerikanischen Nachfolgern waren die beiden Kanadier Reginald Aldworth Daly (1871–1957) und John Tuzo Wilson (1908–1993) die wichtigsten.

Sueß wusste, dass es ihm als Einzelner nicht möglich war, all seine Interessen zu befriedigen. Daher wurde er zu einem Synthetiker; er sah die Welt mit den Augen anderer, hatte aber durch seine eigene Meinung einen regulierenden Filter. Wo immer er eine Lücke oder Unklarheit zu sehen glaubte, versuchte er entweder durch eigene Beobachtungen oder durch die Beobachtungen anderer diese zu füllen bzw. zu klären. Seine Beziehung mit Oppel ist ein schönes Beispiel für diese Vorgangsweise, um die Fragestellung der triadisch-jurassischen Stratigrafie der Alpen in der vorzeitlichen Geografie Europas zu ergründen. Ähnliche Beispiele finden sich bei Sueß bei der Etablierung der Stratigrafie Zentralasiens oder der pelagischen Gebiete der Trias. So veranlasste er Zusendungen von Fossilien aus aller Welt nach Wien, die von seinen Kollegen und Schülern bearbeitet wurden. Aus der Benützung der Beobachtungen von zwei Afrika-Reisenden stellte er etwa eine neue Theorie für die Tektonik Ostafrikas als Vergleichsobjekt zur Tektonik des Oberrheingrabens auf. Sueß wirkte förmlich wie ein Blitzableiter geologischer Probleme. Er zog sie an sich und löste sie. Seine Werkzeuge waren einfach, die Feldausrüstung bestand aus Hammer, Lupe, Karten und Bleistiften. Ferner griff er auf die reich ausgestatteten Sammlungen der naturgeschichtlichen Museen und Bibliotheken, zu deren Einrichtung er in Wien, wo er wohnte, maßgeblich beitrug, zu. Gelegentlich war es ihm vergönnt, Kraft seiner Stellung an der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, große Entdeckungsreisen gezielt zu unterstützen, um dabei geologische Fragestellungen beantworten zu können.

Heute besteht vielfach die irrige Meinung, dass die technischen Möglichkeiten ein Ersatz sein könnten. Dies ist ein Irrtum, denn alle technischen Fähigkeiten sind nur dann für die geologische Forschung nutzbringend, wenn sie als Zusatz zu den einfachen Werkzeugen von Sueß verwendet werden und nicht als Ersatz dafür. Die Kombination der Sueß'schen Werkzeuge, die man mit dem Geologenmotto „Mente et Malleo", d.h. „Kopf und Hammer" so schön zusammenzufassen pflegte, mit der Hochtechnologie unterstützt die Erforschung der Geologie nicht nur des eigenen Planeten, sondern sogar die der anderen Planeten unseres Sonnensystems (wie es übrigens Sueß auch versuchte) sehr trefflich. In der Möglichkeit von Eduard Sueß zu lernen, wie man Geologie grundsätzlich betreiben soll, sehe ich den größten Wert geologie-historischer Studien.

Aber auch von einem anderen großen Gelehrten lassen sich Schlüsse ziehen. Sir Charles Lyell etwa ging einzelnen Problemen nach, wie z.B. dem Uniformitarianismus, und versuchte Beobachtungen zu sammeln, um seine Lösungsversuche zu unterstützen. In der triadischen Fauna, z.B. die Sueß ihm mitteilte, sah er ein sicheres Zeichen, dass der abrupte Übergang zwischen dem Paläozoikum und dem Mesozoikum sich mit Vermehrung der Erfahrungen zu einem allmählichen Übergang verwandeln würde. Der viel jüngere Sueß, obwohl ein Anhänger Lyells in Bezug auf Uniformitarianismus im Allgemeinen, wusste aber (Suess, 1902), dass die Erfahrungen der gesamten Paläontologie nicht auf eine solche Richtung hindeuteten. Aus dem Kontrast zwischen den Arbeitsweisen von Lyell und Sueß erkennen wir, dass Naturwissenschaft nur dann mit Erfolg betrieben werden kann, wenn man die gesamte Natur in seine Betrachtungen einbezieht. Natürliche Ereignisse stehen nie einzeln da, sondern in einem Netz mannigfaltiger Beziehungen zu anderen Ereignissen.

Einmal mehr bietet sich als Schlusspunkt ein Zitat von Suess (1865: 280) an: „Aber es gibt keinen Ort, an dem nicht viel zu sehen und zu lernen wäre; kein Ding, bis auf den Staub unserer Strassen hinab, ist so alltäglich und geringfügig, dass es nicht der Mühe lohnte, es näher zu betrachten. Kein Gegenstand in der Natur ist so klein und glatt, als dass sich nicht ein Gedanke an ihn heften liesse; an diesen ersten knüpft sich eine Reihe von anderen Gedanken, und so bilden sich die Ketten, mit welchen der Mensch die Natur fesselt und bemeistert."

Dank

Mein Dank gilt meinem Kollegen Hartmut Seyfried (Stuttgart) für Informationen und für die Bilder des Rhätium. Für den Kontakt mit Herrn Seyfried bin ich Wolf-Christian Dullo (Kiel) zu Dank verpflichtet. Leopold Krystyn hat mich mit Bildern, Literaturhinweisen und Diskussionen unterstützt. Demetrios J. Papanikolaou (Athen) und Evangelos Moulas (Zürich) haben mir wertvolle Hinweise über die Geologie der von Papanikolaou während seiner Dissertationsarbeit selbst kartierten Insel Paros mitgeteilt. Niyazi Gündoğdu (Lyon) war mein Gewährsmann in der Umgebung seiner alten und berühmten Wahlheimat. Paul K. Byrne half mir bei der Beschaffung der modernen geologischen Literatur über Irland. Fritz F. Steininger (Eggenburg) und Robin L.M. Cocks (Natural History Museum London) haben mich mit ihren paläontologischen Kenntnissen freundlichst unterstützt, ebenso wie meine Doktorandin, Nalân Lom, bei der Literaturrecherche. Thomas Hofmann (Geologische Bundesanstalt) hat durch redaktionelle Beiträge beim Manuskript zur Veröffentlichung beigetragen.

Literatur

Ager, D.V. (1959): The classification of the Mesozoic Rhynchonelloidea. – J. of Paleont., **33**, 324–332, Tulsa.

Ampferer, O. (1944): Wilhelm Hammer. – Mitt. Alpenl. Geol. Ver. / Mitt. Österr. Geol. Ges., **35**, 305–314, Wien.

Angetter, D. (2010): Grazer Geologen im Kontext der Akademie der Wissenschaften in Wien. – In: Hubmann, B., Schübl, E. & Seidl, J.: Die Anfänge geologischer Forschung in Österreich: Beiträge zur Tagung „Zehn Jahre Arbeitsgruppe Geschichte der Erdwissenschaften", 179–202, Graz (Grazer Universitätsverlag-Leykam).

Anonym (1852): Sitzungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. – Jb. Geol. R.-A., **3**, 169–207, Wien.

Anonym (1854): Verhandlungen der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften bei ihrer Versammlung in St. Gallen am 24., 25. und 26. Juli 1854 – 39. Versammlung. – Zollikofer'schen Officin, St. Gallen, IV + 240 S., St. Gallen.

Anonym (1973): Der Wissenschaftliche Nachlass des Geologen Arnold Escher von der Linth (1807–1872) [Vorwort: Alvin E. Jaeggli]. – ETH Zürich, Schriftenreihe der Bibliothek, Nr. **17**, 33 S., Zürich.

Anonym (1997): L'Espace Pierres Folles Saint-Jean-des-Vignes (Rhônes) – Un Itinéraire Géologique un Jardin Botanique un Musée. – Calibra, 48 S., Lyon.

Bachmayer, F. (1962): Adnether- (Marmor, Schichten, auch Adneter M. und Sch.). – In: Pruvost, P. (Red.): Lexique Stratigraphique International, Bd. **I**., Fasc. **8**: Autriche. – Centre National de la Recherche Scientifique Paris, 6, Wien.

Baker, P.G. (2006): Thecideida. – In: Kaesler (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda Revised, **5**: Rhynchonelliformea (part), 1938–1964, Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas, Boulder–Colorado–Lawrence, Kansas.

Bazley, R.A.B., Brandon, A., Arthurs, J.W., McAdam, A.D., Halley, D.N., Browne, M.A.E. & Crisholm, J.E. (1981): Limavady Northern Ireland Sheet 12 and part of 6 Solid Edition 1:50.000 Series. – 1 Bl., Inst. of Geol. Sc.

Berz, K.C. (1936): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt 7420 Tübingen mit einem Beitrag von O. Paret. – 104 S., Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

Berz, K.C. (1940): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Blatt 7322 Kirchheim unter Teck. – 1 Bl., Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

de Blainville, H.M.D. (1825): Manuel de Malacology et de Conchyliologie. – VII + 664 S., Paris–Strasbourg (F.G. Levrault).

de Blainville, H.M.D. (1827): Manuel de Malacology et de Conchyliologie – Planches. – I + 109 Taf., Paris–Strasbourg (F.G. Levrault).

Boulvain, F., Belanger, I., Delsate, D., Ghysel, P., Godefroit, P., Laloux, M., Monteyne, R. & Roche, M. (2001): Triassic and Jurassic lithostratigraphic units (Belgian Lorraine). – Geologica Belgica, **41**, 113–119, Bruxelles.

Burne, R.V., Eade, J.C. & Paul, J. (2012): The natural history of ooliths: Franz Ernst Brückmann's Treatise of 1721 and its significance for the understanding of oolites. – Hallesches Jb. f. Geowiss., **34**, 93–114, Halle a. d. Saale.

Carlé, W. (1960): Ferdinand von Hochstetter, ein berühmter Geologe des letzten Jahrhunderts aus schwäbischem Stamm. – Jahresh. Ges. f. Naturk. Württemberg, **135**, 145–166, Stuttgart.

Cleevely, R.J. (2004): Davidson, Thomas (1817–1885). – Oxford Dictionary of National Biography, Oxford University Press, Oxford. http://www.oxforddnb.com/view/article/7223 [accessed: 01.11.2012]

Cocks, L.R.M. (1978): A Review of British Lower Palaeozoic Brachiopods, Including a Synoptic Revision of Davidson's Monograph. – Palaeontographical Society Monographs, 256 S., London.

Colbach, R. (2005): Overview of the geology of the Luxembourg sandstone(s). – Ferrantia, **44**, 155–160, Luxembourg.

Cooper, M.R. & McKeever, P.J. (1998): The Causeway Coast – Exploring the Landscape and rocks 1:50.000 Series, Sheet 7, Solid Edition. – Geol. Surv. of North. Ireland, Belfast.

Cotta, B. v. (1850): Geologische Briefe aus den Alpen. – VIII + 328 S., Leipzig (T.O. Weigel).

Damkaer, D.M. & Matzke-Karasz, R. (2012): Sebastian Fischer (1806–1871), Bavarian physician-naturalist in Egypt and Russia. – J. of Crustacean Biology, **32**, 327–333, Lawrence, Kansas.

David, L., Elmi, S. & Féraud, J. (1979): Carte Géologique de la France à 1/50.000 Lyon XXX-31, Mont d'Or Lyonnais Notice Explicative. – 39 S., Ministère de l'Industrie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Service Géologique National, Orleans.

Davidson, T. (1851–1854): On the Classification of the Brachiopoda. – In: Davidson, T. (Hrsg.): British Fossil Brachiopoda, Bd. **1**, 41–136, Taf. VI–IX, London.

Davidson, T. & Suess, E. (1856): Classification der Brachiopoden von Thomas Davidson ... nach der englischen Ausgabe i. d. Acten der Brit. Palaeontograph. Gesellsch. f. 1853[51] unter Mitwirkung des Verfassers des Grafen Fr. A. Marschall und mehrerer anderer Freunde, deutsch bearbeitet und mit einigen neuen Zusätzen versehen von Eduard Sueß. – VI + 160 S., 5 Taf., Wien (Carl Gerold's Sohn).

Diener, C. (1914): Verzeichnis der wissenschaftlichen Publikationen von Eduard Sueß. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **7**, 26–32, Wien.

Dittmar, A. v. (1864): Über die Zone der Avicula contorta Portl. – Inaugural Dissertation, 96 S., 1 Kt., München.

Dumont, A. (1842): Mémoire sur les terrains triasique et jurassique dans la province de Luxembourg. – Nouveaux Mémoires de l'Académie royale de Belgique, **15**, 36 S.

Élie de Beaumont, L. (1828a): Notice sur un gisement de Végétaux fossiles de belemnites, situé à Petit-Cœur près Moutiers, en Tarentaise. – Annales des Sciences Naturelles, **14**, 113–127, Paris.

Élie de Beaumont, L. (1828b): Sur un gisement de Végétaux fosilles et de Graphite, situé au col du Chardonet (département des Hautes Alpes). – Annales des Sciences Naturelles, **15**, 353–381, Paris.

51 Das Datum von 1853 muss von der Korrespondenz zwischen Davidson und Sueß herrühren, weil in der gedruckten Version des englischen Originals steht es nirgends.

Élie de Beaumont, L. & de Bonnard, A.-H. (1838): Rapport sur un Mémoire géologique de M. Leymerie, ayant pour objet les terrains secondaires inférieure du département du Rhône. – Comptes Rendus hébdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris), **7** (Julliet–Décembre), 878–888, Paris.

Emmrich, H.F. (1853): Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayerischen und den angränzenden österreichischen Alpen (II. Aus dem Gebiete des Alpenkalkes. Schluss.). – Jb. Geol. R.-A., **4**, 326–394, Wien.

Escher von der Linth, A. (1854): Herr Escher von der Linth an Herrn Weiss, Zürich den 5. November 1854. – Zeitschr. Deut. Geol. Ges., **6**, 519–520, Stuttgart.

Färber, I. (1987): Friedrich Rolles Beitrag zur geologischen Erforschung unserer Umgebung. – In: Friedrich Rolle 1827–1887, ein Bad Homburger Naturforscher. – Geologischer Arbeitskreis der Volkshochschule Bad Homburg, 90–118, Homburg.

Forbes, E. (1846): On the connexion between the distribution of the existing fauna and flora of the British Isles, and the geological changes which have affected their area, especially during the epoch of the Northern Drift. – Mem. of the Geol. Surv. of Great Britain and of the Mus. of Econ. Geol. in London, **I**, 336–432, London.

Fuchs, T. (1906): Eduard Sueß. – *Neue Freie Presse*, Nr. 15083, 19.08.1906, 1–3, Wien.

Fuchs, T. (1909): Das Antlitz der Erde, (Schluß) II. Das Werk selbst. – *Neue Freie Presse*, Morgenblatt, Nr. 16245, 11.11.1909, 21–23, Wien.

Garrison, R.E. & Fischer, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – In: Friedman, G.M. (Ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks – A Symposium. – SEPM, Spec. Publ., **14**, 20–56, Tulsa.

Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (Hrsg.) (2011): Geologie von Baden-Württemberg. – 5. Aufl., X + 627 S., Stuttgart.

Glaser, S., Lagally, U., Loth, G., Schmid, H. & Schwerd, K. (2008): Geotope in Oberbayern. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **6**, 192 S., Augsburg.

Golebiowski, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence- and ecostratigraphic contribution to the Norian-Rhaetian discussion. – Albertiana, **8**, 25–35, Utrecht.

Graindor, M.-J. (1963): Carte Géologique de la France à 1/50.000, Blatt 72 Cherbourg (1 Blatt) mit Notice eplicative de la Feuille Cherbourg à 1/50.000 (12 S.). – BRGM Éditions, Service Géologique National, Orléans (nouvelle impression, 2006).

Graindor, M.-J., Roblot, M.M., Robardet, M., Poncet, J. & Hommeril, P. (1976): Carte Géologique de la France à 1/50.000, Feuille 92-93 Bricquebec (1 Blatt) avec Notice explicative de la Feuille Cherbourg à 1/50.000, 30 S.). – BRGM Éditions, Service Géologique National, Orléans.

Grimm, J. & Grimm, W. (1873): Deutsches Wörterbuch. – 5. Bd., LII + 2.916 S., Leipzig (Hirzel).

Groschopf, R. (Red.) (2004): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Blatt 7321 Filderstadt. – Landesamt für Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

Gümbel, C.W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX + 950 S., Gotha (Justus Perthes).

Haast, J. v. (1884): In memoriam: Ferdinand Ritter von Hochstetter. – New Zealand Journal of Science, **2**, 202–220, Wellington.

Hall, J. & Clarke, J.M. (1894): Natural History of New York. An Introduction to the Study of the Genera of Palæozoic Brachiopoda, part II. – Palaeontology, **8**, XVI + 394 S., Geol. Surv. of the State of New York, Albany (Charles van Benthuysen & Sons).

HALL, J. & CLARKE, J.M. (1895): An Introduction to the Study of the Brachiopoda intended as a Handbook for the Use of Students. – Report of the New York State Museum of National History, **42**, part II, 751–943, Taf. 23–54, New York.

HAMMER, W. (1931): Zur Erinnerung an Emil Tietze. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 403–446, Taf. 13, Wien.

HAUG, E. (1908 – 1911): Traite de Geologie: II Les Periodes geologiques. – 539–2024, Ill., Colin, Paris.

HAUER, F. v. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 715–784, Wien.

HAUER, F. v. (1857): Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl. **25**, 253–348, Wien.

HAUER, F. v. (1884): Zur Erinnerung an Ferdinand v. Hochstetter. – Jb. Geol. R.-A., **34**, 601–608, Wien.

HEER, O. (1873): Arnold Escher von der Linth – Lebensbild eines Naturforschers. – 385 S., Zürich (Friedrich Schultes).

HEGER, F. v. (1884): Ferdinand von Hochstetter. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **27**, 345–392, Wien.

HELWIG, W. (1943): Friedrich Rolle. – Nassauische Lebensbilder, Veröffentlichungen der Historischen Kommission für Hessen-Nassau, **X**/2, 222–236, Wiesbaden.

HOCHSTETTER, F. v. (1866): Zur Erinnerung an Dr. Albert Oppel. – Jb. Geol. R.-A., **16**, 59–67, Wien.

HÖLDER, H. (1975): Über Geschichte und Stand der Thecideen-Forschung (Thecideida, Brachiopoda articulata). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Heft **44**, 133–152, Taf. 14–15, Hamburg.

HUBMANN, B. (2002): Carl Ferdinand Peters (1825–1881). Contribute la biografia unui insemnat cercetator din domeniul stiintelor naturale. – Studii si cercetari de geologie, **47**, 93–109, Bucuresti.

IVIMEY-COOK, H.C., HODGES, P., SWIFT, A. & RADLEY, J.D. (1999): Bivalves. – In: SWIFT, A. & MARTILL, D.M. (Hrsg.): Fossils of the Rhaetian Penarth Group. – The Palaeontological Association, 83–127, London.

JAEGGLI, A.E. (1959): Escher von der Linth, Arnold. – Neue Deutsche Biographie, Bd. **4**, 646–647. Onlinefassung: http://www.deutsche-biographie.de/pnd11656928X.html [abgerufen am: 12.09.2014]

KANN, R.A. (Hrsg.) (1974): Theodor Gomperz – Ein Gelehrtenleben im Bürgertum der Franz-Josefs-Zeit. – Sitz.-ber. Österr. Akad. d. Wiss., Phil.-Hist. Kl., **295**, 556 S., Komm. f. Gesch., Erz. u. Unterr., Wien.

KLEMUN, M. (2009): „Da bekommen wir auf einmal wieder zwei Etagen mehr! Wohin soll das noch führen!" – Geologische Wissenskommunikation zwischen Wien und Zürich: Arnold Escher von der Linths Einfluss auf Eduard Sueß' alpines Deckenkonzept, diskutiert anhand seiner Ego-Dokumente (1854–1856) und seiner Autobiografie. – In: SEIDL, J.: Eduard Sueß und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – Schriften d. Universitätsarchivs Wien, **14**, 295–317, Göttingen.

KOBELL, F. v. (1872): Dr. Sebastian Fischer. – Sitz.-ber. Math.-Physik. Cl., Kgl.,Bayer. Akad. d. Wiss., **2**, 92–93, München.

KUEHN, O. (1962): Kössener Schichten. – In: PRUVOST, P. (Red.): Lexique Stratigraphique International, Bd. **I**., Fasc. **8**: Autriche. – Centre National de la Recherche Scientifique Paris, 249–251, Wien.

KURR, J.G. v. (1867): Nekrolog des Professor Dr. Albert Oppel. – Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. Württemberg, **23**, 26–30, Stuttgart.

KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, 61–172, Berlin.

LEE, D.E. (2006): Stringocephaloidea. – In: KAESLER (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda Revised, **5**: Rhynchonelliformea (part), 1994–2018, Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas, Boulder–Colorado–Lawrence, Kansas.

LEYMERIE, A. (1839) : Mémoir sur la partie inférieur du Système Secondaire du Département du Rhône. – Mémoirs de la Sociéte Géologique de France, **3**/9, 313–378 , Taf. 23–24, Paris.

LILL VON LILIENBACH, K. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petrefaktenk., **1**/2, 153–220, Taf. III, Heidelberg.

LIPOLD, M.V. (1852): Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – Jb. Geol. R.-A., **3**/4, 90–98, Taf. II, Wien.

LOBITZER, H. (Red.) (2013): Geologische Spaziergänge. Rund um den Hallstätter See, Salzkammergut, Oberösterreich. – 141 S., Geol. B.-A., Wien.

LÖHER, F. v. (1878): Fischer, Sebastian. – Allgemeine Deutsche Biographie, **7**, 81–82. Onlinefassung: http://www.deutsche-biographie.de/pnd116562404.html?anchor=adb [abgerufen am: 12.09.2014]

LYELL, C. (1857a): Supplement to the Fifth Edition of a Manual of Elementary Geology. – 35 S., London (John Murray).

LYELL, C. (1857b): Supplement to the Fifth Edition of a Manual of Elementary Geology, second edition, revised. – 40 S., London (John Murray).

LYELL, C. (1857c): Supplément de Manuel de Géologie Élémentaire, traduit sur la deuxième edition, revue, par M. Hugard. – 60 S., Paris (Langlois et Leclerq).

LYELL, C. (1858): Geologie oder Entwickelungsgeschichte der Erde und Ihrer Bewohner – nach der fünften Auflage des Originals vom Verfasser umgearbeitet. – **2**. Bd., XI + 536 S., Berlin (Duncker und Humblot).

LYELL, C. (1865): Elements of Geology or the Ancient Changes of the Earth and its Inhabitants as Illustrated by Geological Monuments, sixth edition, greatly enlarged and illustrated with 770 woodcuts. – XVI + 794 S., London (John Murray).

LYELL, C. (1881): Life Letters and Journals of Sir Charles Lyell, Bart. – Bd. **2**, IX + 489 S., London (John Murray).

MANCENIDO, M.O. & COCKS, R.L.M. (1988): Thomas DAVIDSON 1817–1885. – In: RACHEBOEUF, P.R. & EMIG, C.C. (Hrsg.): Les Brachiopodes Fossiles et Actuels. – Biostratigraphie du Paléozoïque, **4**, 23–25, Brest.

MARTIN, G.P.R. (1961): Die Briefe ALBERT OPPELs an FRIEDRICH ROLLE aus den Jahren 1852–1861. – Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. Württemberg, **116**, 124–177, Stuttgart.

MARTIN, G.P.R. (1965): Albert Oppel – Zum 100. Todestage des Begründers der zonalen Stratigraphie. – Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. Württemberg, **120**, 185–193, Stuttgart.

MARTIN, G.P.R. (1987): Ein Leben für die Wissenschaft – Erinnerungen an Dr. Friedrich Rolle (16.5.1827–11.2 1887). – In: Friedrich Rolle 1827–1887. Ein Bad Homburger Naturforscher. – Geologischer Arbeitskreis der Volkshochschule Bad Homburg, 1–89, Homburg.

MARTIN, G.P.R. & USCHMANN, G. (1969): Friedrich Rolle (1827–1887). Ein Vorkämpfer neuen biologischen Denkens in Deutschland. – Lebensdarstellungen Deutscher Naturforscher, **14**, 151 S., Akad. der Naturf. Leopoldina, Leipzig.

McRoberts, C. (2008): Rhaetian Bivalves and the Norian / Rhaetian Boundary. – In: Krystyn, L. & Mandl, G.W. (Hrsg.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events: Meeting of the late IGCP 467 and STS Abstracts and Excursion-Guide September, 28th– October, 2nd 2008, Bad Goisern (Upper Austria). – Ber. Geol. B.-A., **76**, 41–44, Wien.

Murchison, R. I. (1849): On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians: Quarterly Journal of the Geological Society (London), **5**, 157–312, London.

Nolden, S. (2007): The letters of Ferdinand von Hochstetter to Julius von Haast: An Annotated Scholarly Edition: a thesis submitted in fulfilment of the requirements for the degree of doctor of philosophy. – XIV + 500 S., Auckland.

Obručev, V. & Zotina, M. (1937): Eduard Süss – Zhizn Zamechatelnikh Lyudei, Nr. 1, Zhurnalno-Gazetnoe Obiedinenie, 231 S., Moskva.

Oppel, A. (1853): Der Mittlere Lias Schwabens. – 92 S., Stuttgart (Ebner & Seubert).

Oppel, A. (1858a): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwest Deutschlands. – IV + 857 S., Stuttgart (Ebner & Seubert).

Oppel, A. (1858b): Weitere Nachweise der Kössener Schichten in Schwaben und Luxemburg. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **26**, 7–13, Wien.

Oppel, A. & Suess, E. (1856): Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **21**, 535–549, Wien.

Organ, M. (1998): 'Österreich in Australien': Ferdinand von Hochstetter and the Austrian *Novara* Scientific Expedition 1858–1859. – Hist. Rec. of Australian Sc., **12**, 1–13, Melbourne.

Pajaud, D. (1970): Monographie des Thécidées (Brachiopodes). – Mém. de la Soc. Géol. de France, nouv. sér., **49**, Mém. 112, 349 S., Paris.

Partsch, P. (1851): Katalog der Bibliothek des k. k. Hof-Mineralien-Cabinets. – V + 232 S., Wien (Braumüller).

Pestal, G., Hejl, E., Braunstingl, R. & Schuster, R. (Red.) (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 mit Erläuterungen. – 1 Bl., 162 S., Geol. B.-A., Wien.

Petrascheck, W.E. & Hamann, G. (Hrsg.) (1985): Franz von Hauer: Reiseberichte über eine mit Moriz Hörnes im Sommer 1848 unternommene Reise nach Deutschland, Frankreich, England und der Schweiz mit einer Subvention der Akademie der Wissenschaften zwecks Studien über geologische Landesaufnahmen. – Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, **43**. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Phil.-Hist. Kl., **461**, 87 S., Wien.

Popper, K.R. (1933): Ein Kriterium des empirischen Charakters theoretischer Systeme (Vorläufige Mitteilung). – Erkenntnis, **3** (Annalen der Philosophie, **11**), 426–427, Leipzig.

Popper, K.R. (1935): Logik der Forschung. – VI + 248 S., Wien (Springer).

Portlock, J.E. (1843): Report on the Geology of the County of Londonderry, and of Parts of Tyrone and Fermanagh. – XXXI + 784 S., London.

Quenstedt, F.A. (1851): Das Flötzgebirge Württembergs. Mit besonderer Rücksicht auf den Jura, zweite mit Register und einigen Verbesserungen vermehrte Ausgabe. – VIII + 578 S., Tübingen (Verlag der H. Laupp'schen Buchhandlung).

Quiring, H. (1959): Emmrich, Hermann Friedrich. – Neue Deutsche Biographie, **4**, 486–487. Onlinefassung: http://www.deutsche-biographie.de/pnd117500259.html [abgerufen am: 12.09.2014]

R.E. (1885): [Nachruf auf Thomas Davidson ohne Titel]. – Proc. of the Royal Soc. of London, **39**, 8–11, London.

Riche, A. (1904): Étude stratigraphique et paléontologique sur la zone à *Lioceras concavum* du Mont d'Or Lyonnais. – Annales de l'Université de Lyon, **1**/14, 221 S., Lyon.

Riedl-Dorn, C. & Seidl, J. (2001): Zur Sammlungs- und Forschungsgeschichte einer Wiener Naturwissenschaftlichen Institution – Briefe von Eduard SUESS an Paul Maria PARTSCH, Moriz HOERNES, Ferdinand HOCHSTETTER und Franz STEINDACHNER im Archiv für Wissenschaftsgeschichte am Naturhistorischen Museum in Wien. – Mitt. Österr. Ges. f. Wissenschaftsgeschichte, **21**, 17–49, Wien.

Rübel, E. (1946): Arnold Escher von der Linth (1807–1872): Festschrift zur 200-Jahr-Feier der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich – Geschichte der Naturforschenden Gesellschaft und 50 Jahre Naturwissenschaftliche Forschung in Zürich (1896–1946), 71–72, Zürich (Gebrüder Fretz AG).

Rudio, F. (1896): Arnold Escher von der Linth. – Festschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1746–1896, 89–91, Zürich (Zürder & Furrer).

Rulleau, L. & Rouselle, B. (2005): Le Mont d'Or – Une Longue Histoire Inscrite dans la Pierre. – 251 S., Lyon.

Sampson, G.V. (1802): Statistical Survey of the County of Londonderry, with Observations on the Means of Improvement; drawn up for the consideration and under the direction of the Dublin Society. – 509 + 42 S., Dublin (Graisberry and Campbell).

Schafhäutl, C.E.F. v. (1851): Über einige neue Petrefakten des Südbayern'schen Vorgebirges. – Neues Jb. für Min., Geogn., Geol. u. Petrefaktenk., **1854**, 407–421, Taf. VII, Heidelberg.

Schmidt, M. (1981): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt 7421 Metzingen. – III + 190 S., Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

Schmidt, M. (1998): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Blatt 7420 Tübingen. – 1 Bl., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg im Breisgau.

Schmidt, M. (2005): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt 7420 Tübingen. – IV + 216 S., Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

Schweigert, G. (2008): Wenn sich Genie und Fleiß verbinden – Albert Oppel (1831–1865). – Fossilien, **2008**/2, 90–98, Korb.

Seidl, J. (2002): Die Verleihung der außerordentlichen Professur für Paläontologie an Eduard Sueß im Jahre 1857 – Zur Frühgeschichte der Geowissenschaften an der Universität Wien. – Wiener Geschichtsblätter, **57**, 38–61, Wien.

Seidl, J. (Hrsg.) (2009): Eduard Suess und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – Schriften des Archivs der Universität Wien, **14**, 430 S., Göttingen.

Şengör, A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of Perm-Triassic Tethys and its implications. – Nature, **279**/5714, 590–593, London.

Şengör, A.M.C. (1982a): The classical theories of orogenesis. – In: Miyashiro, A., Aki, K. & Şengör, A.M.C.: Orogeny, 1–48, Chichester (John Wiley & Sons). (Für eine deutsche Übersetzung siehe: Şengör, A.M.C. (1985): Klassische Gebirgsbildungstheorien. – In: Miyashiro, A., Aki, K. & Şengör, A.M.C.: Orogenese – Grundzüge der Gebirgsbildung, 11–50, Wien (Deuticke).

Şengör, A.M.C. (1982b): Eduard Sueß' relations to the pre-1950 schools of thought in global tectonics. – Geol. Rundschau, **71**, 381–420, Stuttgart.

Şengör, A.M.C. (1991): Timing of orogenic events: a persistent geological controversy. – In: Müller, D.W., McKenzie, J.A. & Weissert, H. (Hrsg.): Modern Controversies in Geology, 405–473, London.

ŞENGÖR, A.M.C. (1996): Eine Ergänzung der Carlé'schen Liste der Veröffentlichungen von Hans Stille und einige Schlüsse: Ein Beitrag zur Geschichte und Philosophie der tektonischen Forschung. – Zentralbl. f. Geol. u. Paläont., **9/10** (1994), 1051–1106, Stuttgart.

ŞENGÖR, A.M.C. (1998): Die Tethys: vor hundert Jahren und heute. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**, 5–177, Wien.

ŞENGÖR, A.M.C. (2000): Die Bedeutung von Eduard Sueß (1831–1914) für die Geschichte der Tektonik. – Ber. Geol. B.-A., **51**, 57–72, Wien.

ŞENGÖR, A.M.C. (2003): The Large Wavelength Deformations of the Lithosphere: Materials for a history of the evolution of thought from the earliest times to plate tectonics. – Geol. Soc. of America Mem., **196**, 347 S., Boulder.

ŞENGÖR, A.M.C. (2005): Une Autre Histoire de la Tectonique: Leçons Inaugurales du Collège de France. – 79 S., Paris.

ŞENGÖR, A.M.C. (2009a): Einleitung. – In: OBRUČEV, V.A. & ZOTINA, M.: Eduard Sueß 1937. – Ber. Geol. B.-A., **63**, 4–16, Wien.

ŞENGÖR, A.M.C. (2009b): Warum wurde Sueß zum Tektoniker? – In: SEIDL, J. (Hrsg.): Eduard Sueß und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – Schriften des Universitätsarchivs Wien, **14**, 275–294, Göttingen.

ŞENGÖR, A.M.C. & ATAYMAN, S. (2009): The Permian Extinction and the Tethys: An Exercise in Global Geology. – Geol. Soc. of America, Spec. Pap., **448**, X + 96 S., Boulder.

ŞENGÖR, A.M.C., ATAYMAN, S. & ÖZEREN, S. (2009): A scale of greatness and causal classification of mass extinctions: Implications for mechanisms. – Proc. Nat. Acad. Sc. USA, **105**, 13736–13740, Washington D.C.

SIBLÍK, M. (1998): A Contribution to the Brachiopod Fauna of the "Oberrhätkalk" (Northern Calcareous Alps, Tyrol-Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 73–95, Wien.

SIMON, T. (2005): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt 7321 Filderstadt. – VI + 160 S., Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergb., Freiburg im Breisgau.

SMITH, W. (1815): A Memoir to the Map and Delineation of the Strata of England and Wales, with Part of Scotland. – X + 51 S., London (John Carey).

SMYTH, W.W. (1867): The Anniversary Address of the President. – Quart. J. of the Geol. Soc. of London, **23**, part the first, XXIX–LXXIV, London.

SPEDDING, J., ELLIS, R.L. & HEATH, D.D. (Hrsg.) (1863): The Works of Francis Bacon, Bd. I. – 539 S., Cambridge (University Press).

SPERLING, T. (2001): Carl Wilhelm von Gümbel – Leben und Werk des bedeutendsten Geologen Bayerns. – 204 S., München.

STILLE, H. (1940): Einführung in den Bau Amerikas. – XX + 717 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).

SUESS, E. (1851a): [Sitzungsprotokoll ohne Titel]. – Ber. Mitt. Freund. Naturw. Wien, **7**, 124–125, Wien.

SUESS, E. (1851b): Über böhmische Graptolithen. – Naturwissenschaftliche Abhandlungen, gesammelt und durch Subscription herausgegeben von Wilhelm Haidinger, Bd. **4**, 87–134, Taf. VII–IX, Wien.

SUESS, E. (1851c): Über ein neues Brachiopodengeschlecht Merista. – Verh. Geol. R.-A., **1851**, 150, Wien.

SUESS, E. (1852a): Ueber die Brachiopoden der Hierlatzer-Schichten. – Jb. Geol. R.-A., **3**, 171, Wien.

SUESS, E. (1852b): Ueber Terebratula diphya. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **8**, 553–567, Taf. 1, Wien.

SUESS, E. (1852c): Brachiopoden der Kössener Schichten. – Jb. Geol. R.-A., **3**, 180–181, Wien.

SUESS, E. (1852d): Brachiopoden von Pitulat in Banat und Belemnitella mucronata bei Nikolsburg. – Jb. Geol. R.-A., **3**, 129, Wien.

SUESS, E. (1853a): Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **10**, 283–287, Wien.

SUESS, E. (1853b): Zur Kenntnis des Stringocephalus Burtini Defrance. – Verh. Zoolog.-Botan. Ver. Wien, **3**, 155–164, Wien.

SUESS, E. (1854a): Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. – Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **7**, Abt. 2, 29–65, Wien.

SUESS, E. (1854b): Über die Brachialvorrichtung bei den Thecideen. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **11**, 991–1006, Wien.

SUESS, E. (1855a): Notice sur l'appareil brachial des Thécidées. – Traduit de l'Allemand par M. le Comte F.A. de Marshall et Observations sur le Méme Sujet; par M. Eugène Deslongchamps. – Extrait du vol. **10** des Mémoires de la Société Linnéenne de Normandie, 22 S., Taf. IV (aus Versehen als Pl. III gedruckt), V, Caën (A. Hardel).

SUESS, E. (1855b): Über Meganteris, eine neue Gattung von Terebratuliden. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **18**, 51–64, Wien.

SUESS, E. (1855c): Über die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. – Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **9**, 32–38, Wien.

SUESS, E. (1856a): [Beitrag ohne Titel über Versteinerungen aus den bayerischen Alpen]. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 378–382, Wien.

SUESS, E. (1856b): [Sitzungsprotokoll: Über den geologischen Horizont der Kössener Schichten]. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **8**, 529–530, Hannover.

SUESS, E. (1857): Das Dachsteingebirge von Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennsthale. – In: HAUER, F. v.: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitz.-ber. Akad. Wiss., Math.-Nat.-wiss. Cl., **25**, 300–313, Wien.

SUESS, E. (1862): Hofrath Bronn's Ansichten von der Entwicklung des Thierreiches. – Schrift. d. Ver. f. Verbr. Naturwiss. Kennt., **1**, 111–148, Wien.

SUESS, E. (1865): Ueber den Staub Wiens und den sogenannten Wiener Sandstein. – Schrift. d. Ver. f. Verbr. Naturwiss. Kennt., **4**, 271–280, Wien.

SUESS, E. (1888): Das Antlitz der Erde: Zweiter Band. – 703 S., Prag (Tempsky).

SUESS, E. (1902): Abschieds-Vorlesung des Professor Eduard Suess bei seinem Rücktritte vom Lehramte. Gehalten am 13.Juli 1901 im geologischen Hörsaale der Wiener Universität. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **14**, 1–8, Wien.

SUESS, E. (1904): Preface by the Author. – In: SUESS, E.: The Face of the Earth (Das Antlitz der Erde), translated by Hertha B.C. Sollas under the direction of W.J. Sollas, **I**, iii–vii, Oxford (Clarendon Press).

SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig (S. Hirzel).

TIETZE, E. (1900): Franz v. Hauer. Sein Lebensgang und seine wissenschaftliche Thätigkeit. Ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie. – Jb. Geol. R.-A., **49**, 679–827, Wien.

TIETZE, E. (1917): Einige Seiten über Eduard Sueß – Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie. – Jb. Geol. R.-A., **66**, 333–556, Wien.

TOBIEN, H. (1981): Oppel, Albert. – In: GILLISPIE, C.C. (Hrsg.): Dictionary of Scientific Biography, Bd. **9**, 211–212, New York.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nordlichen Kalkalpen (Monographie der Nördlichen Kalkalpen Teil II). – XV + 580 S., Wien (Franz Deuticke).

TOLLMANN, A. (1989): Eduard-Sueß-Feier der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zu seinem 75. Todestag. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **82**, 1–17, Wien.

TRÜMPY, R. (1983): Historisches. – In: FUNK, H.-P., LABHART, T., MILNES A.G., PFIFFNER, O.A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMIDT, S.M. & TRÜMPY, R.: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **76**, 101–104, Lausanne.

TRÜMPY, R. (1991): The Glarus nappes: a controversy of a century ago. – In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Hrsg.): Modern Controversies in Geology (Hsü-Festschrift), 385–404, London (Academic Press).

WAAGEN, W. (1887a): Salt Range Fossils, v. I: Productus Limestone Fossils. – Mem. of the Geol. Surv. of India – Palæontologia Indica, XIII + 998 S., Geol. Surv. of India, Calcutta.

WAAGEN, W. (1887b): Salt Range Fossils, v. I: Productus Limestone Fossils – Memoirs of the Geological Survey of India – Palæontologia Indica, 128 Plates, Geol. Surv. of India, Calcutta.

WÄHNER, F. (1886): Zur heteropischen Differenzirung des Alpinen Lias. – Verh. Geol. R.-A., **1886**, 168–176, Wien.

WARRINGTON, G. (1997): Penarth Group-Lias Group succession, (Late Triassic-early Jurassic) in the East Irish Sea Basin and neighbouring areas: a stratigraphical review. – In: MEADOWS, N.S., TRUEBLOOD, S.P., HARDMAN, M. & COWAN, G. (Hrsg.): Petroleum Geology of the Irish Sea and Adjacent Areas. – The Geological Society London, Spec. Publ., **124**, 33–46, London.

WINKLER, G.G. (1861): Der Oberkeuper, nach Studien in den bayrischen Alpen. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **13**, 459–521, Taf. 5–9, Hannover.

WOLKERSDORFER, C. (2005): Geologische Verhältnisse des Montafons und angrenzender Gebiete. – In: ROLLINGER, J.M. & ROLLINGER, R. (Hrsg.): Montafon 1. Mensch – Geschichte – Naturraum – Die Lebensweltlichen Grundlagen, 25–55, Literatur: 318–331, Höfle–Dornbirn–Schruns.

WRIGHT, T. (1878): Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands – Part First: The Lias Formation. – The Palæontographical Society, London, **1878**, 48 S., London.

YIN, J. & MCROBERTS, C.A. (2006): Latest Triassic-earliest Jurassic bivalves of the Germig Formation from Lanongla (Tibet, China). – J. of Paleont., **80**, 104–120, Tulsa.

ZITTEL, K.A. (1899): Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. – Geschichte der Wissenschaften in Deutschland: Neuere Zeit, **23**, 869 S., München–Leipzig (Oldenbourg).

Eingelangt: 12. September 2014, Angenommen: 22. Dezember 2014

ANHANG I (alle Kursivschriften sind im Original)

Protokoll *über die Sitzung der mineralogisch-geognostischen Section* vom 25. Juli 1854, morgens 7 Uhr

Präsident: Hr. Rathsherr P. *Merian* von Basel.

Sekretär: Hr. Dr. Ernst *Stizenberger* von Konstanz

...

Bergrath v. *Hauer* aus Wien spricht nun über zwei Schichten, die man in den österreichischen Alpen findet und dem Lias beizählt.

Die erstere—Adnether-Schicht—im Vorarlberg auftretend, besteht aus rothen, dünngeschichteten Kalksteinen auf den sogenannten Gervillien—oder Kössener—schichten aufliegend.

Die zweite (Hierlaz-) Schicht kömmt auf dem Plateau des Dachsteins vor, ist sehr fossilreich, namentlich durch viele Cephalo-Brachopoden und Bivalven ausgezeichnet, von der obigen Schicht, die nur Ammoniten enthält, etwas verschieden und als andere Facies derselben zu betrachten.

Die Petrefakten finden sich in beiden Ablagerungen der Art untermengt, dass sie nicht in eine der allgemeiner angenommenen Abtheilungen des Lias passen. In den Adnether-Schichten kommen neben den Arieten, die auf Lias schliessen lassen würden, Capricorni und Heterophylli des obern Lias vor, ebenso Falciferi.

Gleiche Eigenthümlichkeit zeigt die Hierlaz-Schicht, die auf dem mit den Kössenerschichten identischen Dachsteinkalk aufliegt. Sie hat mehr Ammoneen als Adneth und ausser diesen zahlreiche andere Conchylien. Damit stimmen die Lias-Ablagerungen von Spezzia überein. Man kann alle diese Schichten als oberer Lias ansehen, während man den Dachsteinkalk und die Kössener-Ablagerungen als untere Lias ansieht.

Präsident bemerkt hiezu, dass im Vorarlberg ausgezeichneter Lias auftrete, der gewiss auch reich an Petrefacten sei; aber ihm scheine , dass die Petrefacten ziemlich gemischt an den einzelnen Orten vorkommen, doch lasse sich häufig gewisse Aenlichkeit der Schichten mit schon aufgestellten herausfinden.

Die untern Schichten der Spüleralp entsprechen dem unteren Lias. Etwas weiter entfernte Schichten entsprechen Adneth. Vielleicht sind beide Schichten nahe verwandt. Am Comersee treten rothe Ammoniten-Kalke des Lias auf, die höher als die vorigen Schichten sind. Auf den Gervillien-Schichten des Vorarlbergs liegen erst unterer Lias, ebenso am Comersee bei Mendrisio, bei Arzo. In den hintern Brüchen an letzterem Orte dagegen kommen Heterophylli vor. Die rothen Kalke dieser Gegenden sind dem obern Lias zuzuzählen. Ueberhaupt müssen sich mit der Zeit Analogien unseres Juras mit den Alpen herausfinden lassen.

Hiezu bemerkt *Sueß*, dass in Wien Petrefacten vom Monte Generoso angekommen seien, die ganz mit den Kössener übereinstimmen.

Präsident äussert darauf, dass diese Petrefacten den Schichten über den Gervillienformationen angehören.

Sueß glaubt dass wenigstens keine Zwischenglieder zwischen diesen und den spiriferreichen Kössenerschichten vorkommen.

Präsident sagt, dass im petrographischen Sinne bedeutende Zwischenlager da seien, allein diese wegen Petrefactenmangel ununterscheidbar seien.“ (Anonym, 1854: 38–40).

Kommentar: Zur Zeit dieses Gesprächs hatte Sueß bereits die Brachiopoden der Kössener Schichten studiert und war mit ihrer Geologie eng vertraut (Suess, 1853a; insbesondere: Suess, 1854a: Einleitung). Wir sehen bei ihm bereits eine gute Kenntnis der oberen Trias und des Lias. Von dem, was Franz von Hauer in St. Gallen vortrug, sieht man ferner, dass die k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien auch die liassischen Gebiete in den Ostalpen in ihre Forschungstätigkeit einbezogen hatte.

Sueß muss auch ein lebhaftes Interesse gezeigt haben, was Peter Merian über Vorarlberg sagte, so dass Escher und Merian ihn über den Säntis (siehe Anhang II unten) zu den Trias/Jura-Grenzschichten im Montafontal in Vorarlberg führten. Diese persönliche Führung besagt auch viel darüber, wie tief die beiden großen Schweizer Meister von dem 23-jährigen Österreicher Sueß beeindruckt gewesen sein müssen. Im Lichte des Gesagten, siehe auch Anhänge II und III.

ANHANG II

Die Ereignisse der Reise von St. Gallen nach Vorarlberg im Juli 1854: Arnold Escher von der Linth (damals 47 Jahre alt), Peter Merian (damals 59 Jahre alt), Eduard Sueß (damals 23 Jahre alt). ESCHER (1854: 519–520):

„Herr Escher von der Linth an Herrn Weiss, Zürich den 5. November 1854

Bei Anlass meiner Excursion auf die Scesa plana interessirt es Sie vielleicht zu vernehmen, dass Herr Ratsherr Merian bei nochmaliger genauer Vergleichung der für *Cardita crenata* gehaltenen Muschel (*Cardium austriacum* v. HAUER) mit der wahren *Cardita crenata* von St. Cassian selbst allendings immer einen kleinen Unterschied gefunden hat, so dass *Cardium austriacum*, freilich wunderlich genug, nicht so fest ident imt *Cardium* (*Cardita*) *crenatum* als vielmehr ein Doppelgänger der letztern wäre, und in etwas höherm Niveau vorkäme. Auf einer Excursion von St. Gallen nach Hall, die wir in Gesellschaft von Herrn Sueß gemacht, hat Letzterer sich überzeugt, dass die *Pterophyllum Jaegeri*, *Equisetites columnaris*, *Calamites arenaceus* enthaltenden Sandsteine Vorarlbergs wirklich wohl unzweifelhaft zum Keuper gehören und nicht zu den Grestener (Lias-) Schichten der Oesterreichischen Geologen. Als wir dann ob dem Herrenhaus von Hall zunächst über dem Salzgebirge und im Lafatsch-Thale ganz ähnliche keuperartige Gesteine wechseln sahn mit Schichten, in welchen nebst der eigentlichen *Cardita crenata* auch ein *Ammonites Joh. Austriae* sich vorfand und Herr Prinzinger uns eine ebenfalls in der Nähe gefundene Halobia Lommelii zeigte, drängte sich in uns Allen die Ueberzeugung auf, dass die wahren St. Cassianer Schichten sammt den die *Halobia Lommelii* und *Ammonites Globosi* enthaltenden lagen das marine Aequivalent eines Theils des Keupers seien und das Salzgebirge von Hall ebenfalls dem Keuper angehöre. — Die früher zum Theil streitige, jetzt aber allerseits anerkannte Schichtenfolge ist nun diese:

Adneter- und Hierlatz-Schichten (Lias)

Dachsteinkalk
und Kössener Schichten mit cardium austriacum.

Werden von den Oesterreichischen Geologen noch zum Lias

gezählt, während wir darin lieber eine marine Uebergangsfacies

zum Keuper erblicken möchten

Riesen-Oolith und Dolomit: bei Hall mit grossen Chemnitzia

Sind vermutlich ident den E s i n o - Schichten (Ostseite des Comer-Sees), wo ebenfalls grosse Chemnitzia, Natica, u. s. f.

Keuper-Sandstein und Schiefer: in Vorarlberg
mit *Pterophyllum Jaegeri* etc.

in Tyrol mit zwischenlagen, in denen *Cardita crenata* und

Ammonites Joh. Austriae, eigentliches St. Cassian

Salzgebirge von Hall.

Höchst wahrscheinlich ä l t e r als das Salzgebirge von Hall ist der ächte Muschelkalk der Bergamasker Thäler. Ob die *Posidon. Clarae*, *Naticella costata* u. s. f. enthaltenden Schichten aber, nach der Ansicht der Oesterreichischen Geologen dem bunten Sandstein parallel stehen oder aber in Italien ü b e r dem Muschelkalk liegen und also ebenfalls noch zum Keuper gehören bedarf noch weiterer Untersuchung, zu der ich leider in diesem Herbste die Zeit nicht mehr fand."

Kommentar: Zunächst muss gesagt werden, dass nach dem Inhalt dieses Briefes es fast sicher scheint, dass Franz v. Hauer an dieser Reisegesellschaft von St. Gallen bis nach Hall nicht teilgenommen hatte, da er von Escher anlässlich einer Diskussion, an der Hauer sehr interessiert gewesen wäre, gar nicht genannt wird. So scheint die Vermutung von KLEMUN (2009: 310), „Dass Sueß Hauer in seinen Erinnerungen bezüglich der Rückkehr an keiner Stelle mehr nannte, sondern nur Merian und Escher, lag wohl an der Erzählstrategie seiner Autobiografie, die ihn selbst in den Mittelpunkt zu setzen hatte" mehr von der Intrigesliebe der Historiker als von den Tatsachen zu stammen. Wenn Sueß tatsächlich von Hauers Beteiligung an der gemeinsamen Exkursion aus erzählstrategischen Gründen unterdrückt hätte, wäre so etwas ganz untypisch für seinen großzügigen und wahrlich bescheidenen Charakter gewesen.

Zweitens erfahren wir nochmals die hohe Autorität, die Sueß' Ansichten bei solchen großen zeitgenössischen Geologen wie Escher und Merian genossen hatte, als er noch 23 Jahre alt war. Mehr und mehr erhält man den Eindruck, dass Sueß bei der biostratigrafischen Korrelation der alpinen und außeralpinen Obertrias-Ablagerungen vielleicht die Hauptrolle spielte und dabei einen großen Beitrag für die Stratigrafie überhaupt leistete.

Hier liegt ein wichtiges Zeugnis vor uns, dass sich die Stratigrafie der oberen Trias in den Alpen bei dieser Exkursion weitgehend stabilisiert hatte. Diese Exkursion ist es gewesen, wie Sueß selbst in OPPEL & SUESS (1856) offen sagt, und in SUESS (1856b) implizit ist, welche er für die, was von Zittel als epochemachend bezeichnet gewesene Parallelisierung der alpinen und außeralpinen obertriadischen (und deshalb der triadischen überhaupt) Ablagerungen zu unternehmen, vorbereitet hatte.

ANHANG III

Weitere Auskunft über die Ereignisse der Reise von St. Gallen nach Vorarlberg im Juli 1854:

„Im Jahre 1854, als ich zum ersten Male die Schweiz besuchte, bestand eine ernste Meinungsverschiedenheit zwischen den beiden maßgebenden Geologen der Schweiz, Bernhard Studer [1794–1887] und Arnold Escher von der Linth. Sie bezog sich auf den Bau des hohen Berge der Kantone Glarus, St. Gallen und Appenzell, und Escher hat mir damals vom Säntis aus selbst seine Auffassung dargestellt.

Man sieht in den Tiefen des Linth- und des Sernftales und ansteigend bis zu den Gletschern der Clariden ein leichter zerstörbares, jüngeres Gebilde, bestehend aus Schiefer und Sandstein, den Flysch. Dieser wird in den genannten Tälern weithin überlagert von älteren Schichten. Studer anerkannte die Tatsache, wagte jedoch keine Erklärung. Der kühnere Escher meinte in den auflagernden Bergen zwei Hälften oder, wie er sagte, Flügel unterscheiden zu können. Der südliche Flügel würde vom Vorderrheintal her gegen Norden bis an die nördlichen Abhänge der nordöstlich vom Tödi sich hinziehenden hohen Berge (Vorab 3025 m, Piz Segnes 3120 m, davon getrennt Ringelspitz 3206m) den Raum einnehmen. Nördlich von diesen Abhängen erreicht man als ihre Unterlage den Flysch der bereits genannten Täler und nördlich vom Flysch den gegen Süden blickenden Rand des Nordflügels (Kärpfstock 2798m, Ruche 2613m, die gegen Pfäffers ziehenden Grauen Hörner 2817 m). Eschers Hypothese war, daß der mächtige Südflügel von Süden her und der kaum weniger mächtige Nordflügel von Norden her über den Flysch bewegt worden sei.“ (Suess, 1916: 422–423).

Kommentar: Erstens erfahren wir hier, dass die Reisegruppe über den Säntis gegangen war. Aber viel wichtiger ist die Tatsache, dass wenigstens Escher seinem jungen Begleiter die geologische Struktur der durchgewanderten Gebiete erklärte. Sueß hat von Escher Dinge gehört, die er damals von keinem anderen Menschen (vielleicht mit der Ausnahme der Gebrüder Rogers in den Vereinigten Staaten) hören konnte und diese Dinge bezogen sich auf die unerhörte Beweglichkeit von Gesteinsmassen in Gebirgen und zwar im horizontalen Sinne. Diese Erfahrungen blieben Sueß bis an das Ende seiner Tage. Konnte er alles, was der Schweizer Meister ihm erzählte sofort verwerten? Bestimmt nein, wie wir aus seiner sehr traditionellen Schilderung der Alpen noch in seinem Buch „Der Boden der Stadt Wien“ aus dem Jahr 1862 wissen. Aber in diesem Buch war der Gegenstand der Erörterung nicht die Alpen, sondern das Wiener Becken. Wenn er seinen Blick im Jahr 1868 zum ersten Mal auf die Gesamtheit der Alpen richtete, unterstrich er nur das Überwiegen der Bewegungen im horizontalen, aber von der Escher’schen Meinung weit abweichenden Sinne. Trotzdem, was er vom Säntis aus sah und von Escher hörte, muss einen Wirbelsturm in seinen Meinungen über das Verhalten der Gebirge ausgelöst haben (dazu siehe auch Klemun, 2009).

Was auch sehr interessant ist, ist seine damalige Meinung von Escher: Sueß stellt Escher als den kühneren, verglichen mit Eschers Freund und Kollegen Bernhard Studer. Dies war auch damals durchaus nicht die allgemeine Meinung. Escher galt als der begabtere Beobachter, aber schüchterne Denker. Was Sueß damals glaubte, war das Gegenteil bezüglich der Schüchternheit Eschers (er hatte in St. Gallen auch Studer kennengelernt: Suess, 1904: iii). Für ihn war Escher der kühnere Denker der beiden, was eigentlich der Wahrheit entspricht, aber er war zu bescheiden, um seine Ideen zu publizieren. Sueß muss sich an Escher ein Beispiel genommen haben, wie man sich in der Wissenschaft n i c h t verhalten soll! (Ich erinnere meine Leser daran, was Tietze, 1917: 345, darüber sagt: „Sueß hatte als Lehrer die Neigung, seine Schüler zu frühzeitigen Publikationen zu ermuntern. ... Jedenfalls ist er damit dem Beispiel seiner eigenen Vergangenheit treu geblieben.“)

Sueß gedachte dieser Reise, und ganz besonders Eschers, Jahre später auch in einem Brief an William Johnson Sollas (1849–1936), dem Herausgeber der englischen Übersetzung des *Antlitz der Erde*, dem er im Januar 1904 geschrieben hatte und Sollas als Vorwort zu der englischen Ausgabe verwendete (freie Übersetzung ins Deutsche von Şengör):

„Im Jahre 1854 lernte ich in der Schweiz Bernhard Studer und Arnold Escher von der Linth kennen. In all seiner Schlichtheit war Escher ein bemerkenswerter Mann. Er war einer derjenigen mit durchdringendem Blick, die, inmitten aller Mannigfaltigkeit einer Berglandschaft, die Hauptlinien ihrer Struktur mit Präzision zu erfassen imstande war. Er war grade mit dem großartigen Begriff hervorgekommen, unerhört unter den Meinungen jener Tagen, nämlich die Doppelfaltung bestimmter Teile der Alpen, der, seitdem, die Bezeichnung ‚Doppelfalte von Glarus’ erhalten hat. Studer stellte sich ihm entgegen. Solche Bewegungen der Gebirge, sagte er, war gegen die Natur und unerklärlich. Escher kümmerte sich nicht um Erklärungen, aber um Tatsachen.

Einige Jahre später habe ich das große Glück gehabt, mit Sir Charles Lyell bekannt zu werden, mit welchem ich, wie mit Escher, bis Ende seiner Tage freundliche Beziehungen gepflegt habe. Auf der einen Seite stand Sir Charles, der ruhige, überlegene Philosoph, der leuchtende Denker und klare Schreiber; auf der Anderen, der liebe, alte Escher, der seine bewunderungswürdige Entwürfe jeden anvertraute, aber jede Zeile, die er veröffentlichen musste, für ihn eine Qual war. Er fühlte sich vielleicht wirklich nur dann am Platze, als er in Schnee und Eis stand, als Wind seine grauen Haare durchlief und sein Auge ein Meer von Spitzen überblickte. Ich erwähne nur diese zwei wichtige Männer um die damalige Zeit zu charakterisieren, weil, in dem Gegensatz ihrer Eigenschaften, das ganze weite Feld der Tätigkeiten in unserer herrlichen Wissenschaft in den Blick gebracht wird.“ (Suess, 1904: iii–iv).

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 247–254 | Wien, Dezember 2014

Neue Archivmaterialien zu Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939)

Stefan Thurner*, Thomas Hofmann* & Albert Schedl*

2 Abbildungen

Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939)
Otto Ampferer (1875–1947)
„Ogilvie-Fonds"
Nachruf

Inhalt

Zusammenfassung 247
Abstract 247
Einleitung 248
Otto Ampferer und Maria Mathilda Ogilvie Gordon 248
Der Nachruf von Otto Ampferer. 250
Der autobiografische Brief von Maria Mathilda Ogilvie Gordon. 251
Ergänzende Bemerkungen 253
Dank 253
Literatur. 253

Zusammenfassung

Ein bislang unbekannter Nachruf auf Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939) von Otto Ampferer, der erstmals veröffentlicht wird, belegt einmal mehr deren Bedeutung als Geowissenschaftlerin, wie auch ihr soziales Engagement. Beleuchtet wird in diesem Zusammenhang auch der „Ogilvie-Fonds" der Geologischen Bundesanstalt. Ergänzend wird ein autobiografischer Brief Ogilvie Gordons aus dem Jahr 1916 publiziert.

New archival materials relating to Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939)

Abstract

An up to now unknown obituary of Maria Mathilda Ogilvie Gordon (1864–1939), written by Otto Ampferer, which is published here for the first time, shows her importance in the field of geosciences, as well as her social engagement. In this context, the „Ogilvie-Fonds" of the Geological Survey of Austria is highlighted. Additionally, an autobiographical letter from Ogilvie Gordon, dated 1916, is also published.

* Stefan Thurner, Thomas Hofmann, Albert Schedl: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. stefan.thurner@mail.com, thomas.hofmann@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at

Einleitung

Die vielfältigen Leistungen und die Bedeutung von Maria Ogilvie Gordon (1864–1939), sei es als Geowissenschaftlerin, wie auch als liberale Kämpferin für die Frauenrechte oder ihr soziales Engagement, wurden nach ihrem Ableben in einem ausführlichen, für den Erscheinungszeitpunkt äußerst mutigen Nachruf von Julius PIA (1940) gewürdigt. Pia zählte zum engeren Freundeskreis Ogilvie Gordons. Neben zahlreichen fachlichen Berührungspunkten und einer gemeinsamen Monografie (OGILVIE GORDON & PIA, 1940), die nach ihrem Ableben erschien, kommt das persönliche Naheverhältnis im Nachruf von PIA (1940: 185) klar zum Ausdruck: „*Meiner Familie und mir war Dame Maria Ogilvie Gordon seit Jahren eine wahre Freundin. Sie hat mich oft als einen der Ihrigen bezeichnet und an meinen wissenschaftlichen Erfolgen ebenso wie an meinen Prüfungen und Enttäuschungen stets von Herzen in diesem Sinn teilgenommen*."

In neuerer Zeit haben WACHTLER & BUREK (2007) die Verdienste der großen Geologin beleuchtet und in einem breiteren Kontext dargestellt. Auch die Südtiroler Publizistin Ingrid Runggaldier würdigt in ihrem Werk „Frauen im Aufstieg" Ogilvie Gordons Verdienste (RUNGGALDIER, 2011: 166–171).

Durch einen Zufallsfund bei systematischen Recherchen zur Rolle der Geologischen Bundesanstalt (GBA) bei der frühen Kohlenwasserstoffexploration, tauchte im Amtsarchiv der GBA ein achtseitiger (297 x 210 mm) handschriftlicher, nicht veröffentlichter Nachruf aus der Feder von Otto Ampferer auf. Das Schreiben trägt die Zahl 1023 aus 1940 und ging am 16. März 1940 ein (Original im Amtsarchiv, Karton „1940, 11-1200"). Dieser Nachruf (Abb. 1) wird nach knapp 75 Jahren nun veröffentlicht.

Otto Ampferer und Maria Mathilda Ogilvie Gordon

Im September-Oktober Heft (Nr. 9–10) der „Verhandlungen der Reichsstelle für Bodenforschung" für das Jahr 1939 findet sich am Beginn folgende Notiz: „*Am 24. Juni 1939 verstarb in London unser korrespondierendes Mitglied, die schottische Geologin, Dame M. Ogilvie Gordon, deren geologische Tätigkeit viele Jahre hindurch der Erforschung der Südtiroler Dolomiten gewidmet war. Ein ausführlicher Nachruf von Otto Ampferer wird später erscheinen*."

Zur Veröffentlichung des angekündigten Nachrufes war es jedoch nie gekommen. Der Grund dafür liegt in der Ablehnung seitens der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin. In einem kurzen Schreiben an „Herrn Bergrat Beck, Zweigstelle Wien" teilt Dr. Brockamp folgendes mit: „*Sehr geehrter Herr Bergrat Beck! Als Anlage reiche ich Ihnen das Manuskript über den Nachruf Maria Mathilda Ogilvie Gordon zu meiner Entlastung zurück. Eine Veröffentlichung findet nicht statt*." Damit liegt der schriftliche Beleg der Zensur seitens der übergeordneten Zentrale in Berlin vor.

Die Bedeutung Otto Ampferers (1875–1947) als Geologe wurde in zahlreichen Arbeiten wiederholt gewürdigt (z.B. SCHENK, 2008; KRAINER, 2007; KRAINER & HAUSER, 2007; FLÜGEL, 1980) und steht hier nicht im Vordergrund. Was Ampferers Verhältnis zu Ogilvie Gordon betrifft, so findet sich unter anderem im Nachruf von KLEBELSBERG (1947: 100) ein Satz, der belegt, dass Ampferer und Ogilvie Gordon zeitweise fachlich eng kooperierten: „*Als Berater der hochverdienten schottischen Geologin Mrs. M. Ogilvie-Gordon war Ampferer in den Jahren 1926, 1928 und 1935 auch in den Südtiroler Dolomiten geologisch tätig*."

Im Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für 1926 bemerkt Direktor Wilhelm Hammer: „*Oberbergrat Dr. Ampferer verwendete seinen sechswöchigen Urlaub zu einer geologischen Studienreise in Gesellschaft von Frau Dr. M. Ogilvie-Gordon in das Gebiet der westlichen Dolomiten von Südtirol. Begünstigt von gutem Wetter konnten dabei zahlreiche tektonisch interessante und meist prachtvoll aufgeschlossene Profile begangen und gemeinsam studiert werden. Die Aussprache mit der Haupterforscherin des Gebietes und der Vergleich mit den tektonischen Ausdrucksformen der Nordalpen waren vielfach von hohem Interesse*." (HAMMER, 1927: 7).

Bei diesem Ausflug konnte sich Ampferer ein Bild von der fachlichen Kompetenz Ogilvie-Gordons im Bereich der Dolomiten machen. Dieser Aufenthalt steht wohl im Zusammenhang mit ihrer großen Monografie über „*Das Grödener-, Fassa und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*" (OGILVIE GORDON, 1927). Im Vorwort zu dieser im April 1927 erschienenen Arbeit bedankt sie sich zum einen bei Direktor Hammer und zum anderen bei Oberbergrat Ampferer, dem Schriftleiter der Abhandlungen, für die Aufnahme des Werkes in die Reihe der Abhandlungen: „*Im Sommer 1926 hatte ich die Gelegenheit, mit Herrn Dr. Ampferer einen großen Teil des Gebietes noch einmal zu besuchen*."

Dem Jahresbericht für 1927 ist zu entnehmen (HAMMER, 1928: 2): „*Frau Dr. M. Ogilvie-Gordon wurde in Anerkennung ihrer Verdienste um die geologische Erschließung der Südtiroler Dolomiten und die Förderung der Publikationen der Anstalt zum Korrespondenten* [sic!] *der Anstalt ernannt.*"

Was „*die Förderung der Publikationen der Anstalt*" betrifft, so könnte hier wohl zum Ausdruck kommen, dass die Verfasserin die Druckkosten übernommen hatte; demnach könnte die Ernennung zur Korrespondentin ein Ausdruck des Dankes der GBA sein, denn im Jahresbericht für 1927 (HAMMER, 1928: 10) wird bemerkt: „*Die Herausgabe dieses monumentalen Werkes, das auch in der Fachpresse sehr anerkennende Besprechung gefunden hat, war nur dadurch möglich, daß die Autorin die Kosten des Druckes ganz auf sich nahm. Die schwierige Leitung der Drucklegung lag in den Händen von Oberbergrat Dr. Ampferer*."

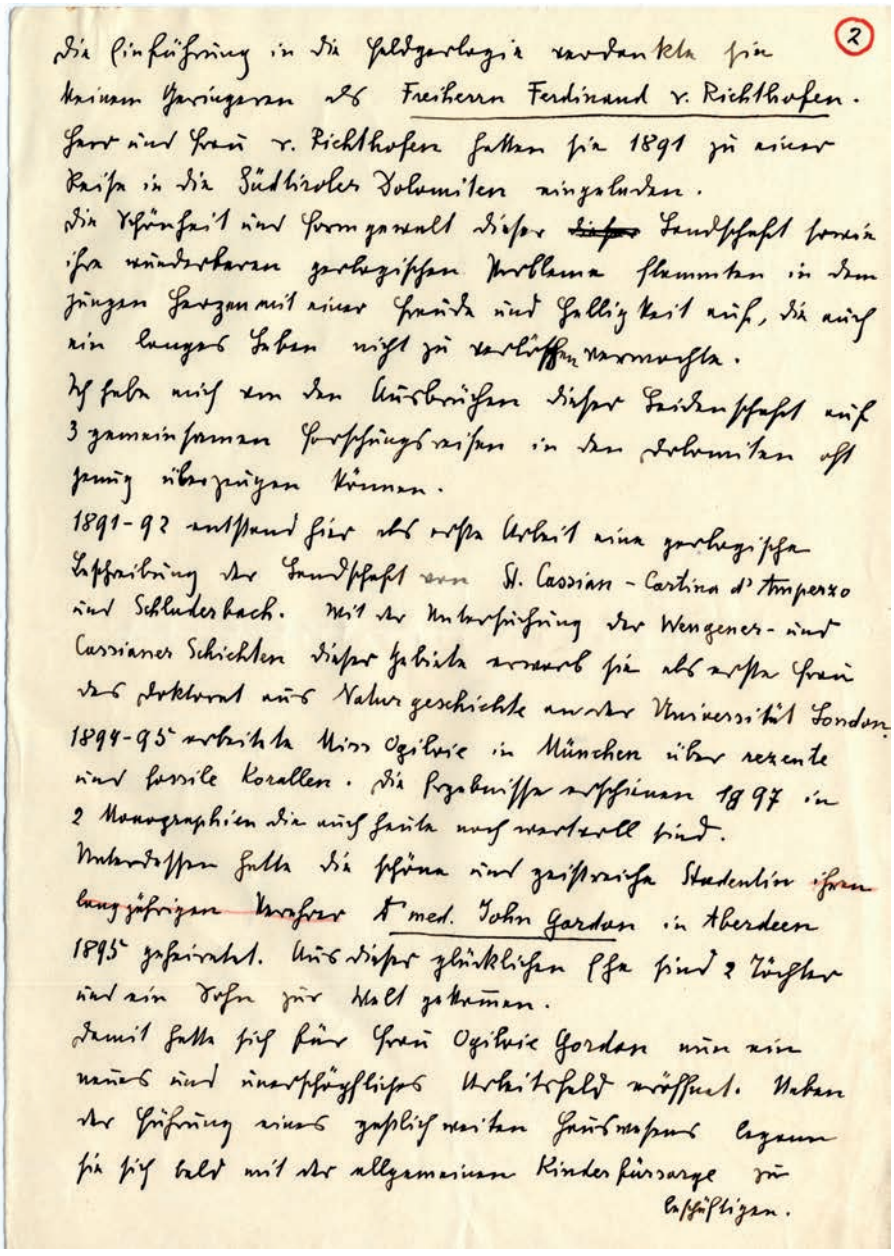
Die Fremdfinanzierung des Druckes war Auslöser für die Gründung des „Ogilvie-Fonds" an der GBA. Rechtlich liegt der Ministerialerlass vom 29. April 1927, Zahl 11.156/1927, zugrunde, der verfügt, dass die Einnahmen aus dem Verkauf von Band 24 zum Preis von 90 Schilling / Band der Abhandlungen nicht an die Staatskasse abzuführen sind, sondern zur Gänze zur Förderung der Druckschriften der Geologischen Bundesanstalt verwendet werden dürfen (Abschrift im Amtsarchiv der GBA; Zahl 458 von 1927). „*Diese unter dem Sammelwort: Ogilvie-Fonds gebuchten Einnahmen betrugen im Jahre 1927 1020 Schilling, welcher Betrag im Jahre 1928 seiner Verwendung zugeführt*

werden wird." (HAMMER, 1928: 26). Auch in den Folgejahren (HAMMER, 1929: 27, 1930: 30) wird über den „Ogilvie-Fonds" berichtet. Bis zum Jahr 1932 ist der Fonds im Jahresbericht der GBA nachweisbar, zuletzt bemerkt HAMMER (1933: 23): „*Von den Einnahmen des Ogilviefonds (siehe Jahresbericht 1927) standen zu Beginn des Jahres 1932 S 1407.23 zur Verfügung. Dazu kam noch im Jahre 1932 eine Einnahme von S 138.75. Mit Rücksicht auf die gekürzte Druckschriftendotation des Jahres 1932 wurde der Gesamtbetrag zur Deckung der Druckkosten des Jahrbuches herangezogen*."

Dem Jahresbericht 1934 (HAMMER, 1935: 4) ist der Hinweis auf weitere Studienreisen von Ampferer zu entnehmen: „*Hofrat Dr. O. Ampferer unternahm in seiner Urlaubszeit zwei geologische Studienreisen. Die erste, kürzere, führte in Begleitung von Frau Dr. M. M. Ogilvie-Gordon in das Gebiet der Tofanagruppe in den Südtiroler Dolomiten, die zweite, längere, in das Gebiet des Vorder Rheintales und der südlichen Glarner Alpen. Beide Reisen gingen tektonischen Fragen nach*."

Eine andere Passage belegt einen längeren Aufenthalt von ihr an der GBA (HAMMER, 1935: 10): „*Zu längerem Studienaufenthalt verweilten folgende Forscher an der Bundesanstalt: Frau Dr. M. M. Ogilvie-Gordon aus London, ….*". Der Grund war wohl die Fertigstellung ihrer geologischen Karte (OGILVIE GORDON, 1934a) im Zusammenhang mit ihrer großen Arbeit im Jahrbuch der GBA (OGILVIE GORDON, 1934b). Hierzu bemerkt HAMMER (1935: 15): „*Zur geologischen Karte von Cortina d'Ampezzo und Gadore von Ogilvie-Gordon wurde für die Anschlußkarte die Topographie für die Reproduktion ausgeführt, ferner zur kompletten Karte die geologischen Formationskonturen in Tusche ausgeführt und für den Farbendruck ein Original hergestellt, sowie eine größere Profiltafel, 1 tektonische Kartentafel und zahlreiche Profile in Tusche gezeichnet*."

Dass Ampferer einen Nachruf (Abb. 1) auf Ogilvie Gordon verfasste, scheint in diesem Kontext nicht nur verständlich, sondern nahezu logisch.



2

Die Einführung in die Feldgeologie verdankte sie keinem Geringeren als Freiherrn Ferdinand v. Richthofen. Herr und Frau v. Richthofen hatten sie 1891 zu einer Reise in die Südtiroler Dolomiten eingeladen.
Die Schönheit und Formgewalt dieser ~~dieser~~ Landschaft sowie ihre wunderbaren geologischen Probleme flammten in dem jungen Herzen mit einer Freude und Helligkeit auf, die auch ein langes Leben nicht zu verlöschen vermochte.
Ich habe mich von den Ausbrüchen dieser Leidenschaft auf 3 gemeinsamen Forschungsreisen in den Dolomiten oft genug überzeugen können.
1891-92 entstand hier als erste Arbeit eine geologische Beschreibung der Landschaft von St. Cassian - Cortina d'Ampezzo und Schluderbach. Mit der Untersuchung der Wengener- und Cassianer Schichten dieser Gebiete erwarb sie als erste Frau das Doktorat aus Naturgeschichte an der Universität London.
1894-95 arbeitete Miss Ogilvie in München über rezente und fossile Korallen. Die Ergebnisse erschienen 1897 in 2 Monographien die auch heute noch wertvoll sind.
Unterdessen hatte die schöne und geistreiche Studentin ihren langjährigen Verehrer Dr med. John Gordon in Aberdeen 1895 geheiratet. Aus dieser glücklichen Ehe sind 2 Töchter und ein Sohn zur Welt gekommen.
Damit hatte sich für Frau Ogilvie Gordon nun ein neues und unerschöpfliches Arbeitsfeld eröffnet. Neben der Führung eines gastlich weiten Hauswesens begann sie sich bald mit der allgemeinen Kinderfürsorge zu beschäftigen.

Abb. 1.
Nachruf (Seite 2) von Otto Ampferer auf Maria Mathilda Ogilvie Gordon.

Der Nachruf von Otto Ampferer

[Transkription]

Maria Mathilda Ogilvie Gordon †

Ein seltsam glückhaftes und inhaltsreiches Leben fand am 24. Juni 1939 in London mit dem Tode der schottischen Geologin und Frauenführerin Dame Maria Mathilda Ogilvie Gordon seinen irdischen Abschluss.

Sie wurde am 30. April 1864 in Aberdeenshire in NO Schottland geboren und ihr langer Lebensweg führte sie vielfach in die Alpen und nach Wien, wo sie seit 1900 in den Schriften der K.K. Geol. Reichsanstalt, später der Geolog. Bundesanstalt einen Hauptteil ihrer geologischen Werke veröffentlicht hat.

Dame Maria M. Ogilvie Gordon entstammte einem alten schottischen Adelsgeschlechte, von dem sie vielfache Begabung strenge Lebensführung, eisernen Willen und hohe Lebensziele als Erbgüter übernommen hatte.

Ihr Vater war Geistlicher und als Reformator des schottischen Schulwesens sehr bekannt. Ihre sorgfältige wissenschaftliche Ausbildung erhielt sie teils in Edinburgh und London, teils in Berlin und München, wo F. v. Richthofen, Zittel, Hertwig und Rothpletz besonderen Einfluss gewannen.

Für die Leistungen des deutschen Volkes hatte sie schon von Jugend auf sehr viel Anerkennung und Bewunderung übrig. In München war sie dann endgültig in den Bannkreis von Palaeontologie und Geologie geraten.

Die Einführung in die Feldgeologie verdankte sie keinem Geringeren als Freiherrn Ferdinand v. Richthofen. Herr und Frau v. Richthofen hatten für 1891 zu einer Reise in die Südtiroler Dolomiten eingeladen.

Die Schönheit und Formgewalt dieser Landschaft sowie ihre wunderbaren geologischen Probleme flammten in dem jungen Herzen mit einer Freude und Helligkeit auf, die auch ein langes Leben nicht zu verlöschen vermochte.

Ich habe mich von den Ausbrüchen dieser Leidenschaft auf 3 gemeinsamen Forschungsreisen in den Dolomiten oft genug überzeugen können.

1891-92 entstand hier als erste Arbeit eine geologische Beschreibung der Landschaft von St. Cassian – Cortina d' Ampezzo und Schluderbach. Mit der Untersuchung der Wengener- und Cassianer Schichten dieser Gebiete erwarb sie als erste Frau das Doktorat aus Naturgeschichte an der Universität London. 1894-95 arbeitete Miss Ogilvie in München über rezente und fossile Korallen. Die Ergebnisse erschienen 1897 in 2 Monographien die auch heute noch wertvoll sind.

Unterdessen hatte die schöne und geistreiche Studentin ~~ihren langjährigen Verehrer~~ [sic] Dr. med. John Gordon in Aberdeen 1895 geheiratet. Aus dieser glücklichen Ehe sind 2 Töchter und ein Sohn zur Welt gekommen.

Damit hatte sich für Frau Ogilvie Gordon nun ein neues und unerschöpfliches Arbeitsfeld eröffnet. Neben der Führung eines gastlich weiten Hauswesens begann sie sich bald mit der allgemeinen Kinderfürsorge zu beschäftigen. Mit einem Auto ihres Mannes und einer kleinen Musterausstattung fuhr sie von einem schottischen Fischerdorf zum anderen und erteilte Anweisungen für eine gesunde, vernünftige Säuglingspflege.

Damit war sie als werktätige Helferin in die Frauenbewegung eingetreten, für deren Aufgaben sie fortan keine Mühe und keine Ausgaben scheute. Sie hat dann auch in der englischen und internationalen Frauenbewegung bald eine führende Rolle eingenommen und auf zahlreichen Kongressen in Europa – Amerika – Australien – Asien Vorträge gehalten. Ihre letzte Weltreise im Dienste der Frauenschaft führe sie noch 1938 nach Australien und Indien.

Die Vorliebe für geologische Betätigungen ist daneben nie verschwunden.

Ogilvie Gordon war schon Mutter von 2 Kindern, als sie 1900 nach München reiste und nach ausgezeichnet bestandenen Prüfungen auch noch das deutsche Doktorat errang. In den Dolomiten hatte sie inzwischen ihre Aufmerksamkeit vor allem der Langkofel- und Sella Gruppe zugewendet und die großen Beschwerden der Hochgebirgsgeologie tapfer ertragen.

Neben der Stratigraphie trat nun auch die tektonische Forschung immer mehr in den Vordergrund.

Von großer Bedeutung war die Entstehung von Überschiebungen im Sockel des Langkofels und am Gipfel der Bae Spitze zu einer Zeit, wo die Südtiroler Dolomiten noch in allen Lehrbüchern als Muster von fast ungestörter Lagerung galten.

Noch mehr Aufsehen und Ablehnung der Fachwelt erregte sie durch ihre Theorie der „Torsion strukture“ [sic].

Wenn wir heute auch wissen, dass Ogilvie Gordon die Bedeutung der Drehbewegungen für den Bau der Dolomiten weit überschätzt hat, so bleibt ihr doch der Verdienst, auf die tektonische Bedeutung derselben zuerst hingewiesen zu haben.

Ausgehend von den Überschiebungen im Sockel der Langkofel Gruppe, versuchte sie dann die weite Ausdehnung dieser Schubbewegungen auch in den benachbarten Berggruppen zu beweisen.

So kam eine Kartierung großen Umfanges zustande, die bereits vor dem Weltkrieg abgeschlossen war und druckbereit in München lag.

Während des Krieges ging die dazugehörige Handschrift verloren und die Kartendrucksteine mussten abgeschliffen werden.

Während des Krieges war ihr in London eine wichtige Stellung im Dienste der Lebensmittelversorgung anvertraut, die ihre ganze Energie erforderte.

Ihr mit ärztlicher Arbeit in Aberdeen überanstrengter Mann starb 1919 und sie konnte denselben trotz der Fahrt auf einer Schnellzugsmaschine von London her nicht mehr lebend erreichen.

In der nun folgenden Zeit traten in ihrem Leben die kraftvollen und klugen Grundlinien ihres Wesens immer unverhüllter zutage.

Sie nahm die Sorge für die Ausbildung und Versorgung ihrer Kinder in ihre feste Hand.

Ihre beiden liebenswürdigen Töchter wurden Ärztinnen und heirateten bald auch praktische Ärzte in London. Dem ge-

liebten Sohne konnte sie eine ausgezeichnete, medizinische Ausbildung und zahlreiche weite Reisen ermöglichen, bis er eine Arztstellung in Indien übernahm.

Auch der Verlust der großen Dolomitenarbeit samt der Karte vermochte sie nicht zu beugen.

Neuerdings stellte sie eine Handschrift von über 1000 Seiten zusammen und zeichnete die Karte völlig neu. Zur Mithilfe lud sie Professor v. Pia nach London und später auch in die Dolomiten ein.

Nach Fertigstellung dieser großangelegten und vornehm ausgestalteten Arbeit gelang es ihr aber weder in einer englischen, noch schottischen Zeitschrift das Werk unterzubringen. In dieser Not wandte sie sich an den Verfasser als Schriftführer von Jahrbuch und Abhandlungen mit der Frage, ob sie im Rahmen der Geol. Bundesanstalt das Werk rasch und ungekürzt zum Druck bringen könnte.

Direktor Hammer und ich waren einverstanden, falls die Autorin die Druckkosten selbst übernehmen würde.

So wurde nun der geologische Text von Olga Ampferer, Gretl Spengler, Professor v. Pia, der palaeontologische von Kustos Dr. Schröder ins Deutsche übertragen und die häufig schwierige Herausgabe in 3 Teilen in unseren Abhandlungen zu einem guten Ende geführt.

Mit dem Erscheinen dieses Werks vollzog sich in der geologischen Weltgeltung der Verfasserin eine entscheidende Wendung.

Das frühere Unrecht der Ablehnung verschwand und verwandelte sich in eine allgemeine Anerkennung der Fachkreise, was ihr eine tiefe Freude und Genugtuung bereitete. Ihr Werk enthält eine Überfülle von stratigraphischen, palaeontologischen und tektonischen Werten. Insbesondere hat die Bauerklärung der Dolomiten mit zwei verschieden alten und senkrecht zueinander vollzogenen Faltungen und Schiebungen tiefe Bedeutung und viele Anwendungsmöglichkeiten.

Aber auch der Ruhm vermochte ebenso wenig wie die frühere Ablehnung Ogilvie Gordon von der Bahn der Weiterforschung in den Dolomiten abzulenken. Jahr für Jahr arbeitete sie etwa 2 Monate lang wieder in ihrem Lieblingsgebirge, vor allem mit tektonischen Fragen beschäftigt.

Mehrmals hatte sie mich zur Mitarbeit aufgefordert, aber ich fand nur wenig Zeit, mit ihr zu reisen. Immerhin hatten wir manchen gemeinsamen Fund und herrliche Naturfreuden in diesem fast überirdisch schönen Berglande. Unsere letzten Bergwanderungen galten hier der Tektonik von Langkofel und Rodella.

Nach dem großen Werk über Gröden-Fassa-Enneberg erschien noch ein schön ausgestaltetes Führerbuch, das sie mir in Freundschaft gewidmet hat, sowie Beschreibungen der Geologie von Piave-St. Cassian und Cortina d' Ampezzo sowie 1935 von Cortina d' Ampezzo und Cadore.

Alle diese Arbeiten sind mit schönen Karten und zahlreichen Profilen ausgestattet, bei deren Reinzeichnung Amtsrat F. Huber unermüdlich tätig war.

Auch ihre letzte, gemeinsam mit Professor v. Pia verfasste Arbeit über das Langkofel Gebiet sollte von der Geologischen Landesanstalt herausgebracht werden. Wegen der rascheren Druckmöglichkeit wurde sie aber in die Mitteilungen des Alpenländischen Geol. Vereins hinüber geschoben. Die Freude am Erscheinen dieses Werkes hat ihr leider der Tod entzweigeschnitten.

Wir konnten über ein reiches geologisches Leben unserer Freundin berichten.

Weit umfassender waren aber ihre Lebensinhalte als Mutter und soziale Helferin im Kreise der Frauenbewegung. Sie war Abgeordnete im Parlament, Tugendrichterin in London, Sekretärin, Vicepräsidentin des internationalen Rates der Frauen … .

Viele Auszeichnungen wie Ehrendoktorate der Universitäten, Ehrenmitgliedschaften wurden ihr verliehen.

In Wien war sie Ehrenmitglied der Geol. Gesellschaft und Korrespondentin der Geol. Bundesanstalt.

Vom englischen Könige wurde sie zur „Dame Commander of the British Empire" erhoben, was als eine der höchsten Ehrungen gilt, die Frauen in ihrem Heimatlande zu erreichen vermögen.

Voll Trauer schreibe ich diese Zeilen.

Aber ihr liebes Bild, das vor mir liegt, füllt sich mit dem Glück von guten Erinnerungen und scheint aufs neue lebendig zu werden.

Diese Lebendigkeit ist keine Täuschung, da sie in allen ihren Freunden weiterlebt und weiterwirkt als ein Vorbild unermüdlicher Arbeit und getreuer Hilfsbereitschaft.

Ich habe wenige Menschen von einer solchen Beharrlichkeit, Ausdauer und innerer Fröhlichkeit bei der Arbeit und beim Verfolgen ihrer Lebenspläne kennen gelernt.

Uns Geologen hat sie aber Schätze von Erkenntnissen in der Geologie der Dolomiten hinterlassen, die ihr unsere Hochachtung und Dankbarkeit sichern.

So bleibt sie als ein Symbol eines starken und aufrechten Geistes voll Eigenart und weiblicher Liebenswürdigkeit auch zwischen den schaffenden Männern bestehen.

Ehre und Liebe ihrem Angedenken!

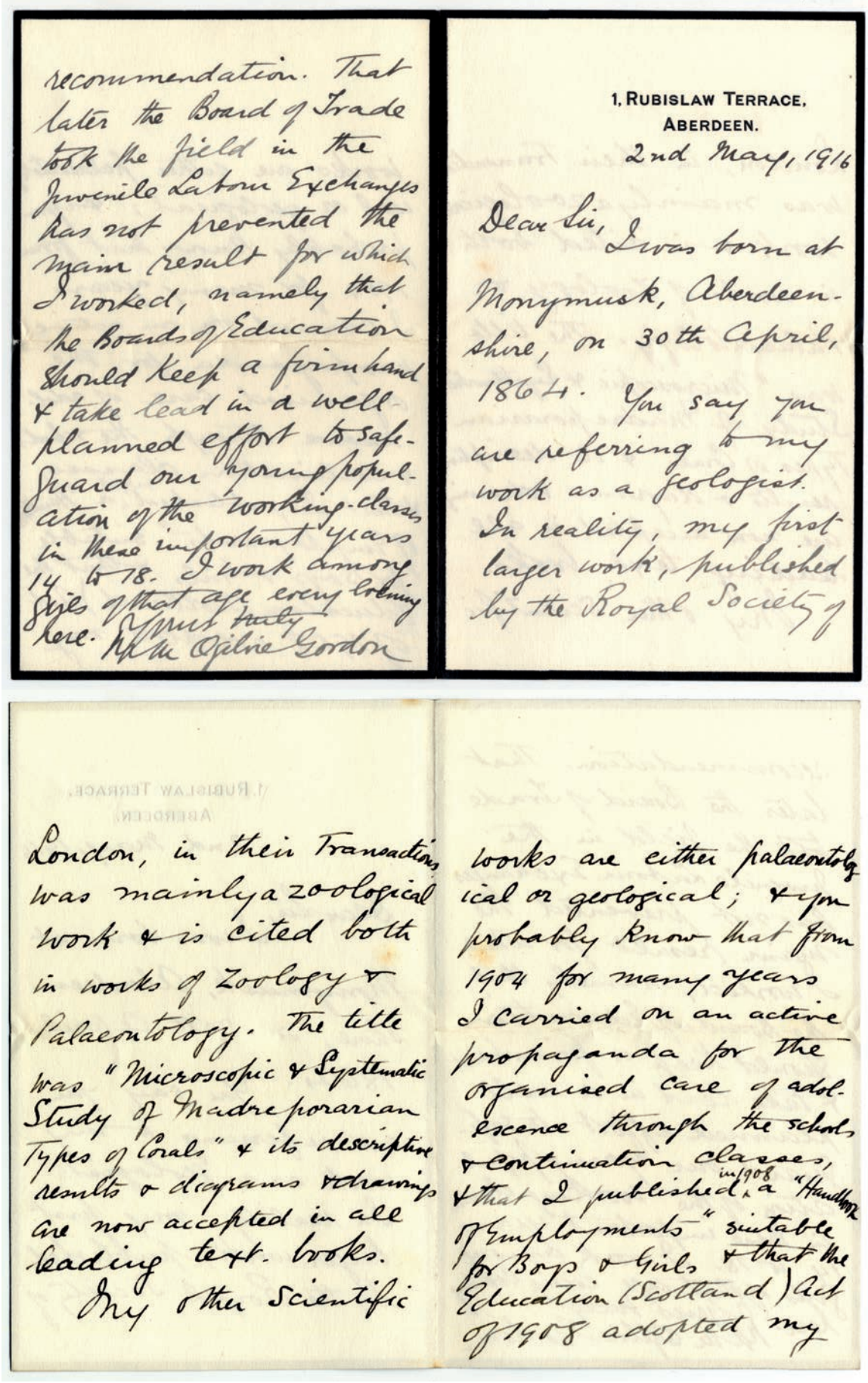
Otto Ampferer

Der autobiografische Brief von Maria Mathilda Ogilvie Gordon

Ein bislang unveröffentlichter Brief (177 x 112 mm) mit autobiografischen Inhalten von Ogilvie Gordon (Abb. 2) mit Datum vom 2. Mai 1916, der sich im Besitz eines Autors (A.S.) befindet, soll an dieser Stelle ebenfalls veröffentlicht werden.

Adressat am Kuvert: **Gestempelt:** May 2 16

James A. Manson Esq
4 Cornwall Avenue
Church End
Finchley
London



recommendation. That later the Board of Trade took the field in the Juvenile Labour Exchanges has not prevented the main result for which I worked, namely that the Boards of Education should keep a firm hand & take lead in a well planned effort to safeguard our young population of the working-classes in these important years 14 to 18. I work among girls that age every morning here. Yours truly Maria Ogilvie Gordon

1, RUBISLAW TERRACE,
ABERDEEN.
2nd May, 1916

Dear Sir, I was born at Monymusk, Aberdeenshire, on 30th April, 1864. You say you are referring to my work as a geologist. In reality, my first larger work, published by the Royal Society of London, in their Transactions was mainly a zoological work & is cited both in works of Zoology & Palaeontology. The title was "Microscopic & Systematic Study of Madreporarian Types of Corals" & its descriptive results & diagrams & drawings are now accepted in all leading text-books.

My other scientific works are either palaeontological or geological; & you probably know that from 1904 for many years I carried on an active propaganda for the organised care of adolescence through the schools & continuation classes, & that I published in 1908 a "Handbook of Employments" suitable for Boys & Girls & that the Education (Scotland) Act of 1908 adopted my

Abb. 2.
Brief Maria Mathilda Ogilvie Gordons mit autobiografischen Inhalten vom 2. Mai 1916.

1, Rubislaw Terrace,
Aberdeen.
2nd May, 1916

Dear Sir,

I was born at Monymusk, Aberdeenshire, on 30th April, 1864.

You say you are referring to my work as a geologist.

In reality, my first larger work, published by the Royal Society of London, in their Transactions was mainly a zoological work & is cited both in works of Zoology & Paleontology. The title was "Microscopic & Systematic Study of Madreporarian Types of Corals" & its descriptive results & diagrams & drawings are now accepted in all leading text books.

My other scientific works are either palaeontological or geological; & you probably know that from 1904 for many years I carried on an active propaganda for the organised care of adolescence through the schools & continuation classes, & that I published in 1908 a "Handbok of Employments" suitable for Boys & Girls & that the Education (Scotland) Act of 1908 adopted my recommendation. That later the Board of Trade took the field in the Juvenile Labour Exchanges has not prevented the main result for which I worked, namely that the Boards of Education should keep a firm hand & take lead in a well planned effort to safeguard our young population of the working-classes in these important years 14 to 18. I work among girls of that age every evening here.

Yours truly
Math Ogilvie Gordon

Ergänzende Bemerkungen

Hier soll auch auf einen Zeitungsartikel von Franz X. Schaffer (1876–1953) in der „Neuen Freien Presse" vom 23. August 1935 mit dem schlichten Titel „Maria Ogilvie Gordon", hingewiesen werden (SCHAFFER, 1935), der eine Würdigung ihrer Verdienste darstellt. Hier wird nicht nur ihre geologische Expertise, sondern einmal mehr auch ihr soziales Engagement gewürdigt. Erwähnung findet Schaffer, der als Direktor des Naturhistorischen Museums ihre Arbeit unterstützt hatte, ebenfalls im Vorwort ihrer Monografie (OGILVIE GORDON, 1927).

In der Arbeit von WACHTLER & BUREK (2007) ist in Tabelle 1 folgendes richtig zu stellen: Statt 1928 ist 1927 für die Ernennung zur Korrespondentin der GBA („Honorary Correspondent of the Geological Survey of Austria") zu nennen, die Veröffentlichung erfolgte durch HAMMER (1928). Beim Jahr 1931 (First female honorary Member) stimmt „Geological Survey of Austria Institute" nicht, richtig ist indes: „Geological Society of Austria" für „Geologische Gesellschaft in Wien".

Dank

Für Hilfe bei der Transkription bedanken wir uns bei DIDO MASSIMO, THOMAS KRISTEN und BENJAMIN STEININGER.

Literatur

FLÜGEL, H. (1980): Wegener – Ampferer – Schwinner: Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie in Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**, 237–254, Wien.

HAMMER, W. (1927): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für das Jahr 1926. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 1–29, Wien.

HAMMER, W. (1928): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für das Jahr 1927. – Verh. Geol. B.-A., **1928**, 1–26, Wien.

HAMMER, W. (1929): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für das Jahr 1928. – Verh. Geol. B.-A., **1929**, 1–28, Wien.

HAMMER, W. (1930): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für das Jahr 1929. – Verh. Geol. B.-A., **1930**, 1–31, Wien.

HAMMER, W. (1933): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1932. – Verh. Geol. B.-A., **1933**, 1–24, Wien.

HAMMER, W. (1935): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1934. – Verh. Geol. B.-A., **1935**, 1–20, Wien.

KLEBELSBERG, R. (1947): Otto Ampferers Geologisches Lebenswerk. – Jb. Geol. B.-A., **92**, 93–116, Wien.

KRAINER, K. (2007): Otto Ampferer und die geologische Erforschung des Karwendels. – Magazin der Alpenpark-Gemeinden, **7**, 12–13, Innsbruck.

KRAINER, K. & HAUSER, C. (2007): Otto Ampferer (1875–1947): Pioneer in geology, mountain climber, collector and draftsman. – Geo.Alp, Sb. **1**, 91–100, Innsbruck.

OGILVIE GORDON, M. (1927): Das Grödener-, Fassa und Ennebergebiet in den Südtiroler Dolomiten: Geologische Beschreibung mit besonderer Berücksichtigung der Überschiebungserscheinungen: I. und II. Teil: Stratigraphie-Tektonik. – Abh. Geol. B.-A., **24**/1, 376 S., 63 Abb., 26 Taf., 3 Kt., Geol. B.-A., Wien.

OGILVIE GORDON, M. (1934a): Geologische Karte der Dolomiten von Cortina d'Ampezzo und Cardore 1:50.000. – Geol. B.-A., Wien.

OGILVIE GORDON, M. (1934b): Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. – Jb. Geol. B.-A., **84**, 59–215, Wien.

OGILVIE GORDON, M. & PIA, J. (1940): Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten. – Mitt. Alpenl. Geol. Verein, **32**, 1–118, Wien.

PIA, J. (1940): Maria Mathilda Ogilvie Gordon. – Mitt. Alpenl. Geol. Verein, **32**, 173–186, Wien.

RUNGGALDIER, I. (2011): Frauen im Aufstieg. Auf Spurensuche in der Alpingeschichte. Bergsteigerinnen, die Alpingeschichte schrieben. – 327 S., Bozen (Ed. Raetia).

SCHAFFER, F.X. (1935): Maria Ogilvie Gordon. – „Neue Freie Presse“, Nr. 25484 [23. August 1935], 1–3, Wien. http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=19350823&seite=1&zoom=33# [abgerufen am: 02.12.2014]

SCHENK, V. (2008): Otto Ampferer der große Bergsteiger und Alpengeologe. – In: THEIL, W. (Red.): Berg 2008: Alpenvereinsjahrbuch, 196–203, Innsbruck.

WACHTLER, M. & BUREK, C.V. (2007): Maria Matilda Ogilvie Gordon (1864–1939): a Scottish researcher in the Alps. – In: BUREK, C.V. & HIGGS, B. (Eds.): The Role of Women in the History of Geology. – Geological Society, Special Publications, **281**, 305–317, London.

Eingelangt: 17. Dezember 2014, Angenommen: 19. Dezember 2014

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 255–373 | Wien, Dezember 2014

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2009–2014

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 (Jb. Geol. B.-A., 150/3–4, 2010) erläutert.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Im Fokus der Arbeiten 2013 stand der Bittescher Gneis-Zug im Abschnitt zwischen dem Teichwiesenbachtal im Süden und Sigmundsherberg im Norden. Beprobt wurden mehrere Aufschlüsse im Teichwiesenbachtal, der aktive Steinbruch der Weingartner GmbH nordwestlich Harmannsdorf, ein neu eröffneter Steinbruch im Geiersdorfer Wald SSE vom Öhlknechtkreuz, aufgelassene Steinbrüche am Kirchberg östlich von Mörtersdorf und südlich von Klein-Meiseldorf (NE Untersteinparz) sowie der große Steinbruch Reisel nördlich von Klein-Meiseldorf. Zusätzlich wurden noch Lesesteine von Orthogneisen untersucht, welche von Reinhard Roetzel (GBA) in den Feldern NE der Volksschule Sigmundsherberg aufgesammelt wurden in der Vermutung, dass es sich dabei um Bittescher Gneis handelt.

Während für die Granitoide des Thayabatholiths im Rahmen der Kartierung von Blatt 21 Horn bereits ein dichtes geochemisches Datennetz aufgebaut werden konnte (siehe die Berichte von FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 153, 361–364, 2013; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 152, 218–220, 2012; KREUZER & FINGER, Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012: FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 91–92, 2011; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 89–91, 2011; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149, 509–512, 2009; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148, 269–271, 2008; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol.B.-A., 147, 679–682, 2007; FINGER & RIEGLER, 146, 123–126, 2006), wurde der Bittescher Gneis bisher noch nicht entsprechend beprobt. Mit 21 neuen Analysen steht nun erstmals auch für dieses granitoide Gestein ein größerer Datensatz zur Verfügung.

Im untersuchten Bereich präsentiert sich der Bittescher Gneis geochemisch ziemlich einheitlich. Alle analysierten Proben sind von saurer Zusammensetzung mit SiO_2-Gehalten über 72 Gew. %. Abgesehen von wenigen Ausnahmen passen die gemessenen Hauptelementkonzentrationen gut in den Rahmen saurer magmatischer Gesteine (CaO: 0,4–2,0 Gew. %, K_2O: 2–5 Gew. %, Na_2O um 4 Gew. %, Fe_2O_3: 0,5–1,4 Gew. %). Bei drei Proben mit besonders hohem SiO_2 (Fi-4/13, Fi-20b/13, Fi-20f/13) besteht Verdacht auf metamorphe Quarzzufuhr (Auftreten von Quarzadern in den Handstücken). Bei zwei Analysen (Fi-13/13 und Fi-20f/13) ist das Na_2O auffällig erhöht. In den Dünnschliffen ist hier eine partielle Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit beobachtbar, was als Anzeichen für eine spät- oder postmagmatische Metasomatose gewertet werden kann. Vergleichbare metasomatische Na_2O-Anreicherungen sind lokal auch im Thayabatholith zu beobachten (KREUZER & FINGER, Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012).

Insgesamt stellt sich der Bittescher Gneis des untersuchten Raumes als homogene magmatische Suite dar, die offenbar aus einer einheitlichen Magmaquelle gespeist wurde. Sieht man von den genannten alterierten Proben ab, bestehen nur moderate geochemische Variationen, welche höchstwahrscheinlich auf magmatische Differentiation zurückgehen. Am einen Ende des Spektrums stehen dabei Proben mit etwas erhöhten CaO-, Fe_2O_3-, TiO_2- und Zr-Gehalten (z.B. Fi-6/13, Fi-16/13). Sie können als primitivere Schmelzen oder kumulative bzw. Restit führende Magmen interpretiert werden. Diese Proben zeigen i.A. schwach peralumische Zusammensetzung (A/CNK 1,0–1,2) und klare Natriumvormacht bei den Alkalien.

Der Datensatz lässt weiters eine Variation hin zu CaO-, Fe_2O_3-, TiO_2- und Zr-ärmeren Proben erkennen, welche

als zunehmend evolvierte Schmelzanteile gelten können. Diese evolvierteren Proben zeigen wie erwartet ansteigende K_2O-Anteile (bis 4,8 Gew. % z.B. bei Probe Fi-15/13), wobei die K_2O/Na_2O-Verhältnisse auf ca. 1 klettern. Die magmatische Entwicklung des Bittescher Gneises verläuft im Untersuchungsgebiet somit von granodioritisch zu granitisch, wobei allerdings auch die granodioritischen Endglieder ungewöhnlich felsisch sind. Mit dieser Entwicklung steigt das Rb von ~ 60 auf nahezu 200 ppm an, während Sr und Ba infolge der Fraktionierung von Feldspat deutlich sinken.

Probe	**a**	**b**	**c**	**d**	**e**	**f**	**g**	**h**	**i**	**j**
	Fi-2/13	Fi-3/13	Fi-4/13	Fi-5/13	Fi-6/13	Fi-7/13	Fi-8/13	Fi-9/13	Fi-10/13	Fi-11/13
SiO_2	73,14	73,24	77,77	74,26	72,26	73,36	73,18	74,02	74,57	72,77
TiO_2	0,13	0,12	0,11	0,10	0,16	0,10	0,09	0,07	0,04	0,14
Al_2O_3	14,82	15,07	12,86	14,51	15,17	15,29	15,05	14,91	15,09	15,38
Fe_2O_3	1,23	1,29	0,94	0,91	1,42	1,11	1,10	0,93	0,52	1,37
MnO	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,02
MgO	0,35	0,34	0,59	0,65	0,42	0,26	0,31	0,18	0,12	0,50
CaO	0,94	1,36	1,54	1,31	2,02	1,10	1,00	0,62	0,39	1,35
Na_2O	4,09	3,93	3,31	4,61	4,93	4,13	4,01	4,48	4,27	4,22
K_2O	4,00	4,10	2,40	2,99	2,95	3,99	4,21	4,18	4,24	3,64
P_2O_5	0,08	0,08	0,10	0,10	0,08	0,10	0,09	0,10	0,11	0,07
GV	0,81	0,84	0,84	0,70	0,50	0,89	0,82	0,69	0,97	0,87
Total	99,63	100,40	100,48	100,15	99,94	100,37	99,89	100,22	100,33	100,33
Rb	128	127	65	61	59	160	163	159	192	109
Sr	309	352	241	353	496	260	261	194	68	415
Ba	705	839	551	776	857	629	774	457	228	896
Th	8	8	4	3	6	10	4	5	5	8
La	25	22	13	7	23	27	25	19	9	26
Ce	37	41	24	18	40	40	37	29	21	44
Nd	20	25	12	18	13	22	17	17	12	18
Ga	17	17	15	16	18	18	19	18	20	18
Nb	8	9	6	7	10	10	8	10	12	7
Zr	72	78	74	71	99	63	55	55	22	81
Y	10	16	7	12	8	12	14	17	16	13
Sc	3	2	2	u.d.N.	u.d.N.	5	3	1	3	1
Pb	20	13	6	14	12	15	29	18	17	13
Zn	36	43	21	16	40	59	72	55	34	59
V	4	2	13	11	10	6	3	3	2	1
Co	1	2	2	1	2	2	1	2	2	1
Cr	3	u.d.N.	28	4	4	4	4	4	u.d.N.	2
Ni	4	4	5	5	3	4	3	3	2	6

Tab. 1.
Röntgenfluoreszenzanalysen von Proben von Bittescher Gneis (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (R: rechts, H: hoch).

a: Bittescher Gneis, mittelkörnig, Kfsp.-Augen bis 0,7 mm; Teichwiesenbachtal (Probe Fi-2/13; R: 705277, H: 383952).
b: Bittescher Gneis, mittelkörnig, große Hellglimmer, Kfsp.-Augen bis 0,7 mm; Teichwiesenbachtal (Probe Fi-3/13; R: 705271, H: 383954).
c: Bittescher Gneis, wenige Kfsp.-Augen, biotitreiche Zwischenlagen, gefaltet; Teichwiesenbachtal (Probe Fi-4/13; R: 705004, H: 384014).
d: Bittescher Gneis mit großen Kfsp.-Augen; Teichwiesenbachtal (Probe Fi-5/13; R: 705014, H: 384016).
e: Bittescher Gneis, sehr feinkörnig, einzelne Kfsp.-Augen; Teichwiesenbachtal (hangendster Teil) (Probe Fi-6/13; R: 704975, H: 384012).
f: Bittescher Gneis, mittelkörnig, wenige Kfsp.-Augen; Harmannsdorf, Stb. Weingartner (Probe Fi-7/13; R: 705714, H: 385578).
g: Bittescher Gneis, grob, biotitführend; Harmannsdorf, Stb. Weingartner (Probe Fi-8/13; R: 705686, H: 385437).
h: Bittescher Gneis, grob, biotitführend; Harmannsdorf, Stb. Weingartner (Probe Fi-9/13; R: 705686, H: 385437).
i: Bittescher Gneis, feinkörnig, weiß, kein Biotit; Harmannsdorf, Stb. Weingartner (Probe Fi-10/13; R: 705677, H: 385467).
j: Bittescher Gneis, mittelkörnig; Harmannsdorf, Stb. Weingartner (Probe Fi-11/13; R: 705860, H: 385579).

Erwähnenswert ist die positive Korrelation aller im Granitsystem kompatiblen Elemente. Sowohl die alterationsanfälligen (z.B.: CaO, Sr), wie auch die als immobil geltenden Elemente (z.B.: TiO_2, Zr) zeigen hier gleiches Verhalten, was dafür spricht, dass die Metamorphose des Bittescher Gneises weitgehend isochemisch abgelaufen sein sollte. Wegen der verbreiteten metamorphen Quarzadern sollte man den SiO_2-Gehalt trotzdem nicht unbedingt als Indikator für den magmatischen Entwicklungsgrad einer Bittescher Gneis-Probe verwenden, noch dazu wo die Spanne der SiO_2-Gehalte im Bittescher Gneis ohnehin gering und somit wenig sensitiv ist. Am verlässlichsten zur Ab-

k	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u
Fi-12/13	Fi-13/13	Fi-14/13	Fi-15/13	Fi-16/13	Fi-17/13	Fi-18/13	Fi-19/13	Fi-20b/13	Fi-20c/13	Fi-20f/13
71,08	72,21	73,36	72,66	72,23	72,67	74,22	73,74	75,46	74,11	75,57
0,15	0,14	0,13	0,09	0,15	0,15	0,11	0,10	0,06	0,14	0,09
15,47	15,46	15,85	15,99	15,15	15,62	14,78	14,59	14,94	14,57	14,48
1,42	1,30	1,25	1,01	1,38	1,06	1,08	1,01	0,67	1,50	1,00
0,03	0,02	0,03	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
0,69	0,54	0,47	0,18	0,48	0,33	0,29	0,22	0,29	0,30	0,32
1,89	1,71	0,60	0,69	1,21	1,45	1,09	1,18	0,82	1,74	0,52
4,55	5,39	3,71	4,29	4,31	4,17	3,69	3,85	3,89	4,00	5,27
3,48	2,08	4,18	4,76	3,84	3,10	4,10	4,02	3,45	3,27	2,21
0,07	0,09	0,07	0,10	0,07	0,06	0,09	0,10	0,06	0,08	0,05
1,79	1,63	1,18	0,88	0,98	1,25	0,87	0,93	1,26	1,01	1,21
100,62	100,57	100,83	100,71	99,82	99,87	100,34	99,76	100,91	100,75	100,73
90	61	150	194	120	107	146	147	79	112	61
275	235	274	189	404	453	275	309	182	410	149
890	492	972	425	1016	1002	606	703	822	964	466
2	6	9	6	7	5	7	5	4	9	6
21	20	24	9	24	41	22	22	20	33	25
36	39	48	32	55	66	41	42	34	55	38
13	17	19	13	22	45	21	21	22	26	26
17	19	17	20	17	18	20	17	14	16	17
9	8	8	12	10	9	10	8	9	8	14
79	77	81	48	93	90	62	67	74	72	92
10	21	10	13	7	37	17	15	31	8	30
1	2	4	3	4	2	4	7	8	6	7
14	6	14	22	18	15	16	18	20	15	18
27	23	28	51	34	32	51	48	14	51	15
9	7	5	7	10	5	1	u.d.N.	5	u.d.N.	3
1	3	2	1	3	2	1	3	1	1	3
23	4	5	3	5	2	4	6	8	u.d.N.	2
5	5	3	4	4	6	5	4	7	4	5

k: Bittescher Gneis, mylonitisch (verquarzt); Mörtersdorf Ost, Stb. am Kirchberg (Probe Fi-12/13; R: 705434, H: 387336).
l: Bittescher Gneis, weniger mylonitisch als Probe Fi-12/13; Mörtersdorf Ost, Stb. am Kirchberg (Probe Fi-13/13; R: 705434, H: 387336).
m: Bittescher Gneis, mittelkörnig, keine großen Kfsp.-Augen; Geiersdorfer Wald, Stb. SSE Öhlknechtkreuz (Probe Fi-14/13; R: 706621, H: 388587).
n: Bittescher Gneis, grobkörnig, große Hellglimmer; Geiersdorfer Wald, Stb. SSE Öhlknechtkreuz (Probe Fi-15/12; R: 706602, H: 388604).
o: Bittescher Gneis, grobkörnig, pegmatitische Lage (? Granat, ? Turmalin); Kleinmeiseldorf Süd, Stb. NE Untersteinparz (Probe Fi-16/13; R: 707457, H: 390662).
p: Bittescher Gneis; Kleinmeiseldorf Süd, Stb. NE Untersteinparz (Probe Fi-17/13; R: 707457, H: 390662).
q: Bittescher Gneis, sehr große Kfsp.-Augen; Kleinmeiseldorf Nord, Stb. Reisel (Probe Fi-18/13; R: 707129, H: 392659).
r: Bittescher Gneis, sehr große Kfsp.-Augen; Kleinmeiseldorf Nord, Stb. Reisel (Probe Fi-19/13; R: 707129, H: 392659).
s: Bittescher Gneis, mylonitisch, feinkörnig; Lesestein, Sigmundsherberg, NE Volksschule (Probe Fi-20b/13; R: 707381, H: 394642).
t: Bittescher Gneis; Lesestein, Sigmundsherberg, NE Volksschule (Probe Fi-20c/13; R: 707381; H: 394642).
u: Bittescher Gneis, mylonitisch, feinkörnig; Lesestein, Sigmundsherberg, NE Volksschule (Probe Fi-20f/13; R: 707381, H: 394642).

schätzung des magmatischen Entwicklungsgrades sind im Fall des Bittescher Gneises wohl die immobilen Elemente Zr und Ti, wobei die Ergebnisse in den meisten Fällen mit den CaO- und Fe_2O_3-Gehalten gut korrelieren. Skepsis ist bei Proben mit ungewöhnlich hohen A/CNK-Werten angebracht. Hier zeigt sich z.T. ein alterationsbedingtes Defizit an CaO und Sr. Stark serizitisierte (diaphthoritische) Proben sind von solchen Alterationen bevorzugt betroffen.

Bei der Auswertung der Daten wurde darauf geachtet, ob sich im Untersuchungsgebiet eine bestimmte räumliche Verteilung primitiverer und evolvierter Magmenanteile erkennen lässt. Ein signifikanter regionaler Trend scheint aber nicht zu bestehen. Im Teichwiesenbachtal ist die Zr reichste Probe z.B. ganz im Hangenden des Bittescher Gneises aufgesammelt worden (Fi-6/13; 99 ppm Zr). Die vier anderen Proben dieses Profils repräsentieren allesamt deutlich evolviertere Magmen (Zr: 71–78 ppm). Im Harmannsdorfer Steinbruchareal lagen die Zr-Gehalte der Proben im Durchschnitt unter jenen des Teichwiesenbachprofils, die höchsten Gehalte (81 ppm) fanden sich hier in einer Probe aus dem östlichen Steinbruchbereich, also eher gegen das Liegende hin. Übereinstimmend hohe Zr-Gehalte (90 bzw. 93 ppm) wurden in den beiden Proben aus dem Steinbruch südlich Klein-Meiseldorf gemessen, während zwei Proben aus dem Steinbruch Reisel nördlich Klein-Meiseldorf viel niedrigere Zr-Gehalte aufweisen (62 bzw. 67 ppm). Die Zirkoniumgehalte scheinen somit sehr sensitiv kleinräumige magmatische Homogenitätsbereiche im Bittescher Gneis abzubilden.

Was die untersuchten Orthogneise von Sigmundsherberg (Proben Fi-20b/13, Fi-20c/13, Fi-20f/13) betrifft, so liegen diese innerhalb der Variationsbreite der übrigen Bittescher Gneis Proben und es spricht aus geochemischer Sicht nichts dagegen, sie ebenfalls als Bittescher Gneis anzusprechen. Zwei dieser Proben sind allerdings als alteriert einzustufen (siehe oben).

Interessant ist ein regionaler Vergleich: Hier deutet sich nämlich an, dass der Bittescher Gneis weiter gegen Norden tendenziell etwas CaO-, Fe_2O_3-, TiO_2- und Zr-reicher wird. So liegen die CaO-Gehalte des Bittescher Gneises im Taffatal bei Messern vielfach zwischen 2 und 2,5 Gew. % (Finger et al., unpubl. Daten), und auch im Gebiet von Mallersbach zeigt der Normaltyp des Bittescher Gneises ähnlich hohe CaO-Gehalte (Bernroider, Disseration, Uni Salzburg, 241 S., 1986). In der grobkörnigen Bittescher Gneis Variante bei Mallersbach werden sogar CaO-Gehalte zwischen 3 und 4 Gew. % erreicht (Bernroider, 1986). Es zeichnet sich somit eine gewisse geochemische Zonierung im streichenden Verlauf des Bittescher Gneises ab, die aber durch weitere Beprobungen noch genauer zu verifizieren wäre, ebenso wie die Frage, ob der gröbere Bittescher Gneis Typ bei Mallersbach (Finger & Sturm, Jb. Geol. B.-A., 137, 539–541, 1994) einen chemisch eigenständigen Intrusivkörper darstellt. Nachdem die Datendichte im nördlichen Moravikum noch sehr gering ist, kann auch das Auftreten weiterer, bisher unbekannter Subtypen von Bittescher Gneis zum gegenwärtigen Zeitpunkt keineswegs ausgeschlossen werden.

Der neu gewonnene Datensatz für den Bittescher Gneis auf Blatt 21 Horn erlaubt nun auch eine gezieltere Diskussion der Frage, inwieweit geochemische Übereinstimmungen zu den Graniten des Thayabatholiths bestehen. Der granodioritisch-granitische, schwach peralumische Charakter des Bittescher Gneises und seine generell saure Natur lassen zweifellos eine gewisse Ähnlichkeit zum Retzer Granit des Thayabatholiths erkennen. Auch die Spurenelementmuster beider Einheiten sind nicht unähnlich. Der detaillierte Vergleich zeigt aber, dass die chemische Charakteristik der beiden magmatischen Einheiten keinesfalls als identisch eingestuft werden kann. Dabei sind insbesondere folgende zwei Punkte zu erwähnen:

Die Hauptmasse des Bittescher Gneises besitzt Zr-Gehalte unter 100 ppm und Nb-Gehalte unter 10 ppm, während die Hauptmasse des Retzer Granits Zr-Gehalte über 100 ppm und Nb-Gehalte über 10 ppm zeigt. Viele Proben von Bittescher Gneis haben sogar Zr-Gehalte von unter 80 ppm. Derartig niedrige Zr-Gehalte sind im Retzer Granit überhaupt nicht realisiert, wenn man von einzelnen aplitischen Gängen absieht.

Schon in früheren Arbeiten wurde auf die auffällig hohen Sr-Gehalte, die generell niedrigen Rb/Sr-Verhältnisse und die niedrigen Zr-Gehalte des Bittescher Gneises hingewiesen (z.B. Finger & Sturm, 1994; Finger & Riegler, Jb. Geol. B.-A., 153, 361–364, 2013). Wie die neuen Daten zeigen, scheint vor allem das Verhältnis Sr/Zr eine sehr gute Diskriminierung von Bittescher Gneis und Retzer Granit zu ermöglichen.

Bericht 2013 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 südöstlich bis südlich von Horn zwischen Mold, Horn, der Taffa und Zaingrub geologisch kartiert. In diesem Gebiet kommen die kristallinen Gesteine verbreitet an die Oberfläche. Im Horner Becken wird die paläogen-neogene Füllung aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen, untergeordnet auch aus deluvialen, deluvio-fluviatilen, fluviatilen und anthropogenen Ablagerungen (einschließlich der Schwemmkegel). Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich zahlreiche Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

In dem kartierten Gebiet treten südöstlich von Horn, westlich von Mold und nördlich von Zaingrub häufig verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer, Orthogneis und Paragneis des Moldanubikums) an die Oberfläche. Es handelt sich meist um eluviale Verwitterungsprodukte, die braungrau bis graugrün, stellenweise rotbraun fleckig, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig und tonig-sandig sind. Durch mehrere Kartierungsbohrungen konnte die Mächtigkeit des Eluviums mit min-

destens 360 bis 600 cm nachgewiesen werden. Auf deren Oberfläche haben sich nur seichte, rezente, kalkfrei bis schwach kalkhaltige Böden gebildet, die nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind.

Paläogen–Neogen

Östlich bis nordöstlich von Zaingrub wurden Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Kies kartiert und beschrieben. Es handelt sich dabei um Sedimente der *St. Marein-Freischling-Formation* (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium). In der Kartierungsbohrung KB 21-90 beim Bahnübergang an der Straße zwischen Mold und Rosenburg wurden sie in einer Tiefe von 100 bis 200 cm erbohrt.

Die Sande sind braungrau, stellenweise gelbbraun, grünbraun, grüngelb, glimmerführend, kalkfrei bis schwach kalkhaltig, stellenweise schwach tonig, feinkörnig bis mittelkörnig (östlich von Zaingrub), untergeordnet auch grobkörnig. Manchmal sind sie auch siltig oder führen eingeschaltete, geringmächtige siltige Lagen. Häufig sind auch kantengerundete und gerundete Quarzgerölle von 1 bis 8 (maximal 20) cm Durchmesser. Die Tongesteine sind grüngrau, auch grünbraun, vereinzelt braungrau fleckig, schwach sandig und stellenweise kalkhaltig.

In der Flur Gänsäcker südwestlich von Mold liegt eine unregelmäßig cm- bis dm-mächtige Bedeckung von Sanden und Geröllen auf dem kristallinen Untergrund, die vermutlich auch zur St. Marein-Freischling-Formation zu stellen ist.

Pleistozän

Mittelpleistozän

Terrassenschotter mit der Basis in einer relativen Höhe von 10 bis 12 (maximal 15) m über der Talaue der Taffa finden sich nur als Erosionsrelikt südöstlich der Raschmühle, südöstlich von Mühlfeld (Relikt der Flussterrasse der Taffa). Die fluviatilen, sandigen Schotter sind gelbbraun, braun und kalkfrei und führen gerundete Quarz-, Gneis- und Glimmerschiefer-Gerölle.

Oberpleistozän

Lösse und Lösslehme bedecken das kartierte Gebiet stellenweise längs des Zaingrubbaches und Sacherbaches nordwestlich von Zaingrub und südwestlich von Mold. Sie sind hellbraungelb bis hellbraun, kalkhaltig bis stark kalkhaltig, sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem ganzen Gebiet sind kleine kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindl (Kalkkonkretionen) von 1 bis 3 cm Durchmesser ausgebildet (z.B. südwestlich von Mold, nordwestlich von Zaingrub). Stellenweise beinhalten die Lösse und Lösslehme Gesteinsbruchstücke.

Flächenhaft ausgedehnte Sedimente von *Schwemmkegel* befinden sich ESE von Zaingrub, längs des Baches und man findet sie auch in kleinen Denudationsrelikten in dessen Umgebung. Die Schwemmkegel werden von bis zu einige Meter mächtigen, dunkelbraunen bis braunen, schwach kalkhaltigen (aus Löss an der Oberfläche?), siltig-sandigen Sedimenten gebildet. Sie beinhalten häufige Bruchstücke metamorpher Gesteine von 3 bis 5 cm Durchmesser (maximal 8 cm), untergeordnet auch schlecht gerundete Quarzgerölle von 2 bis 3 cm Durchmesser (auch wie Schotterbestreuung im Ackerboden).

Holozän–Pleistozän

Deluviale Sedimente finden sich im Hangfußbereich östlich von Zaingrub und südöstlich von Horn (westlich und südlich des Götzenbigls). Sie sind schwarzbraun bis hellbraun, sandig-lehmig, lokal mit Schotter und Gesteinsbruchstücken, kalkfrei und vorwiegend mit einer siltig-sandigen, stellenweise auch tonigen Matrix. Gleichfalls beinhalten diese Sedimente auch Quarzgerölle, welche von den „tertiären“ Sedimenten umgelagert wurden (südlich der Gänsäcker, nördlich von Zaingrub).

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche (Sacherbach, Zaingrubbach). Die Aueablagerungen (Auelehme) sind dunkelbraun, braungrau, oft kalkhaltig, tonig-siltig bis tonig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden haben sich fluviatile Sande, oft mit Beimengung feiner Quarzgerölle, abgelagert. Das beste Profil wurde in der Talaue des Zaingrubbaches gefunden, wo mindestens 2 m dunkelbraune, humushaltige Auelehme vorkommen (nordwestlich von Zaingrub).

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind braune, schwach humushaltige, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme. Lokal beinhalten sie Gesteinsbruchstücke und Kies aus der nahen Umgebung. Sie füllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in Schwemmkegel (z.B. südöstlich von Horn) oder münden in die Talauen.

Organische Sedimente füllen die Talauen des namenlosen Baches nordwestlich von Mold. Es handelt sich um schwarze, humushaltige, kalkfreie Tone mit Pflanzenresten. Sie sind 20 bis 70 cm mächtig.

Anthropogene Ablagerungen sind Straßen- und Eisenbahnaufschüttungen südöstlich von Horn sowie südwestlich und westlich von Mold. Anorganische Lehme, Sande und Schotter füllen alte Gräben, eine aufgelassene Löss- und Sandgrube und einen rekultivierten, aufgelassenen Steinbruch NE und NNW von Zaingrub.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt in der Umgebung der Gemeinde Mold. Es wird im Osten vom Waldgebiet am Ostrand des Horner Beckens begrenzt, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Im Norden bildet die Straße Horn–Maria-Dreieichen die Grenze. Die westliche Grenze bilden die Hügel Reutberg und Steinriegel, die ebenfalls von kristallinen Gesteinen gebildet werden. Die südliche Grenze schließt an das im Jahr 2012 kartierte Gebiet östlich von Zaingrub an. Der paläogen-neogene Untergrund wird vor allem von Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation, der Mold-Formation und in kleinerem Maße auch der Loibersdorf-Formation gebildet. Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische

Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in eine Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge

Moldanubische Glimmerschiefer stehen entlang des südöstlichen Randes des kartierten Gebietes an, daneben findet man Bittescher Gneis. Der Paragneis bildet eine Bodenerhebung im südlichen Teil der Gemeinde Mold ebenso wie am Steinriegel (317 m) und Reutberg (348 m) südwestlich und nordwestlich von Mold. Der Gföhler Gneis tritt auf den östlichen Hängen des Götzenbigels (343 m) auf. Alle diese Gesteine verwittern vor allem zu grobsteinigen, sandigen, glimmerigen, kalkfreien Eluvien mit grauer bis braungrauer Farbe.

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium) treten vor allem im Osten der Gemeinde Zaingrub, im südlichen Teil des kartierten Gebietes auf. Sie sind als grüngraue, kalkfreie, oft grobsandige Tone vertreten. Zusammen mit Tonen kommen hier auch hellgraue, kalkfreie, mittel- bis grobkörnige Sande vor. Diese Sande sind schlecht sortiert, sie enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis einige Zentimeter Größe. Zu dieser Formation gehören wahrscheinlich auch rostgraue, grobkörnige Sande, stellenweise verfestigt zu rostbraunem Eisensandstein. Die groben Quarzkörner des Sandsteins wurden mit Limonit zementiert und sind auffallend scharfkantig. Die Sandsteine kommen in der Umgebung der Straße beim Daurerkreuz nördlich von Mold vor.

Tone und Kiessande der Mold-Formation (Untermiozän, unteres Eggenburgium) kommen vor allem östlich und südöstlich der Gemeinde Mold vor. Die Tone sind grün-braungrau bis grauschwarz, veränderlich kalkhaltig und stellenweise leicht sandig. Gelbgraue, gut sortierte, kieshaltige, mittel- bis grobkörnige Sande, die zur Mold-Formation gehören, sind auf dem W–E streichenden Kamm zwischen dem Bach aus dem Zigeunergraben und dem Bach, der an dem Cholerafriedhof vorbeifließt, aufgeschlossen. Die Sande enthalten häufig gut gerundete Quarzgerölle von 1 bis 8 cm (stellenweise bis 20 cm) Größe.

Auf dem südwestlichen Hang unterhalb der Gemeinde Maria-Dreieichen und auch am Waldrand südlich vom Bach aus dem Zigeunergraben treten graugelbe bis grüngraue, kalkfreie, fein- bis mittelkörnige, glimmerige Sande an die Oberfläche. Sie enthalten häufig Molluskenreste (z.B. *Ostrea*). Diese Sedimente gehören zur Loibersdorf-Formation (Untermiozän, unteres Eggenburgium).

Sedimente des Paläogen–Neogen auf den östlichen Hängen des Horner Beckens werden oft von Solifluktion und Resedimentation betroffen. Bei diesen Prozessen kam es zu Rutschungen über jüngere Sedimente, was die geologische Aufnahme erschwert.

Pleistozän

Sedimente der Schwemmkegel entstammen den Gräben der Bäche, die vom Osthang des Horner Beckens gegen Westen entwässern. Alle diese Körper bestehen aus einigen Meter mächtigen, hellbraunen bis braungrauen, schluffig-sandigen oder sandigen Sedimenten. Diese Sedimente enthalten häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Paragneis u.a.) von bis zu 15 cm Größe, untergeordnet auch kantengerundete Quarzgerölle und Bruchstücke von Quarzgeröllen bis 10 cm Größe und stellenweise auch Schalenbruchstücke von Mollusken. Vermutlich handelt es sich dabei um Sedimente, die durch die Kombination fluviatiler und gravitativer Prozesse entstanden. Der Sedimenttransport in den Schwemmkegel erfolgte bis zu einer Entfernung von 0,5 bis 0,8 km westlich des Kristallinrandes. An den beiden Seiten des Baches, der am Cholerafriedhof vorbeifließt, blieben zwei morphologisch deutliche Ebenen dieser Sedimente erhalten, die Flussterrassen gleichen. Die jüngere Ebene liegt ca. 2 bis 3 m und die ältere 6 bis 7 m oberhalb der Oberfläche der Talaue des Baches. Auf das pleistozäne Alter dieser Sedimente weist nicht nur die Höhenlage gegenüber der Talaue, sondern auch das Vorhandensein von Resten einer Lössbedeckung hin.

Lösse kommen als kleinere Inseln vor. Sie sind stellenweise sandig, z.T. aber auch leicht lehmig, feinglimmerig, mit einer typischen, leicht braungelben bis graugelben Färbung. Sie enthalten Pseudomyzelien und selten auch Konkretionen. Im östlichen Teil des kartierten Gebietes bilden die Lösse auf südwestlichen Hängen kleinere, isolierte Aufwehungen. Nur auf den südöstlichen und östlichen Hängen des Reutberges kommen flächig ausgedehntere Aufwehungen vor.

Holozän–Pleistozän

Mehr als 1 m mächtige *deluviale Sedimente* bedecken an vielen Stellen die unteren Hangteile. Südöstlich von Mold sind es schwarzbraune, kalkfreie, lehmig-sandige Tone mit verwitterten Bruchstücken fester Gesteine. Quelle dieser Tone sind kristalline Gesteine und paläogen-neogene Sedimente. Auf den Hängen nordwestlich von Mold hat der deluviale Lehm denselben Charakter, er enthält jedoch keine Bruchstücke kristalliner Gesteine. Lösse sind Hauptquelle deluvialer Sedimente auf den östlichen und südöstlichen Hängen des Reutberges. Der deluviale Lehm ist hier braun, sandig-schluffig, leicht lehmig und kalkhaltig.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche und die Verebnung im südöstlichen Teil der Gemeinde Mold. Der obere Teil der engen Auen der Bäche, die im Oberen und Unteren Molder Berg entspringen, wird von graubraunen, kalkfreien, sandig-schluffigen Hochfluttonen gebildet. In die Bodenschicht gehen diese in braungraue, rostfarbig fleckige, glimmerige, mittel- bis grobkörnige, fluviatile Sande über. In den breiten Teilen der Auen, unter den oberen Hochfluttonen, wurden feinkörnige, braungraue bis schwarzbraune, leicht kalkhaltige, sandig-schluffige Hochfluttone abgelagert. Die Verebnung in der Gemeinde Mold mit einer Fläche von mehr als 0,5 km^2 entstand möglicherweise infolge einer Senkung des Horner Beckens am Ende des Pleistozäns. Derzeit wird sie durch den Sacherbach entwässert, der sich den Weg nach Osten durch kristallines Gestein nördlich vom Steinriegel bahnt.

Braune bis hellgraubraune, kalkfreie, lehmig-sandige und sandige *deluvio-fluviatile Sedimente* wurden in den kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen abgelagert und gehen in fluviatile Sedimente der Talauen über oder enden in kleineren Schwemmkegel. Größere Schwemmkegel breiten sich unterhalb des Tales aus dem Zigeunergraben

und des Tales westlich von Maria-Dreieichen aus. Die oberen und mittleren Teile dieser Schwemmkegel enthalten reichlich bis zu 20 cm große Bruchstücke aus verschiedenen metamorphen Gesteinen.

Anthropogene Sedimente: Der Sacherbach wurde südöstlich von Mold an das linke Ufer der Aue umgeleitet und abgedämmt. Dadurch kann der Bereich der breiten Aue in ihrem südöstlichen Teil genutzt werden und Überschwemmungen in der Gemeinde werden vermieden. Weitere anthropogene Sedimente sind großflächige Anschüttungen im Bereich des Industriegebietes am südlichen Rand von Mold, Anschüttungen von Straßenkörpern, kleine Mülldeponien und Bodenaushub auf den Feldern.

Blatt 33 Steyregg

Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen von basischen bis intermediären Tiefengesteinen auf Blatt 33 Steyregg

MICHAEL MATZINGER, ERICH REITER & FRITZ FINGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Einleitung

Auf Kartenblatt 33 Steyregg (BRÜGGEMANN & FINGER, Geol. Karte d. Rep. Österr. 1:50.000, 2002) sind an mehreren Stellen kleine Vorkommen basischer bis intermediärer Tiefengesteine verzeichnet mit dem Legendenzusatz „meist dioritisch, z.T. Restit“. Wir wollen diese Gesteine zunächst vereinfacht als Diorit (i.w.S.) bezeichnen. Eine genauere petrografische Differenzierung und Klassifikation erfolgt im zweiten Teil dieses Kartierungsberichtes. Abgesehen von kurzen Erwähnungen in Aufnahmsberichten (z.B. FRASL, Verh. Geol. B.-A., A23–A25, 1960) lagen über diese Dioritvorkommen bisher kaum Informationen vor. Zum Verständnis magmatischer Zusammenhänge in Granitgebieten sind die regional auftretenden mafischen Endglieder aber oft von großer Bedeutung. Es wurde daher eine systematische Beprobung dieser Diorite vorgenommen. Insgesamt wurden 13 Aufschlüsse beprobt. Ein großer Aufschluss im Gusental, bei der Bruckmühle zwischen St. Georgen und Lungitz, wurde besonders detailliert aufgenommen, da hier die Verbandsverhältnisse zwischen Diorit und regionalen Granittypen (Weinsberger Granit, Engerwitzdorfer Granit) gut zu sehen sind.

Die Probenpunkte

Anhand des Kartenblattes 33 Steyregg wurden elf kartierte Dioritvorkommen beprobt. Im Gusental zwischen St. Georgen und Lungitz konnten zwei weitere Vorkommen entdeckt werden. Die Koordinaten (UTM) der einzelnen Aufschlüsse sind in Tabelle 1 aufgelistet.

Nr.	Aufschluss	Zone	E	N
1	NE Unterweitersdorf	33U	461373	5357821
2	nördl. Oberreichenbach	33U	454831	5353468
3	Gallneukirchen	33U	456381	5354089
4	Engerwitzberg	33U	460076	5354608
5	Ägidikirche	33U	457890	5350409
6	Holzgassen	33U	467504	5348713
7	Zottmann	33U	459059	5349008
8	Rempeldorf	33U	462714	5362457
9	Gusental			
	Brücke Knoll-Mühle	33U	459578	5348217
	E Brücke Knoll-Mühle	33U	459741	5347770
	Block im Gusental	33U	459932	5347966
	SW Bruckmühle	33U	460100	5348133
	Bruckmühle	33U	460405	5348441

Tab. 1.
Aufschlusskoordinaten (UTM) der beprobten Dioritvorkommen.

1) Dioritvorkommen NE Unterweitersdorf: Das ungefähr 1,5 km NE Unterweitersdorf kartierte Dioritvorkommen ist an der Bundesstraße B 310 am Straßenrand an einer Felsböschung angeschnitten. Es fand bereits einmal kurze Erwähnung in einem Exkursionsführer (FRASL & FINGER, Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald, Reihe Exkursionsführer der ÖGG, 1988). Der anstehende Diorit (Probe U 3 88) ist jünger als der Weinsberger Granit, wird aber vom Altenberger Granit durchdrungen. Das mittelgraue dioritische Gestein besteht aus einer feinkörnigen Biotit-Feldspat-Matrix und weist bis 0,5 cm große helle Flecken mit Titaniten im Zentrum auf (Titanitfleckendiorit).

2) Diorit nördlich von Oberreichenbach (ca. 2,5 km SW Gallneukirchen): Am Südhang neben der Landesstraße L 1464 liegen innerhalb des kartierten Dioritvorkommens große Blöcke von relativ dunklem granitoidem Gestein. Durchschnittliche Körnigkeit: ca. 3 mm (Proben MM 01-13, MM 02-13). Verlässt man das dortige Waldstück in nördlicher Richtung, so finden sich am Feld neben der Wasserversorgungsanlage Innertreffling II in großer Zahl Lesesteine eines feinkörnigen, grünlich-grauen Dioritporphyrs mit Hornblendenadeln (Probe MM 03-13), welcher bereits von FRASL (Verh. Geol. B.-A., A23–A27, 1959) in einem Kartie-

rungsbericht erwähnt wurde. Weiter nördlich schließt Freistädter Granodiorit an. Der Kontakt ist nicht aufgeschlossen.

3) Autobahnanschlussstelle Gallneukirchen: Hier wurde von KOHL (Naturk. Jb. d. Stadt Linz, 30, 9–42, 1984) an dem damals frischen Straßeneinschnitt ein dioritisches Gesteinsvorkommen beschrieben, welches heute jedoch nur mehr sehr schlecht aufgeschlossen ist. An der stark bewachsenen Autobahnböschung finden sich subanstehende Blöcke dieses dunklen Materials (Probe MM 09-13). Das dioritische Gestein weist große, auffällig sperrig angeordnete Biotite (bis ~8 mm) in einer feinkörnigen, grünlichgrauen Matrix auf (Redwitzitgefüge nach TROLL, Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abh., N.F. 133, 1968).

4) Dioritvorkommen in Engerwitzberg (3,5 km ESE Gallneukirchen): Am Osthang hinter dem Hof Kornbausch findet man in Blöcken ein biotitreiches Gestein, welches Titanite mit Plagioklashöfen zeigt (Titanitfleckendiorit). Das leicht geregelte Material ist dunkler und etwas gröber (Körnung durchschnittlich 3 mm, Plagioklase bis 5 mm) als der sehr feine Titanitfleckendiorit von Unterweitersdorf. In der Umgebung ist Engerwitzdorfer Granit sowie Freistädter Granodiorit kartiert, Kontaktbereiche sind aber leider nicht sichtbar.

5) Dioritvorkommen am Hohenstein (ca. 5,5 km südlich Gallneukirchen): Ein markanter Aufschluss befindet sich beim dortigen Ägidikirchlein. Neben granitischen Gesteinen (hauptsächlich Weinsberger aber auch Altenberger Granit), welche die Hauptmasse ausmachen, tritt ein dunkles, fein- bis kleinkörniges, biotitreiches Granitoid auf (Proben MM 108-13 bis MM 111-13), welches den Weinsberger Granit in Gängen intrudiert. Weiters zeigt sich im Aufschluss ein feinkörniges, porphyrisches Ganggestein von mittelgrauer Färbung und mit Hornblendenadeln (Mächtigkeit ~0,5 m), das schon FRASL (1960) erwähnt (Probe 107-13).

6) Dioritvorkommen von Holzgassen (ca. 2,5 km NNE Schwertberg): Das in einem Bachlauf anstehende mafische Material ist durchwegs stark verwittert, beinhaltet aber einzelne Härtlinge von frischem, kleinkörnigem Diorit (Probe MM 120-13). Auffällig sind kleine feinkörnige Schöllchen bis max. 15 mm, die unregelmäßig im Gestein verteilt sind. Das Gestein ist biotitreich, einzelne (größere) Plagioklase erreichen ~3 mm Größe.

7) Dioritvorkommen Zottmann (ca. 2,5 km nördlich St. Georgen): Etwas oberhalb des Gusentals ist hinter dem Hof Zottmann 8 (Schneeberger) im Bachbett über ca. 15 m Diorit aufgeschlossen (Proben MM 118-13 und MM 119-13). Das kleinkörnige, dunkelgraue, sehr massige Gestein besteht aus viel Plagioklas und viel Biotit, weiters sind einige Hornblenden sichtbar.

8) Dioritvorkommen Rempeldorf: In einem Steinbruch westlich Rempeldorf (1,8 km SE Neumarkt i. M.) ist ein dunkles Gestein aufgeschlossen (Probe Fi 46/85). Dieser Aufschluss wurde nicht neu beprobt, da an der Universität Salzburg eine Probe zur Auswertung vorhanden war.

9) Dioritvorkommen im Gusental zwischen St. Georgen und Lungitz: Auf Blatt Steyregg sind in diesem relativ stark eingetieften Abschnitt des Gusentals gleich drei Dioritvorkommen verzeichnet. Flussaufwärts kommend findet sich ein erstes kartiertes Vorkommen nördlich der Brücke nach der Knoll-Mühle. Es ist durch einzelne große Dioritblöcke repräsentiert, die sich neben anstehendem Weinsberger Granit am Hang finden. Das dunkle Material ist sehr massig, kleinkörnig, und führt viel Biotit (Proben MM 112-13 und MM 113-13).

Etwa 600 m flussaufwärts der Knoll-Mühle findet sich das nächste kartierte Dioritvorkommen an einem Aufschluss direkt an der Straße (Probe MM 117-13). Das Gestein entspricht makroskopisch dem Diorit des vorgenannten Aufschlusses.

Weitere 200 m flussaufwärts findet sich in einem Graben linker Hand ein großer Block (ca. 1,5 m^3) von Diorit (auf Kartenblatt 33 nicht erfasst). Das dunkelgraue, feinkörnige Gestein ist extrem zäh und es konnten nur Splitter abgeschlagen werden (Probe MM 114-13). Anstehend konnte das Material nicht gefunden werden. Als mafischer Gemengteil dominiert Biotit, der ein auffällig sperriges Gefüge bildet (Redwitzit-Textur; TROLL, 1968).

Das nächste kartierte Dioritvorkommen befindet sich weitere 400 m flussaufwärts. Direkt am Beginn einer niederen Stützmauer, etwa 300 m SW der Bruckmühle, bildet dioritisches Gestein mit einzelnen rötlichen Kalifeldspäten eine ca. 8 m hohe Felswand (Probe MM 115-13). Daneben finden sich mehrere Blöcke eines stark angewitterten mafischen Gesteins ohne große Kalifeldspäte, aber mit großen sperrigen Biotiten in einer feinkörnigeren, grauen Matrix (Probe MM 116-13).

Kurz vor dem Gallneukirchner Becken, bei der Bruckmühle, tritt erneut ein kleiner Dioritstock auf. Er ist auf dem Kartenblatt Steyregg nicht erfasst. Dieser Aufschluss wird im Folgenden im größeren Detail beschrieben, da er interessante Kontaktsituationen mit Weinsberger und Engerwitzdorfer Granit erkennen lässt.

Der Aufschluss Bruckmühle

Hier findet sich ein Durchschlag von Engerwitzdorfer Granit im Weinsberger Granit. Letzterer ist in Großschollen von mehreren Metern Durchmesser in den jüngeren Engerwitzdorfer Granit eingelagert. Das dioritische Gestein intrudiert beide Granitarten, allerdings tritt am Kontakt noch ein hellgraues, saures Ganggestein auf. Das dioritische Gestein ist nicht homogen. Im linken Teil des Aufschlusses ist es dunkel und von sperrigen Biotiten dominiert (Redwitzitgefüge), im rechten Teil (gegen Nordosten) ist es zunehmend von Biotit führenden pegmatitischen Gängen durchzogen und es treten vermehrt rötliche Kalifeldspäte auf.

Eine vom Weinsberger Granit genommene Probe (MM 10-13) hat einen Modalbestand von ~23 % Quarz, ~37 % Kalifeldspat, ~30 % Plagioklas sowie ~8 % Biotit und Chlorit. Die milchiggrau bis rosa gefärbten Großkalifeldspäte (bis 5 cm) lassen schon makroskopisch viele Risse erkennen, was auf eine erhebliche sprödtektonische Beanspruchung schließen lässt. Zudem durchziehen dünne Scherzonen von bis zu einem Zentimeter Breite den Weinsberger Granit.

Der mittelkörnige Engerwitzdorfer Granit hat Kalifeldspäte mit einer Größe bis zu 2 cm. Drei Proben (MM 11-13, MM 15-13 und MM 18-13) zeigen übereinstimmend einen Modalbestand von ~20 % Quarz, ~20 % Kalifeldspat und ~40 % Plagioklas sowie ~20 % Biotit und Chlorit. Eine

vierte Probe (MM 08-13) ist etwas weniger sauer. Das erwähnte helle, feinkörnige Ganggestein (Proben MM 12-13 und MM 14-13) ist leukogranitisch mit 27–36 % Quarz, 30–35 % Kalifeldspat, 28–30 % Plagioklas sowie 3–5 % Biotit.

Der linke dunklere Teil des Dioritkörpers (Proben MM 06-13, MM 13-13) setzt sich aus ca. 5 % Quarz, 15–20 % Kalifeldspat, 15–20 % Plagioklas, 25–30 % Biotit, ca. 25 % Hornblende sowie 5 % Apatit plus Titanit zusammen. Eine Dioritprobe (MM 17-13), die unmittelbar am Kontakt zum Weinsberger Granit genommen wurde, ist quarzreicher (~10 % Quarz) und möglicherweise hybrid. Im rechten Teil des Aufschlusses (Probe MM 30-13) hat der Diorit höhere Plagioklasgehalte (bis zu 30 %), niedrigere Hornblendeanteile (~10 %) und die Kalifeldspäte (~20–30 %) werden größer und makroskopisch auffallend. Die chemischen Analysen der beprobten Gesteine finden sich in Tabelle 2.

Probe	**a**	**b**	**c**	**d**	**e**	**f**	**g**	**h**	**i**	**j**	**k**
	MM 06-13	MM 08-13	MM 10-13	MM 11-13	MM 12-13	MM 13-13	MM 14-13	MM 15-13	MM 17-13	MM 18-13	MM 30-13
Gestein	rM	EG	WG	EG	GG	rM	GG	EG	rM	EG	rM
SiO_2	50,16	57,33	68,35	63,80	72,80	53,61	76,18	65,25	57,32	61,64	53,60
TiO_2	1,54	0,78	0,44	0,65	0,23	1,16	0,20	0,60	1,03	0,74	1,21
Al_2O_3	11,17	18,62	14,68	17,24	13,66	12,57	12,18	16,50	12,26	17,15	15,20
Fe_2O_3	9,56	5,46	2,51	4,03	1,73	7,10	1,31	4,19	7,87	5,33	7,76
MnO	0,18	0,11	0,05	0,06	0,03	0,13	0,03	0,06	0,14	0,09	0,12
MgO	8,96	1,33	0,76	1,95	0,60	7,28	0,35	1,63	7,16	2,21	5,80
CaO	8,41	4,38	1,54	3,73	0,90	6,86	1,37	2,37	4,98	2,59	6,10
Na_2O	1,16	5,15	3,18	4,00	3,70	1,40	3,17	3,74	1,71	3,76	2,26
K_2O	5,81	4,76	6,34	3,74	5,89	6,92	5,03	4,92	3,91	4,41	5,57
P_2O_5	2,25	0,58	0,28	0,40	0,30	2,05	0,11	0,37	1,86	0,60	1,21
SO_3	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,06
GV	1,53	1,38	0,76	0,88	0,69	1,52	0,80	1,34	2,06	2,34	2,01
Summe	100,75	99,90	98,91	100,49	100,55	100,62	100,74	100,98	100,32	100,88	100,90
Rb	292	157	190	144	155	287	140	179	369	183	185
Sr	671	863	493	809	385	1758	319	793	458	961	1716
Ba	4879	2792	1269	2051	1799	6313	641	1845	1897	2821	4813
Th	15	14	42	45	29	5	38	33	10	38	11
La	115	50	76	74	41	87	45	78	69	107	72
Ce	256	60	170	155	72	158	97	144	163	214	156
Nd	148	31	65	53	32	117	45	60	111	100	81
Ga	17	29	17	22	13	13	15	23	24	19	20
Nb	27	28	11	22	9	24	7	19	20	18	27
Zr	150	412	299	266	165	68	141	368	33	425	334
Y	66	42	11	32	20	37	13	21	69	40	38
Sc	37	13	3	9	7	25	6	10	27	22	21
Pb	17	22	33	26	37	24	40	33	8	21	25
Zn	184	351	91	96	48	116	89	164	180	245	304
V	200	57	24	66	13	152	11	40	131	74	151
Co	32	21	5	7	2	27	5	6	24	10	22
Cr	305	28	8	23	2	195	u.d.N.	33	160	31	140
Ni	158	12	7	10	5	112	4	9	105	11	67

Tab. 2.
Röntgenfluoreszenzanalyse der beprobten Gesteine des Aufschlusses Bruckmühle; Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Abkürzungen: rM = redwitzitischer Monzonit, EG = Engerwitzdorfer Granit, WG = Weinsberger Granit, GG = Ganggestein.

a: redwitzischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, biotitreich (MM 06-13).
b: Engerwitzdorfer Granit, größere Kalifeldspäte in biotitreicher Matrix (MM 08-13).
c: Weinsberger Granit, spröde deformierte Kalifeldspäte bis 5 cm (MM 10-13).
d: Engerwitzdorfer Granit, klein- bis mittelkörnig (MM 11-13).
e: saures Ganggestein, hell und quarzreich (MM 12-13).
f: redwitzitischer Monzonit, kleinkörnig, biotitreich (MM 13-13).
g: saures Ganggestein, hell und quarzreich (MM 14-13).
h: Engerwitzdorfer Granit, mittelkörnig, spröde deformierte Kalifeldspäte (MM 11-13).
i: redwitzitischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, biotitreich, aus Kontaktbereich zum Weinsberger Granit (MM 17-13).
j: Engerwitzdorfer Granit, mittelkörnig, spröde deformierte Kalifeldspäte (MM 18-13).
k: redwitzischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, biotitreich mit rosa Kalifeldspäten (MM 30-13).

Probe	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
	MM 01-13	MM 02-13	MM 03-13	MM 05-13	MM 09-13	MM 107-13	MM 108-13	MM 109-13	MM 110-13	MM 110-13	MM 110-13
Gestein	mMG	mMG	ND	BAD	rM	ND	mMG	mMG	mMG	mMG	mMG
SiO_2	67,07	70,54	56,76	50,56	50,69	61,89	59,72	62,69	61,38	60,69	62,46
TiO_2	0,89	0,51	2,23	1,59	1,25	0,87	1,07	1,24	1,36	1,49	1,28
Al_2O_3	14,68	14,67	15,13	18,43	11,53	16,83	17,86	15,63	15,97	16,19	15,74
Fe_2O_3	4,45	2,40	6,05	8,64	6,34	4,90	5,73	5,88	6,35	6,51	6,00
MnO	0,08	0,03	0,09	0,12	0,11	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,07
MgO	1,25	0,71	4,70	4,51	9,47	3,15	2,17	2,24	2,54	2,49	2,31
CaO	2,08	1,25	7,67	6,67	8,62	5,22	3,77	3,41	3,51	3,76	3,36
Na_2O	2,93	2,84	3,36	3,01	1,08	3,95	3,75	3,53	3,43	3,43	3,60
K_2O	5,59	6,26	1,48	4,22	6,60	1,89	4,22	4,08	4,08	4,06	3,94
P_2O_5	0,43	0,22	0,84	1,05	2,34	0,27	0,61	0,58	0,64	0,68	0,62
SO_3	0,25	0,08	0,04	0,07	0,02	0,12	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
GV	0,99	0,63	2,26	1,34	1,73	1,33	1,04	1,07	1,15	0,98	0,97
Summe	100,69	100,14	100,61	100,21	99,78	100,50	100,04	100,46	100,51	100,38	100,37
Rb	251	248	36	248	302	40	230	193	174	175	162
Sr	230	349	887	1042	3673	825	1100	383	432	437	425
Ba	1036	1819	368	2761	6246	632	3467	1243	1505	1459	1376
Th	25	55	17	40	10	6	33	18	13	20	15
La	77	120	82	77	195	40	82	52	63	62	91
Ce	151	239	201	163	415	76	232	86	158	145	175
Nd	81	97	70	72	255	38	71	41	68	55	83
Ga	19	17	24	25	12	20	22	20	20	20	22
Nb	20	9	35	24	28	10	25	27	26	27	25
Zr	420	312	272	636	310	161	409	354	422	375	370
Y	37	26	16	36	50	19	40	41	43	43	43
Sc	10	5	14	24	23	8	16	16	13	17	15
Pb	27	34	u.d.N.	17	13	7	19	16	18	19	17
Zn	83	53	55	108	134	65	84	105	102	103	94
V	53	38	144	154	133	89	100	94	93	105	86
Co	6	4	26	18	27	10	9	10	10	13	9
Cr	32	u.d.N.	139	23	451	7	15	40	42	39	38
Ni	8	5	61	12	247	6	8	14	15	14	15

Tab. 3.
Röntgenfluoreszenzanalyse der beprobten Gesteine; Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze, n.b. = nicht bestimmt; Abkürzungen: mMG = mafischer Migmagranit, ND = Nadeldiorit-Porphyrit, rM = redwitzitischer Monzonit, BAD = Bt-Amph-Diorit bis Quarzdiorit.

a: Migmagranit, kleinkörnig, dunkel, biotitreich, nördlich Oberreichenbach (MM 01-13).
b: Migmagranit, kleinkörnig, dunkel, biotitreich, nördlich Oberreichenbach (MM 02-13).
c: Nadeldiorit-Porphyrit, feinkörnig, grünlich-grau, nördlich Oberreichenbach (MM 03-13).
d: Bt-Amph-Titanitfleckendiorit, kleinkörnig, biotitreich, leicht geregelt, Titanite mit Plagioklashöfen, Engerwitzberg bei Hof Kornbausch (MM 05-13).
e: redwitzitischer Monzonit, kleinkörnig, große Biotite, Autobahnanschluss Gallneukirchen (MM 09-13).
f: Nadeldiorit-Porphyrit, feinkörnig, massig, Ägidikirche (MM 107-13).
g: dunkler Migmagranit, biotitreich, feinkörnig, Ägidikirche (MM 108-13).
h: dunkler Migmagranit, biotitreich, kleinkörnig, Ägidikirche (MM 109-13).
i: dunkler Migmagranit, biotitreich, feinkörnig, Ägidikirche (MM 110-13).
j: dunkler Migmagranit, biotitreich, feinkörnig, Ägidikirche (MM 110-13 B).
k: dunkler Migmagranit, biotitreich, kleinkörnig, Ägidikirche (MM 110-13 C).

l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v	w
MM 111-13	MM 112-13	MM 113-13	MM 114-13	MM 115-13	MM 116-13	MM 117-13	MM 118-13	MM 119-13	MM 120-13	MM U 3 88	Fi 46/85
mMG	BAD	BAD	rM	rM	rM	BAD	BAD	BAD	rM	BAD	mMG
63,53	54,43	53,23	48,79	49,22	47,43	52,21	47,03	48,37	59,92	58,67	60,52
1,19	1,37	1,56	1,38	1,40	1,52	1,65	2,18	2,04	0,90	1,31	1,01
15,45	17,12	17,54	15,18	15,24	14,04	16,58	16,72	16,23	14,64	17,81	16,90
5,81	7,55	8,10	9,88	9,63	9,89	9,58	10,23	9,30	5,78	6,52	4,94
0,08	0,11	0,12	0,19	0,13	0,14	0,11	0,13	0,13	0,09	0,09	0,08
2,22	3,89	4,08	7,56	8,18	10,41	4,34	6,19	6,71	4,66	2,76	2,63
3,43	6,02	5,84	7,45	5,38	6,31	6,30	8,42	8,69	4,51	4,94	4,18
4,01	2,93	3,11	2,38	1,44	0,92	3,00	2,96	2,89	2,98	3,59	3,87
3,16	4,46	4,19	4,22	5,67	5,49	3,86	3,58	3,43	4,93	2,82	4,18
0,59	0,88	0,90	1,53	1,45	1,64	1,10	1,35	1,15	0,70	0,68	0,31
0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0,03	0,24	0,21	0,16	0,10	0,03	n.b.
0,75	n.b.	1,84	1,87	2,89	2,92	1,32	1,57	1,53	1,15	1,04	1,31
100,25	98,82	100,54	100,49	100,66	100,74	100,29	100,57	100,63	100,36	100,26	99,93

176	124	146	214	155	238	137	115	110	203	128	200
357	2349	2391	1939	1754	2196	2003	1710	1597	982	1010	413
894	5171	5188	5405	5737	5516	3670	3473	3217	2841	2905	1034
15	6	12	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	17	11	4	36	33	20
43	73	112	66	61	60	103	84	56	78	74	34
90	134	195	165	120	110	214	173	123	147	122	68
36	76	87	106	62	66	109	84	52	69	63	35
21	20	21	19	17	18	19	19	17	17	19	22
28	26	24	32	19	23	27	30	26	25	20	13
322	105	401	431	310	262	234	265	290	302	288	191
40	33	29	53	32	39	44	41	32	32	34	19
10	22	23	31	21	31	21	28	32	16	22	14
19	18	15	9	14	16	15	13	13	51	30	30
103	91	122	134	109	110	115	99	91	77	87	76
90	176	199	211	184	202	229	277	249	113	139	84
7	14	21	28	32	39	22	31	32	20	11	13
36	45	56	262	255	494	20	57	69	213	22	31
13	13	20	67	132	190	14	25	33	60	9	22

l: dunkler Migmagranit, biotitreich, kleinkörnig, Ägidikirche (MM 111-13).
m: Bt-Amph-Diorit, biotitreich, kleinkörnig, Gusental nördlich Brücke nach Knoll-Mühle (MM 112-13).
n: Bt-Amph-Diorit, biotitreich, kleinkörnig, Gusental nördlich Brücke nach Knoll-Mühle (MM 113-13).
o: redwitzitischer Monzonit, sehr massig, Block im Gusental (MM 114-13).
p: redwitzitischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, biotitreich, rosa Kalifeldspäte, 300 m SW der Bruckmühle zwischen St. Georgen und Lungitz (MM 115-13).
q: redwitzitischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, große Biotite, angewittert, 300 m SW der Bruckmühle zwischen St. Georgen und Lungitz (MM 116-13).
r: redwitzitischer Monzonit, dunkel, kleinkörnig, biotitreich, 300 m E Brücke Knoll-Mühle (MM 117-13).
s: Bt-Amph-Diorit, massig, biotitreich, hinter Hof Zottmann 8 bei der Quellfassung (MM 118-13).
t: Bt-Amph-Diorit, massig, biotitreich, hinter Hof Zottmann 8 bei der Quellfassung (MM 119-13).
u: Bt-Amph-Diorit, feinkörnig, biotitreich, kleine Schöllchen bis ~1,5 cm, Holzgassen (MM 120-13).
v: Bt-Amph-Titanitfleckendiorit, feinkörnig, fleckig, Straßenaufschluss Unterweitersdorf (U 3 88).
w: Migmagranit, Steinbruch Rempeldorf (Fi 46/85).

Interessant ist, dass der gesamte Aufschluss eine erhebliche tektonische Überprägung aufweist. Nicht nur die Kalifeldspäte des Weinsberger Granits sind spröd deformiert, sondern auch jene des Engerwitzdorfer Granits. In den Dünnschliffen ist eine penetrative Chloritisierung der Biotite erkennbar, und zwar auch noch im jüngsten kristallinen Gestein des Aufschlusses, dem Granitgang, sodass von einer grünschieferfaziellen Überprägung aller Gesteine ausgegangen werden kann.

Petrografie und Geochemie

Die chemischen Analysen der eingeholten Dioritproben sind zusammen mit einer in GERDES (Diss. Univ. Göttingen, 1997) publizierten Analyse des Diorits von Rempeldorf (SE Neumarkt) in Tabelle 3 aufgelistet. Es wird deutlich, dass die Diorite eine sehr variable Zusammensetzung aufweisen und zweifellos verschiedene Typen von Magmen repräsentieren. Dabei können folgende Gruppen definiert werden:

Mafische Migmagranite: Bei drei Dioritvorkommen, nämlich jenen von Rempeldorf, Oberreichenbach und am Hohenstein (Ägidikirche), handelt es sich um mafische Varianten von Migmagranit. Dass die auf Blatt Steyregg weit verbreiteten Migmagranite (FRASL, 1959) lokal in dioritähnliche Varianten übergehen können, ist bekannt (KRENN, Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 2000; SCHILLER & FINGER, Jb. Geol. B.-A., 153, 351–359, 2013). Wie die Migmagranite allgemein, zeichnen sich auch die mafischen Varietäten durch sehr hohe Zr-, REE-, Ba- und Sr-Gehalte aus. Hingegen ist der Th-Gehalt nicht so hoch wie in den saureren Varianten. Trotz des mafischen Charakters bleiben die Cr- und Ni-Gehalte relativ niedrig. Der Dünnschliffbefund zeigt, dass diese dunklen Migmagranite als biotitreiche Granodiorite anzusprechen sind und strenggenommen keine Diorite sind. Hornblende spielt eine sehr untergeordnete Rolle oder fehlt völlig.

Redwitzitische Monzonite: Einigermaßen spektakulär sind die Analyseergebnisse für jene Diorite, bei welchen sogenannte Redwitzitgefüge (sperrige Biotitanordnung) auftreten, insofern als bei diesen Gesteinen ultrapotassische Zusammensetzungen vorliegen. Nach FOLEY et al. (Earth Science Reviews, 24, 81–134, 1987) können mafische magmatische Gesteine, deren K_2O/Na_2O-Verhältnis größer als 2 ist (bei $K_2O > 3$ Gew. % und $MgO > 3$ Gew. %), als ultrapotassisch eingestuft werden. Von den eingeholten Dioritproben erfüllen sieben dieses Kriterium (Proben MM 06-13, MM 09-13, MM 13-13, MM 17-13, MM 30-13, 115-13, MM 116-13), zwei weitere Proben (MM 114-13 und MM 120-13) haben ein K_2O/Na_2O-Verhältnis von nur knapp unter 2. Weiters zeichnen sich die redwitzitischen Monzonite des Steyregger Kartenblatts bei moderater Basizität (SiO_2 meist 48–54 Gew. %, ausnahmsweise bis 60 Gew. %) durch sehr hohe MgO- (7–10 Gew. %), P_2O_5- (1,2–2,2 Gew. %), Ba- (1.900–6.300 ppm), Cr- (140–500 ppm) und Ni-Gehalte (70–250 ppm) aus.

Im Dünnschliff zeigen alle diese Proben hohe Anteile mafischer Komponenten (30–50 %), wobei neben Biotit stets große Mengen an grünem Amphibol und manchmal sogar etwas Klinopyroxen zu beobachten sind. Quarz tritt im Allgemeinen nur in Spuren auf. Hingegen ist Kalifeldspat ein wichtiger Gemengteil, und weil das Verhältnis Orthoklas/Plagioklas meist um 1 liegt, sind die Gesteine im Wesentlichen als Monzonite zu klassifizieren. Die Zusatzbezeichnung „redwitzitisch“ bezieht sich auf das charakteristische Biotitgefüge (TROLL, 1968). Die Gesteine sind im Allgemeinen kleinkörnig, zum Teil werden die Biotite aber bis ~10 mm groß (Proben MM 09-13, MM 116-13). Letztgenannte Varianten führen etwas Klinopyroxen, der randlich in Hornblende umgewandelt ist.

Was die Verbreitung der redwitzitischen Monzonite betrifft, so befindet sich der Schwerpunkt ihres Auftretens im Gusental, wo sie gleich an drei Stellen gefunden werden konnten. Darüber hinaus gehören zu dieser Gruppe die Proben vom Autobahnanschluss Gallneukirchen und von Holzgassen. Letztere Varietät ist etwas quarzreicher (genau genommen ein Quarzmonzonit).

Biotit-Amphibol-Diorite bis Quarzdiorite: Diese Diorite unterscheiden sich petrografisch deutlich von den Monzoniten, indem sie massiv plagioklasdominiert sind und kaum Kalifeldspat führen. Die Quarzgehalte variieren von ca. 2–10 %. Die Mafitgehalte liegen zwischen 30 und 40 %, wobei Biotit meist etwas über den Amphibol dominiert. Charakteristisch ist das Auftreten großer Titanite bis 1 mm. Geochemisch sind die Gesteine basisch (SiO_2 von 47 bis 54 Gew. %), kaliumreich (K_2O von 3,5 bis 4,5 Gew. %), aber nicht ultrapotassisch. Die mantelinkompatiblen Elemente sind ähnlich stark angereichert wie bei den redwitzitischen Monzoniten, aber die Cr- und Ni-Gehalte und auch die Magnesiumzahl sind deutlich niedriger. Neben den Aufschlüssen Zottmann und Knoll-Mühle im Gusental gehören zu dieser Gruppe auch die Dioritvorkommen in Engerwitzberg und bei Unterweitersdorf. Ein gemeinsames Auftreten mit den Monzoniten wurde nirgends beobachtet.

Nadeldiorit-Porphyrite: Diese Ganggesteine bilden einen eigenen Magmentyp und treten wahrscheinlich nur völlig zufällig an zwei Lokalitäten zusammen mit mafischen Migmagraniten auf (Oberreichenbach und Hohenstein). Petrografisch handelt es sich um Biotit-Hornblende-Quarzdiorite bis quarzarme Tonalite. Die nadelige Hornblende zeigt im Dünnschliff braune Eigenfarbe. Bei intermediären SiO_2-Gehalten (57–62 Gew. %) haben diese Ganggesteine „kalzischen“ Charakter (FROST et al., J. Petrol., 42, 2033–2048, 2001) mit hohen CaO/K_2O-Verhältnissen von 3,5–5, bei einem K_2O-Gehalt von 1,5–2 Gew. %. Die Probe von der Ägidikirche (MM 107-13) besitzt einen vergleichsweise höheren Differentiationsgrad.

Schlussbemerkung

Die durchgeführten Untersuchungen an den auf Blatt Steyregg verzeichneten basischen bis intermediären Tiefengesteinen ergaben eine unerwartete Vielfalt an Magmentypen. Die vier unterschiedenen Gruppen (mafische Migmagranite, redwitzitische Monzonite, Biotit-Amphibol-Diorite und Nadeldiorit-Porphyrite) zeigen, dass sehr verschiedene Magmenquellen im Bereich des oberen Erdmantels an der Entstehung der Gesteine beteiligt waren.

Aufgrund der Feldbeobachtungen beim Aufschluss Bruckmühle sind die Monzonitintrusionen jünger als Engerwitzdorfer und Weinsberger Granit und könnten demnach etwa zeitgleich mit den Migmagraniten intrudiert sein (FRASL & FINGER, 1988). Letztere wurden von GERDES et al. (Journal of the Czech Geological Society, 48, 53–54, 2003) auf 323 Ma datiert.

Die Gruppe der Biotit-Amphibol-Diorite bis Quarzdiorite ist nach den Verbandverhältnissen in Unterweitersdorf (Frasl & Finger, 1988) älter als der Altenberger Granit (315 Ma nach Gerdes et al., 2003) und jünger als der Weinsberger Granit. Auch sie könnten somit etwa zeitgleich mit den Migmagraniten intrudiert sein. Für ähnliche Diorite bei Ulrichsberg im westlichen Mühlviertel geben Gerdes et al. (2003) ein Zirkonalter von 318 ± 2 Ma an.

Die Nadeldiorit-Porphyre sind vermutlich spätkarbonisch/permisch.

Blatt 39 Tulln

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln

Stjepan Ćorić

Im Jahr 2013 wurden im südlichen und südöstlichen Teil des Blattes 39 Tulln, in den Gebieten Ollern–Ried am Riederberg–Elsbach, Ranzelsdorf, Streithofen, Siegersdorf und Plankenberg–Weinzierl ergänzende Kartierungen und Revisionsbegehungen durchgeführt. Zusätzlich wurden angrenzend an Blatt 38 Krems kleinere Flächen bei Baumgarten, Hasendorf und beim Reiserberg geologisch aufgenommen.

Neogen

„*Robulus*-Schlier“ (mittleres Ottnangium)

Als älteste Sedimente in Kartierungsgebiet konnte „*Robulus*-Schlier“ auskartiert werden. Im Gebiet Ollern–Ried am Riederberg und nördlich Elsbach treten verwitterte, graue Mergel und feinkörnige Sandsteine des „*Robulus*-Schlier“ auf. Die Abgrenzung zu den quartären Ablagerungen konnte mit Hilfe von 20 Handbohrungen gemacht werden. Mergel des „*Robulus*-Schlier“ wurden für die stratigrafischen Bestimmungen beprobt und analysiert. In den Proben konnte eine relativ reiche Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1871) Schiller 1930, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay, 1967) Bukry, 1971, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Helicosphaera scissura* Miller, 1981, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, 1966) Roth, 1970, *Reticulofenestra excavata* Lehotayová, 1975, *R. minuta* Roth, 1970, *R. pseudoumbilica* (Gartner, 1967) Gartner, 1969 sowie *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967 beobachtet werden. Das Auftreten von *H. ampliaperta* und das Fehlen von *S. heteromorphus* erlauben die Einstufung in die obere NN2/NN3 (Martini, Proceedings of the II Planktonic Conference. Ed. Tecnoscienza, Roma, 739–785, 1971).

Kleinere Flächen mit grauen Mergeln und Silt des „*Robulus*-Schlier“ konnten in Wagendorf (BMN M34 R: 725943; H: 347384) nördlich Sieghartskirchen und in einer kleinen Baugrube in Ranzelsdorf (BMN M34 R: 725165; H: 347798) auskartiert und beprobt werden. Reiche und gut erhaltene Nannoplanktonvergesellschaftungen enthalten *H. ampliaperta, H. scissura, R. bisecta* und *R. excavata.* Die untersuchten Sedimente konnten damit in die obere NN2/NN3 eingestuft werden.

Entlang der Straße Weinzierl–Diesendorf treten in einem bis 50 cm hohen Einschnitt graue Silte, Feinsande und hellgraue Mergel des „*Robulus*-Schlier“ auf. Die Schichten folgen einem WSW–ENE Streichen und fallen mit 50° nach SE ein. Eine kalkige Nannoflora mit *H. ampliaperta, H. scissura, R. bisecta* und *R. excavata* aus Mergellage erlaubt auch hier die Einstufung in die obere NN2/NN3. Die Gesteine sind in diesem Gebiet mit kalkfreiem Ton und Feinsand der Traisen-Formation verschuppt.

Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten; *Rzehakia*-Schichten) (oberes Ottnangium)

Untermiozäne *Oncophora*-Schichten (*Rzehakia*-Schichten) wurden kürzlich als Traisen-Formation beschrieben und als Teil der Pixendorf-Gruppe definiert (Gebhardt et al., Tagungsband, Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, 89, 2013). Die Sedimente der Traisen-Formation sind im Kartierungsgebiet sehr weit verbreitet. Sie treten in der Umgebung von Streithofen am Mitterberg und von Plankenberg bis Diesendorf auf. Angrenzend an Blatt 38 Krems konnten am Reiserberg, Schaflerberg und im Reidlingwald ebenfalls Flächen mit einer überwiegend sanddominierten Fazies der Traisen-Formation auskartiert werden. In Sanden treten häufig nicht näher bestimmbare Molluskensplitter auf, die wahrscheinlich den Bivalven aus den Gruppen *Rzehakia-Limnocardia* zuzuordnen sind. Horizontal liegende, dunkelgraue Tone und Silte mit seltenen inkohlten Pflanzenresten sind in einer alten Kiesgrube nördlich von Weinzierl aufgeschlossen. Diese kalkfreien Sedimente konnten hier im Liegenden der Dietersdorf-Formation auskartiert werden. Durch die Verwendung der Bohrstocksonden westlich und südlich von Streithofen sowie im Reidlingwald konnten kalkfreie Tone und fein- bis mittelkörnige, glimmereiche Sande der Traisen-Formation von quartären Ablagerungen erfolgreich abgegrenzt werden.

Dietersdorf-Formation (Eichberg-Konglomerat) (oberes Ottnangium)

Kleinere Vorkommen der Konglomerate der Dietersdorf-Formation konnten südlich Streithofen, am Hochfeld (NE Diesendorf bzw. NW Weinzierl) und am Reisberg SW Plankenberg auskartiert werden. Grobkonglomerate mit Komponenten bis ca. 50 cm sind in zwei alten Kiesgruben nördlich Weinzierl aufgeschlossen. In massigen Konglomeraten ohne erkennbare Gradierung konnte eine schwach ausgeprägte Imbrikation (090/10) gemessen werden. Es handelt sich überwiegend um kantengerundete bis gut gerundete Flyschsandstein-Komponenten in fein- bis mittelsandiger Matrix. Untergeordnet wurden kalkalpine Gerölle und

gut gerundete pelitische und mergelige Intraklasten gefunden. Hellgraue Kalkmergelkomponenten mit gut erhaltenen kalkigen Nannonfloren (*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959, *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968, *Reinhardtites levis* PRINS & SISSINGH, 1977, *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968, *Zeugrhabdotus biperforatus* (GARTNER, 1968) BURNETT, 1997, etc.) konnten dem Campanium und somit der Zementmergelserie zugeordnet werden. Eine sehr gut erhaltene Nannoplankton-Vergesellschaftung mit *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Toweius rotundus* PERCH-NIELSEN, 1978, *Toweius selandianus* PERCH-NIELSEN, 1979, *Toweius* spp. konnte in dunkelgrauen Mergeln nachgewiesen werden. Dadurch konnten diese Klasten ins Paleozän (NP5, Selandium), eingestuft werden und gehören zur Altlengbach-Formation.

Quartär

Terrassenschotter

Bei Ranzelsdorf und westlich Abstetten, an der orografisch rechten Seite der Großen Tulln, konnten kleinflächig Schotter auskartiert werden. Diese Schotterkörper bilden eine Verebnungsfläche in ca. 200 m Seehöhe. Die Schotter können wahrscheinlich der Hochterrasse zugeordnet werden. Ein kleiner Bereich, ca. 200 m östlich von Elsbach, ist von relativ gleichkörnigen Schottern bedeckt. Es handelt sich um gut gerundete, bis 5 cm große Quarz- und Flyschsandstein-Gerölle.

Löss

Mächtige Lösse bedecken die Sedimente der Traisen- und Dietersdorf-Formation am Hochfeld, Reisberg und nördlich Plankenberg. Eine kleine Fläche östlich von Ried am Riederberg konnte mithilfe von Handbohrungen ebenfalls erfolgreich von solifluidalen Sedimenten und vom „*Robulus*-Schlier“ abgegrenzt werden. Angrenzend an Blatt 38 Krems konnten gelbliche, großteils feinsandige Lösse am Schaflerberg und im Reidlingwald auskartiert werden. In dieser Gegend kommen selten kleine Kalkkonkretionen vor. Durch einen deutlichen Hangknick nördlich Sieghartskirchen (von Ranzelsdorf bis Dietersdorf) und östlich von Grunddorf konnte die Grenze zwischen Löss und den Sedimenten der Traisen-Formation auskartiert werden. Neben seltenen Aufschlüssen in Hohlwegen konnten äolische Ablagerungen erfolgreich mit dem Einsatz der Bohrstocksonde auch in der Umgebung von Streithofen und nördlich von Sieghartskirchen auskartiert werden.

Solifluidaler Lehm

Mächtige, braune, kalkfreie Lehme treten im Hangfußbereich von Ollern bis Elsbach, im Hangfußbereich südlich vom Auberg und von Flachberg auf. Solifluidale Lehme östlich von Ried am Riederberg enthalten eckige Bruchstücke von Sandsteinen aus dem Flysch. Südlich Streithofen verläuft der Übergang vom Löss zum solifluidalen Lehm fließend und konnte mithilfe des Bohrstocks auskartiert werden.

Decklehm

Eine kleine Verebnungsfläche südlich Streithofen konnte als Decklehm auskartiert werden. Es handelt sich hier um plastischen, braunen, kalkfreien Lehm mit bis zu 1 cm großen Limonitkörnern. Die Decklehme bedecken hier die Sedimente der Traisen- und der Dietersdorf-Formation.

Talfüllungen

Holozäne Talfüllungen wurden nördlich von Streithofen im Rinnengraben kartiert. Es handelt sich um braune Tone mit gut gerundeten Geröllen, dunkelgraue Tone und lockere, mittelkörnige Sande. Kleinere Schwemmkegel konnten angrenzend an Blatt 38 Krems bei Baumgarten und östlich von Grunddorf auskartiert werden.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2013 wurde im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes 39 Tulln die Revision älterer geologischer Karten im Bereich Stranzendorf, Niederrußbach, Großweikersdorf, Ottenthal, Kirchberg am Wagram, Oberstockstall, Hippersdorf und Stetteldorf am Wagram durchgeführt.

In diesen Gebieten wurden in kleinen Bereichen untermiozäne Tone, Silte, feinkörnige Sande und stellenweise Kiese der Laa-Formation (Karpatium) kartiert. Die weit größer verbreitete quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen, untergeordnet auch aus fluviatilen, deluvialen, deluvio-fluviatilen und anthropogenen Ablagerungen.

Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Neogen

Laa-Formation (Karpatium)

Nördlich bis nordnordöstlich von Niederrußbach wurden grüngraue und braune Tone sowie Sande mit polymikten, gerundeten Geröllen von 2 bis 10 cm Durchmesser kartiert und beschrieben. Die Foraminiferenfauna (det. H. GEBHARDT, Geologische Bundesanstalt) mit *Cibicidoides* cf. *lopjanicus* ermöglicht die Einstufung in das Karpatium.

Südwestlich von Stranzendorf konnten in einem Graben graubraune Sande mit gerundeten Flyschgeröllen (Quarz, Sandstein) von 2 bis 30 cm Durchmesser dokumentiert werden. Im angrenzenden Feld war in Furchen vermutlich neogener, weißgrauer Silt ausgeackert. Südöstlich von Großweikersdorf wurden in einer Böschung hinter einer Gärtnerei grünbraune, tonige Sande gefunden. In der Foraminiferenfauna dieser Probe dominiert *Valvulineria complanata*. Obwohl eindeutige Indexfossilien fehlen, ist auch hier die Zuordnung zur Laa-Formation (Karpatium) wahrscheinlich.

Pleistozän

Mittelpleistozän

Fluviatile, sandige *Terrassenschotter* von 2 bis 4 cm Durchmesser wurden in der Böschung im Straßeneinschnitt zwischen Kirchberg am Wagram und Oberstockstall und in der Baugrube der Wagramhalle von Kirchberg unter 3 bis 7 m Löss gefunden. Diese können wahrscheinlich mit den mittelpleistozänen Schottern am Wagram korreliert werden. Auch in dem Graben nördlich von Hippersdorf wurden unter 1 bis 5 m Löss und deluvialen Sedimenten hellbraune bis graubraune, mittelkörnige, gerundete, fluviatile, sandige Quarzschotter von 1 bis 4 (maximal 10) cm Durchmesser beobachtet, die der mittelpleistozänen Donauterrasse zugeodnet werden können. Zwischen Oberstockstall und Ottenthal liegen auf der orografisch linken Seite des Gießgrabens hellbraune bis graubraune, mittelkörnige, gerundete, fluviatile, sandige Quarzschotter von 2 bis 5 cm Durchmesser. Diese Terrassenschotter des Gießgrabens wurden wahrscheinlich aus der Hollabrunn-Mistelbach-Formation umgelagert. Die Basis dieses Schotterkörpers liegt ungefähr in Höhe der rezenten Talaue und die Mächtigkeit der Schotter beträgt ca. 10 m.

Terrassenschotter der Schmida wurden SSE und SE von Großweikersdorf in relativen Höhen von 10 bis 20 m und 30 bis 50 m über der Talaue der Schmida kartiert.

Sedimente des niedrigeren Niveaus finden sich im Bereich des Industriegebietes SSE von Großweikersdorf. Sie bestehen aus braunen bis graubraunen, mittelkörnigen, sandigen Schottern mit polymikten, kantengerundeten bis gerundeten Geröllen von 1 bis 3 cm Durchmesser. Zwischen Großweikersdorf und Kleinwiesendorf kommen in ähnlicher Höhe auf der linken Talseite über der Talaue der Schmida Terrassenschotter vor, die stellenweise von Lösssedimenten bedeckt werden. Es handelt sich um graubraune bis gelbbraune, fein- bis mittelkörnige, schwach tonige, glimmerige, sandige Schotter, die überwiegend kantengerundete bis gerundete Quarzgerölle, Silizite und Dolomite (?) von 1 bis 4 cm Durchmesser beinhalten. Derartige Gerölle findet man stellenweise auch in den Lössschichtfolgen als linsenförmige Einschaltungen (z.B. NE von Kleinwiesendorf), die möglicherweise durch Solifluktion gebildet wurden.

SE von Großweikersdorf, NE der Gratzkapelle, sind fluviatile, graubraune bis rostbraune, sandige Schotter in einer relativen Höhe von 30 bis 50 m über der Schmidatalaue aufgeschlossen. Die kantengerundeten bis gerundeten Gerölle von 1 bis 5 cm Durchmesser bestehen vorwiegend aus verwitterungsresistenten Siliziten und Quarzen. Stellenweise wurden sie auch über die jüngeren Lösssedimente durch Solifluktion verfrachtet.

Lösse und Lösslehme bedecken weite Gebiete im aufgenommenen Bereich nördlich des Wagram und um Großweikersdorf. Sie sind hellbraungelb bis hellbraun, kalkhaltig bis stark kalkhaltig, sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem gesamten Gebiet sind kleine, kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindel (Kalkkonkretionen) von 1 bis 3 cm Durchmesser ausgebildet. Stellenweise führen die Lösse und Lösslehme eine Malakofauna (*Collumela*-Fauna) und werden von fossilen Böden unterbrochen. Südlich von Stranzendorf wurden in Ackerfurchen rotbraune fossile Böden mit Lösskindel gefunden. Auch in der Kellergasse SE von Ottenthal sind in den Lössen zwei fossile Böden entwickelt, die an der Basis Ca-Horizonte mit Lösskindel besitzen.

Holozän–Pleistozän

Deluviale Sedimente befinden sich in vielen Hangfußbereichen, wie z.B. südlich von Ottenthal, nördlich von Hippersdorf oder südlich von Großweikersdorf. Sie sind schwarzbraun bis hellbraun, sandig-lehmig, lokal mit Schotter, kalkfrei und vorwiegend mit einer siltig-sandigen, stellenweise auch tonigen Matrix. Gleichfalls beinhalten diese Sedimente auch Quarzgerölle, welche aus den neogenen Sedimenten umgelagert wurden.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche (z.B. Gießgraben). Die Aueablagerungen (Auelehme) sind dunkelbraun, braungrau, oft kalkhaltig, tonig-siltig bis tonig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden haben sich fluviatile Sande, oft mit Beimengung feiner Quarzgerölle, abgelagert. Das interessanteste Profil (Aufgrabung) war in der Talaue des Gießgrabens SE von Ottenthal, wo 1,8 bis 2 m hellbraune, humushaltige Auelehme vorkommen. In ihrem Liegenden befinden sich dunkelbraune bis graubraune, fluviatile, sandige Schotter mit gerundeten Quarzgeröllen von 2 bis 5 cm Durchmesser.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind braune, schwach humushaltige, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme. Lokal beinhalten sie Kies aus der nahen Umgebung. Sie füllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in Schwemmkegeln (z.B. SSE von Großweikersdorf) oder münden in die Talauen.

Anthropogene Ablagerungen sind vor allem Straßenaufschüttungen SE von Großweikersdorf. Mit anorganischen Lehmen, Sanden und Schottern wurde eine aufgelassene Schottergrube im Industriegebiet SSE von Großweikersdorf verfüllt.

Blatt 88 Achenkirch

Bericht 2010–2012 über geologische und quartärgeologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch sowie 89 Angath und 119 Schwaz, mit Ergänzungen zu Bericht 2008–2011

ALFRED GRUBER

Stratigrafische, struktur- und quartärgeologische Aspekte im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale

Strukturgeologische Charakteristika der Blauberge

Die Gratschneide der Blauberge wird zwischen der Wichtelplatte im Westen und der Halserspitze im Osten aus steil S- bis SSE-fallendem Plattenkalk aufgebaut. Die Basis des Plattenkalks zum Hauptdolomit wird an mehreren steilen, NW–SE streichenden, dextralen Blattverschiebungen immer wieder um Zehnermeter nach SE versetzt, z.B. zwischen Kote 163 der Blaubergschneid und dem Blaubergkopf. Der Nordgrat der Halserspitze wird auf 1.620 m Höhe von einer dieser Störungen (S 212/70) gequert, begleitet von Kataklasezonen. Am Nordanstieg zur Halserspitze ist des weiteren 80 Hm unterhalb des Gipfels der Übergang vom Hauptdolomit (Wechsel von strukturlosen Dololutiten und Stromatolithen) in den Plattenkalk gut zu sehen. In den Nordabstürzen der Blauberge äußern sich die genannten Seitenverschiebungen morphologisch in tiefen Rinnen und Gräben, am Kamm in Scharten. Auf der Südseite schwenken diese Störungen großteils in die Kössener Schichten ein (vgl. auch die strukturelle Situation östlich der Gufferthütte).

Gebiet Gufferthütte, Brandenberger Roßalm, oberer Sattelbach (Begehung mit R. Brandner)

Am Weg von der letzten Kehre der Straße zur Gufferthütte nach Norden zur Bayerischen Wildalm (Sindelsdorfer Alm), wenige Meter hinter dem Almgebäude, gibt es einen Aufschluss in Ammergauer Schichten, mit Barmsteinkalkschüttungen (Grainstones) und *Lamellaptychus* sp. Proximale Rinnen zeigen Kolkmarken, die eine Schüttung in N–S-Richtung anzeigen (SS 200/45). 200 m weiter in Richtung Wildalm folgen ca. 8 m mächtige Rotkalke; basal handelt es sich um Mikrite mit Crinoidenschüttungen, die über einer Diskordanz auf Schillkalken der Kössener Schichten einsetzen; man beobachtet Stromatactis-Hohlräume, die von Wühlern im semiverfestigten Sediment angelegt wurden, nachfolgend teilweise von Zementsäumen an den Wänden ausgekleidet und teilweise mit Sediment verfüllt wurden. Das heißt, es bestand viel Zeit für Nichtsedimentation. Das Ganze wird mit Crinoidenschuttkalken vom Typ Hierlatzkalk versiegelt; darin vorkommende sphärische Körner könnten Ooide sein (vgl. Geiselsteinoolith in den Bayerischen Kalkalpen). Über den Crinoidenkalken folgen Radiolarien führende Kalke, die im weiteren Sinn zur Ruhpolding-Formation zu zählen sind. Cherts kommen untergeordnet vor. Faziell liegt hier die typische obere Hangfazies der unterjurassischen Tiefschwelle vor, die am unteren Hang mit den Scheibelbergkalken verzahnt.

Der Aufschluss in der Kehre der Straße Brandenberg–Gufferthütte, Höhe 1.250 m, zeigt folgende Abfolge: An der Basis treten rote Knollenkalke mit Crinoiden, Stromatactis-Gefügen und Mangankrusten sowie Brekzien mit Crinoiden und Klasten aus Mangankrusten (Adneter Kalke) auf. Nach oben besteht ein primärer Übergang in glimmerig-siltige, stark zerscherte Mergel und dünne Kalkzwischenlagen (zusammen ca. 3 bis 4 m). Es folgen Knollenkalke mit Mangankrusten und *Bositra*-Schill (etwa 5 m), zuletzt ein halber Meter mächtige, rote Radiolarien führende Mergel und Kalke (Radiolarit?). Nach einer Schichtlücke von 2 m (Straße) schließen grün-graue Radiolarienmikrite mit Detritusschüttungen und Kieselknauern an, die den Ammergauer Schichten zuzuordnen sind. Bei GRUBER (Jb. Geol. B.-A., 148/2, 277–281, 2008) wurden diese verkieselten Mikrite irrtümlich noch zu den Scheibelbergkalken gerechnet.

Gebiet Unterer Sattelbach, Bairachbach (ÖK 88/89)

Die Ammergauer Schichten und die arenitisch-ruditischen Barmsteinkalkbänke sind an der Stichstraße, die bei Punkt 1.176 m von der Straße zur Gufferthütte nach Osten abzweigt, fast durchgehend aufgeschlossen. Wenige Meter östlich des Weges stehen auch hellrote, knollige Filamentmikrite vom Typ Adneter Rotkalke an. Die Auflage auf dem Oberrhätkalk im Norden ist primär, weiter östlich allerdings durch NW–SE streichende Seitenverschiebungen abgeschnitten. Der Oberrhätkalk treppt dadurch zusehends nach Südosten ab, bis zum Zusammenfluss des Sattelbaches mit dem Bairachbach. Der Top des Oberrhätkalkes ist lokal in Brekzien aufgelöst bzw. durch Rotkalk gefüllte Spalten gekennzeichnet. Die darüber folgenden Rotkalke bilden ein leichtes onlap auf dem Oberrhätkalk und erreichen teils Mächtigkeiten von 15 m; in diesem Fall besteht der Großteil aus dickbankigen Crinoidendetritus-Kalken vom Typ Hierlatzkalk. Die Rotkalke bestehen im höheren Abschnitt aus knolligen Filamentmikriten und weisen am Top häufig schwarze, metallisch glänzende Hartgründe mit Ansammlungen von Ammoniten auf. Direkt darauf liegen, 2 bis 3 m dick, braun-rote, dünnbankige Radiolarienmikrite, die der Ruhpolding-Formation zuordenbar sind, auch wenn sie keine richtigen Chertlagen führen. Es folgen in der Abfolge nach oben mit wechselnden Bankdicken hellgrau-bräunliche, rau verwitternde Detrituskalke mit an- und abschwellenden Kieselschnüren, die den Barmsteinkalken entsprechen. Deren Bänke verursachen am unteren Sattelbachlauf eine Reihe kleiner Wasserfallstufen. Die Barmsteinkalke werden in diesem Abschnitt des Nordschenkels der Thiersee-Synklinale (siehe Geologische Karte 1:25.000 des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch, 2011) normalerweise von einigen Metern Radiolarienmikriten (Ammergauer Schichten) unterlagert; diese dürften hier tektonisch abgeschert worden sein. Strukturell wird die gesamte Schichtfolge von zahlreichen steilen, NW–SE streichenden Störungen zerhackt, die meist dextrale Versätze von wenigen Metern zeigen, wobei die Rotkalk-Basis sich als idealer Versatz-Marker eignet. Dextrale Versätze zeigen sich jedoch auch an NNE–SSW streichenden Störungen (z.B. im Oberrhätkalk an einer Störung südwestlich von Punkt 1.336 m). Untergeord-

net kommen NE–SW streichende Störungen mit sinistralen Versätzen bis 2 m, vereinzelt von Zehnermetern vor.

In den tiefen Zweiggräben des Sattelbaches, in Richtung SW zur Wildalm und zum Abendstein, stehen fast durchgehend konstant sehr steil SSE fallende Schrambach Schichten an. Ein stärkerer Wechsel des Schichteinfallens von SSE auf NNW und begleitende Scherzonen zwischen 1.250 und 1.300 m Höhe deuten möglicherweise auf den Kern der Synklinale hin.

Spätglaziale Moränen in den Blaubergen
Am Fuße der Südostflucht der Halserspitze, nordwestlich der Bayerischen Wildalm, bildet Blockschutt aus Plattenkalk wallartige Gebilde bis 1.480/1.500 m Höhe, die einen spätglazialen Gletscherstand vermuten lassen. Die talseitige Vorwölbung könnte auf nachfolgende Permafrostaktivität oder Rutschbewegungen zurückgehen. Endmoränenreste mit vergleichbarer Höhenlage wurden auch in den schattigen Karen östlich und nordwestlich der Halserspitze auskartiert. Möglicherweise zählt dazu auch die Wallform südlich der Wichtelplatte.

Glaziokarstwanne der Bayerischen Wildalm
Das Gebiet der Sindelsdorfer Alm stellt eine morphologische Besonderheit dar: Über den Kössener Schichten hat sich eine fast kreisrunde, 40 bis 60 m tiefe Senke gebildet, die über ein Schluckloch (Ponor) am Ostrand entwässert wird. Diese Hohlform ist als große Karstwanne zu interpretieren, die glazial überformt ist. Die dickbankigeren (Korallen)kalke der Kössen-Formation und der Plattenkalk sind hierbei am stärksten verkarstet, die Mergelkalke und Tonsteine wurden jedoch mechanisch, u.a. glazial ausgeräumt. An der Nord- und Ostseite sind Diamikte mit z.T. großen, gerundeten Blöcken als Hinterlassenschaften der Vergletscherung überliefert (in der Geologischen Karte 1:25.000 des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch, 2011, wurde aufgrund der geringen Ausdehnung nur Hangschutt eingetragen). Darüber hinaus ist die nähere Umgebung stark glazial überschliffen und abgerundet. Der unterirdische Abfluss erfolgt im Bereich der großen dextralen NW–SE streichenden Blattverschiebung, an der Kössener Schichten im Südwesten an Plattenkalk im Nordosten grenzen. Es ist unklar, ob die Entwässerung parallel zur Störung in Richtung Sattelbach, oder quer dazu in Richtung Bayrbach erfolgt (denn es gibt untergeordnet auch NE–SW streichende, steile Störungen). Die Senke wurde später mit feinklastischen Sedimenten zum ebenen Talboden aufgefüllt. Darauf hat sich ein Torfmoor gebildet. An den Hängen haben sich in der tonig-lehmigen Verwitterungsschwarte der Kössener Schichten kleine flachgründige Rutschungen und Erdströme entwickelt.

Moränen auf der Klausboden- und Wildalm
Die Umgebung der Klausbodenalm ist durch eine tiefe Hohlform in den Nordabhängen des Schneidjochs und durch eine breite Gelände-Vorwölbung nach Norden zum Filzmoosbach gekennzeichnet. Im vorgewölbten Bereich handelt es sich überwiegend um mächtige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und mit großen Blöcken aus Oberrhätkalk. Die Grundmoräne ist entlang des Bächleins, das den Almgrund entwässert, häufig aufgeschlossen. In der geologischen Karte wurde dieses Moränenareal in das Hochglazial gestellt; die Vorwölbung im Ost-West-Relief kommt dadurch zustande, dass der lokale Gletscher aus dem südlich dahinterliegenden Kar im Zuge des hochglazialen Eisaufbaues rasch vorstieß und dessen mächtige Moränenablagerungen später vom anrückenden Eis von Westen überfahren, jedoch nicht vollständig ausgeräumt wurden. Etwa 200 m südlich des Almgebäudes schließt ein breiter, mäßig hoher Schutt- und Blockwall den Almboden in weitem Bogen nach hinten ab (siehe auch Laserscanbilder des Landes Tirol; (https://portal.tirol.gv.at/LBAWeb/luftbilduebersicht.show). Es handelt sich um die Endmoräne eines spätglazialen Gletscherstandes, der hier aufgrund der schattigen Hohlform und des hohen Schuttanfalles bis unterhalb 1.400 m vorstoßen konnte. Eine ähnliche Ausgangssituation findet sich im Kessel östlich der Angernalm, wo ebenfalls ein schöner Endmoränenwall auf der Wildalm ein Gletscherende in 1.420 m Höhe markiert.

Moränen im Sattelbach
Die bis 50 m mächtigen Moränen, die im Lee des breiten Sattels zwischen Filzmoos- und Sattelbach ostseitig abgelagert wurden, zeigen in Anrissen entlang der Bäche großteils kompakte Diamikte (Grundmoräne), z.B. entlang des Sattelbaches rechtsseitig zwischen 1.180 m und 1.280 m. In verschiedenen Niveaus der Moränenfolge (z.B. bei 1240 m südlich des Sattelbaches) sind auch geschichtete Horizonte von Sand, Kies und Schottern zu finden, die im subglazialen Milieu durch Schmelzwasser abgelagert wurden. Das Geschiebespektrum dieser Moränen besteht ausschließlich aus kalkalpinem Material der näheren Umgebung. Die gelegentlich vorkommenden, großen Kalkblöcke, die in der Moräne, aber auch an deren Oberfläche frei liegen, entstammen in diesem Gebiet hauptsächlich dem Oberrhätkalk.

Struktureller Bau des Südschenkels der Thiersee-Synklinale im Abschnitt des Schneidjochs

Schneidjoch-Antiklinale und Wildalm-Überschiebung

Der Westabschnitt zwischen Ampelsbach und Wildalm

Dieser Abschnitt weist zum Teil einen komplexen tektonischen Bau auf, der durch einen Faltenbau mit E–W und NE–SW streichenden Faltenachsen und aufrechten und überkippten Schenkeln sowie durch eine weithin anhaltende, durchreißende Überschiebung (Wildalm-Überschiebung) nach Norden gekennzeichnet ist.

Am Filzmoosbach und am Klausbodenbach, weiters in den südseitigen Gräben des Sattelbaches sind die Schrambach Schichten als jüngstes Schichtglied im Kern der Thiersee-Synklinale in vertikaler bis subvertikaler Stellung aufgeschlossen. Im Profil entlang des Ampelsbaches auf Höhe der Natterwand sieht man auch den steil S fallenden, inversen Anteil der Schrambach Schichten direkt sedimentär aus den Ammergauer Schichten hervorgehen. Eine analoge Situation liegt im Graben bei der Wildalm nordwestlich des Abendsteins vor. Der Übergang von diesem inversen Südschenkel der Thiersee-Synklinale in den aufrechten Nordschenkel liegt entlang des Filzmoosbaches vermutlich auf Höhe der Ludernalm. Auf der geologischen Karte ist auch gut zu sehen, dass die durchgehend inverse Schichtfolge vom Hauptdolomit bis zu den Schrambach Schichten, wie sie entlang des Ampelsbaches vorliegt, östlich davon mit zunehmender topografischer Höhe tektonisch ausgedünnt ist: Flach invers lagernder Ober-

rhätkalk mit invers auflagernden Kössener Schichten liegt direkt auf Ammergauer Schichten. Entlang einer E–W streichenden Überschiebung (hier als Wildalm-Überschiebung bezeichnet) werden die Schichtglieder der Rotkalk-Gruppe, der Allgäu-Formation und der Ruhpolding-Formation schräg abgeschnitten. Die Schichten der Hangendscholle (Plattenkalk, Kössener Schichten) zeigen dabei ein wesentlich flacheres Einfallen als die Schichten in der Liegendscholle. Dies hängt auch mit einer zusätzlichen Faltung in der Hangendscholle zusammen. Weiters zeigt sich, dass im Bereich der „Inschriften" (südlich der Klausbodenalm) die Schichtglieder der Hangendscholle (Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk) ostwärts nunmehr aufrecht liegen. Ein Blick auf den westlichsten Abschnitt des Schneidjochs zeigt, dass die invers S fallende Schichtfolge aus Plattenkalk und Hauptdolomit im Graben nordöstlich der Schneidalm, auf 1.630 m, um ein E–W-Scharnier zusätzlich nach Norden gefaltet ist: Der Hauptdolomit liegt weiterhin überkippt auf dem Plattenkalk, beide fallen jetzt aber mittelsteil nach NNE ein. Eine informelle Bezeichnung dieser Struktur könnte „Synformale Schneidjoch-Antiklinale" lauten. Dadurch baut der Hauptdolomit wieder – eingefaltet – den Schneidjochkamm auf und liegt in den Nordabhängen des Schneidjochs flach auf Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk. Dies erklärt zwischen Schlag- und Schneidalm auch das halbfensterartige Vorgreifen des Plattenkalkes nach Osten.

In den Nordabstürzen von Punkt 1.811 m, dem höchsten Punkt des Schneidjochs, ist ein weiteres, enges Scharnier (plus minus ESE–WNW streichend) ausgebildet, an dem der inverse Hauptdolomit und Plattenkalk von flach invers S fallender auf steil aufrecht NE fallender Lagerung umbiegen. Diese veränderte strukturelle Situation präsentiert sich besonders deutlich in den Westabhängen des Kulminationspunktes von Punkt 1.811 m, wo sich nicht nur der aufrechte Rückschenkel der großen Tauch-Antiklinale des Schneidjochs zeigt, sondern auch die sekundäre Verfaltung der Achsenebene dieser Antiklinale, wie weiter westlich bei der Schneidalm (siehe oben). Dass das Nordende der Tauch-Antiklinale bzw. deren Scharnier (in den Nordabstürzen des Schneidjoches, siehe oben) nicht weit entfernt sind, ergibt sich allein schon aus der Geländesituation, da für den inversen und aufrechten Schenkel nur mehr ganz wenig an Mächtigkeit vorhanden sind, ein gutes Indiz für den Umkehrpunkt der Falte. Der Wechsel vom invers liegenden zum aufrechten Schenkel vollzieht sich am Südabhang des Schneidjochs im Hauptdolomit in der Umgebung der Schneidalm. Die Achsenebene fällt – geschätzt – mittelsteil nach SE ein. Weiters beobachtet man im aufrechten Rückschenkel der Antiklinale, in den Nordabstürzen des Schneidjochs im Meridian von Punkt 1.811 m eine sekundäre Verfaltung des Plattenkalkes und der Kössener Schichten um NE–SW-Achsen und – daraus hervorgehend – durchreißende Überschiebungen nach Norden. Da diese Faltenachsen mit klar ausgebildeten Scharnieren im Plattenkalk ein Abtauchen um 30–40° nach NE anzeigen, dürften sie im Zuge der eoalpinen, prägosauischen Einengung in SE–NW Richtung entstanden sein. Die Steilstellung der Achsen erfolgte während der neogenen SSW–NNE-Einengung. Der Südabhang von Punkt 1.811 m zeigt eine Faltung im Kleinmaßstab (Meterbereich), sowohl mit NE–SW- als auch ESE–WNW-Achsen. Infolge dieser Faltung reicht der Plattenkalk im Graben südlich von Punkt 1.811 m bis nahezu 1.400 m hinab und dadurch ist der Bereich nördlich der Gratschneide zwischen Punkt 1.811 m und der Angernalm wellblechartig verformt. Der dickbankige Oberrhätkalk ist während dieser Deformation parallel zu den Faltenscharnieren allerdings bruchhaft in Schollen zerlegt worden und an dextralen NW–SE und sinistralen NE–SW Störungen lateral zerschert worden. Die derart verformten Kössener Schichten und der Oberrhätkalk überschieben im Norden wiederum an einer flachen, durchreißenden Störung steil invers SSW fallende Schrambach Schichten. Diese weisen lokal eine enge Verfaltung mit wechselnd steil SSW und NNE fallender Schichtung auf, z.B. im Graben, der den Wanderweg Gufferthütte–Schneidjoch begleitet. Im Nahbereich zur Überschiebung sind die Schrambach Schichten stärker zerschert; 200 m nordwestlich der Angernalm (am Wanderweg auf Höhe 1.560 m) sind auch Scherlinge von Allgäu Schichten, Radiolarit und Ammergauer Schichten eingeschuppt. Der tiefe Sattel östlich von Punkt 1.811 m ist ebenso strukturell angelegt worden; dieser markiert eine ursprünglich NE–SW streichende, eoalpine Synklinalstruktur mit Kössener Schichten im Kern, die tiefgreifend erodiert wurden und eine derart markante morphologische Eintiefung im Kamm hinterließen. Die erwähnte Synklinale wurde vielleicht noch im Zuge der eoalpinen bzw. der jüngeren „tertiären" N–S Einengung durchgeschert und als schräge Aufschiebung oder als sinistrale Seitenverschiebung reaktiviert. Diese Störung läuft vermutlich in den Bereich nordwestlich der Angernalm hinein. Die Liegendscholle dieser Aufschiebung verrät durch das Umbiegen des Hauptdolomits und Plattenkalks von SE- auf NNE-Fallen, sichtbar am unteren Steig Schneidalm–Issalm auf 1.400–1.500 m Höhe südlich von Punkt 1.811 m, in eindeutiger Weise die Entstehung der Überschiebung aus einer Faltenstruktur. Die Aufschiebungsfläche selbst verläuft oberhalb von 1.400 m (Hauptdolomit überschiebt auf Plattenkalk) etwas östlich über dem Graben, markiert auch durch Quellaustritte. Auf 1.490–1.500 m Höhe teilt sich die Aufschiebung in einen NNE-verlaufenden Hauptast und einen NE-verlaufenden Nebenast. Die Hangendscholle dieser Aufschiebung zeigt sowohl eine Antiklinale mit überkipptem Plattenkalk im Nahbereich der Überschiebung am Sattel, als auch eine WNW–ESE streichende Antiklinale am Kamm selbst. Der Nordschenkel dieser Antiklinale biegt in den Nordabhängen zur Wildalm auf halber Höhe wiederum von steil aufrecht N fallend auf steil invers SSW fallend um; letzteres ist direkt an der Straße zur Angernalm (kleine Rinne mit Schotterentnahme) ersichtlich. Die Kössener Schichten bilden zusammen mit den nördlich anschließenden, ebenfalls überkippten Oberrhätkalken einen stratigrafischen Verband, als Teil des inversen Vorderschenkels der großen Schneidjoch-Antiklinale. Die jüngere „tertiäre" Einengung wirkte sich in diesem Gebiet nicht nur durch NNE-gerichtete Überschiebungen, sondern untergeordnet auch durch S- bis SW-vergente Faltung und SW-gerichtete, flache, durchreißende Rücküberschiebungen aus. Ein Beispiel hierfür findet man im Graben 500 m nordwestlich der Issalm, am Steig zur Schneidalm.

Struktureller Bau östlich der Wildalm

Dieser Bereich ist gegenüber dem westlichen Abschnitt durch ein Zurückspringen der gesamten Schichtfolge in der Hangendscholle der Wildalm-Überschiebung an einer NNW bis N streichenden, steilen Störung nach Süd-

osten gekennzeichnet. Das Streichen der Schichten ändert sich dadurch nur geringfügig, die Schichtlagerung schwankt zwischen steil aufrecht N fallend im hinteren (südlichen Bereich) und steil invers S fallend im vorderen Bereich. Der im Kartenbild sichtbare dextrale Relativversatz von etwa 150 m (Hauptdolomit im Westen grenzt an Plattenkalk und Kössener Schichten im Osten) könnte auch durch unterschiedlich starke Einengung bedingt sein (tear fault). Die westlich der genannten tear fault auftretenden Kössener Schichten sind tektonisch bedingt sehr geringmächtig; östlich davon sind sie bis zu einer markanten NE–SW-streichenden Störung nördlich der Schienbachalm wieder vollständiger vorhanden. Die Schichtfolge der Hangendscholle der durchreißenden Überschiebung weist stratigrafisch nunmehr auch eine Verzahnung von Oberrhätkalk und Kössener Schichten auf, gut sichtbar nördlich des Abendsteins zwischen 1.360 und 1.420 m Höhe. Der Oberrhätkalk ist undeutlich gebankt, hellgrau-weiß, sparitisch bis zuckerkörnig, verkieselt und dolomitisiert (im Nahbereich der Störung ist der Oberrhätkalk hier generell dolomitisiert); die Kössener Schichten setzen sich aus schwarzgrauen Mergeln und Schilltempestiten sowie aus dm- bis m-gebankten, dunkelgrauen bis hellgrau-beigen, bioklastischen Detrituskalken zusammen. Am Top weist der Oberrhätkalk dünne Auflagen bzw. Spaltenfüllungen von Rot- und Hierlatzkalken auf. Zusätzlich erlangt er durch sekundäre Verfaltung auf dem Kartenblatt größere flächige Verbreitung. Die primäre Mächtigkeit des Oberrhätkalkes reduziert sich sukzessive vom Abendstein ostwärts. Eine sprunghafte Abnahme findet östlich der großen sinistralen Seitenverschiebung im Meridian der Schienbachalm statt. Vom Ragstattjoch ostwärts (auf ÖK 89 Angath) wird der Oberrhätkalk wieder mächtiger.

Strukturell fallen in diesem Abschnitt mehrere NE–SW streichende Störungen mit sinistralem Versatz auf, die im Gebiet des Abendsteins anhand des nordostwärtigen Zurückspringens der Oberrhätkalk-Basis besonders gut sichtbar und quantifizierbar sind. Diese sinistralen Versätze im Ausmaß von Zehnermetern, dürften vermutlich ebenso frontal an der Hauptüberschiebung kompensiert werden und nicht in der Liegendscholle weiterlaufen. Die Versatzbeträge dürften auch rückwärtig in den Kössener Schichten durch listrisches Einschwenken der Störungen zum Teil wieder ausgeglichen werden.

In der Liegendscholle treten in diesem Abschnitt in reduzierter Form auch die Allgäu Schichten und am östlichen Blattrand der Radiolarit auf. Die Allgäu Schichten sind beispielsweise im ersten Graben östlich der Wildalm (bei Weggabelung zur Angern-/Ragstattalm) auf 1.420 m Höhe über stark zerscherten Ammergauer Schichten als Spiculae führende, dunkle, fleckige kieselige Kalke mit schwarzen Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Nach Osten zu treten sie stark reduziert fast immer unmittelbar im Liegenden der Wildalm-Überschiebung auf, unterlagert von wenigen Metern Ammergauer Schichten. Größere Mächtigkeit erlangen sie in dünnbankiger Entwicklung am Forstweg auf 1.300 m Höhe, südlich oberhalb der Schöberl Jagdhütte (auf ÖK 89 Angath). Die Ammergauer Schichten treten in Form dichter, teils fleckiger Radiolarienmikrite bis -arenite auf. Sie überlagern ihrerseits die Schrambach Schichten, letztere charakterisiert durch cm-dicke Silt- und Sandsteinbänkchen. Die Liegendscholle ist hier zusätzlich intern verfaltet und verschuppt: Vom Graben nördlich des Bildstocks an der Ragstattalmstraße erstreckt sich ein Streifen des weißlichen dolomitisierten Oberrhätkalkes, von Rutschblöcken aus Oberrhätkalk bedeckt nach Osten, dorthin breiter werdend, und „stratiform“ unterlagert von einer überkippten Abfolge aus Ammergauer Schichten und Schrambach Schichten. Da die Allgäu Schichten auch südlich über dem Dolomit vorkommen, könnten Liegend- und Hangendscholle sekundär nochmals gestapelt worden sein. Die Allgäu Schichten der Liegendscholle wären demnach auf Oberrhätkalk der Hangendscholle überschoben worden. Bei Berücksichtigung der hier stark ausgeprägten Bergzerreißungsphänomene – ein Zehnermeter breiter Zerrgraben klafft 500 m östlich des Abendsteins – könnten abgeglittene Oberrhätkalk-Schollen durchaus auch eine Schein-Verschuppung vortäuschen.

Die beschriebene strukturelle Situation wird östlich einer markanten, NE–SW streichenden, vermutlich sinistralen Seitenverschiebung, die auch morphologisch sich über den Kamm nach SSW in Richtung Schienbachalm fortsetzt, unterbrochen. Östlich der Störung ist eine engständige Verdoppelung der inversen, tektonisch stark reduzierten Schichtfolge Oberrhätkalk/-dolomit, Allgäu Schichten, Radiolarit, Ammergauer und Schrambach Schichten beobachtbar: In der Liegendscholle tritt der Oberrhätkalk nur als grünlich-grauer, verkieselter Dolomit und der Radiolarit in dünnen Fetzen auf, in der Hangendscholle fehlen die Allgäu Schichten, der Oberrhätkalk und die Kössener Schichten fast vollständig. Diese Reduktion steht mit einer weiteren Überschiebung von Plattenkalk auf die genannten Schichtglieder in Zusammenhang. Eine ungestörte Abfolge vom Hauptdolomit bis zu den Kössener Schichten erschließt sich erst wieder entlang einer Stichstraße am Westabfall des Ragstattjochs (auf ÖK 89 Angath).

An der Südabdachung des Schneidjochs ist der Hauptdolomit, vom Kamm aus betrachtet, teilweise bis zu einer Höhe von 1.450 m hinab noch steil aufrecht, darunter steil invers S fallend; östlich des Abendsteins reicht die inverse Lagerung bis zum Kamm. Dieser Abschnitt lässt schön erkennen, wie in verschiedenen topografischen Positionen verschiedene Ausschnitte im Nahbereich des Scharniers einer großen, nach Norden überkippten Antiklinale sichtbar sind: Der inverse Vorderschenkel ist in den tieferen Abschnitten aufgeschlossen, der aufrechte Rückschenkel in den höchsten Abschnitten. Damit wird auch z.T. verständlich, dass man am östlichen Schneidjoch-Kamm mit nach Osten abnehmender Höhe in tiefere, inverse Lagerungsabschnitte gelangt. Dies gilt hier jedoch nur bedingt, da sich das Streichen der Schichten lateral ändert und sinistrale Seitenverschiebungen den Verlauf der Faltenstruktur immer wieder versetzen.

Massenbewegungen

Die gesamte Nordabdachung des Schneidjochs ist infolge der starken Verfaltung und Verschuppung, des Wechsels von mechanisch inkompetenten (Kössener Schichten, Schrambach Schichten) und mechanisch kompetenten Schichten (Oberrhätkalk) und deren Lagerung (flach bzw. sehr steil) fast durchgehend von Massenbewegungen überprägt worden. Kipp- und Gleitprozesse an „hart auf weich“-Situationen, aber auch Rutschungen und Schuttströme sind mehrfach zu beobachten, am meisten ausgeprägt südöstlich der Ludernalm, zwischen Angern- und Wildalm und an der Süd- und Westseite des Abendsteins.

Stratigrafie, Struktur- und Quartärgeologie des Guffertmassivs (Guffert, Guffertstein, Sandegg, Kitzegg und Außersteinberg)

Stratigrafie der Raibler Schichten

Nordhänge des Guffertmassivs und hinteres Weißachetal

Über dem dickbankigen, lagunären Wettersteinkalk, der mittelsteil invers nach S bis SE einfällt (SS 140/40 bis SS 205/35, invers) und am Top rosafarben ist, beginnen die Raibler Schichten mit braunen Sandsteinen und schwarzbraunen, weichen Schiefertonen. Darüber kommt eine bis 10 m dicke Karbonatrippe, an der Basis aus ockerbraunen Dolomiten mit Kieselknauern bestehend, darüber aus bräunlichen, strukturlosen Dolospariten aufgebaut. Stärker zurückwitternd, folgen graue Dolomite und ockergelbe Dolomitmergel. Diese leiten zu einer weiteren, stärker hervorwitternden, etwa 15 m mächtigen Karbonatrippe über, die sowohl aus strukturlosen Kalken und Dolomiten als auch aus dm-dicken, welligen, fossilführenden Kalkbänken besteht: Es sind dies peloidale Packstones, die Muschelschill und Crinoidendetritus führen. Dickbankige bräunliche Dolosparite wechsellagern in der Folge mit dünnbankigen grauen Dolomiten, Dolomitmergeln und Tonsteinen. Des Weiteren treten bis zu einer Höhe von 1.580 m zunächst dm-gebankte, danach cm-gebankte bröselige Dolomitlaminite mit dünnen, grünen und ockergelben, mergeligen und tonigen Zwischenlagen auf. Sobald diese in anhaltende, einheitlich mittelgraue, strukturlose und laminierte, dm-gebankte Dolomite ohne feinklastische Lagen übergehen, wurde die Grenze zum Hauptdolomit gezogen. Aufgrund der starken Zerscherung an vorzugsweise NW–SE streichenden, dextralen Seitenverschiebungen, ist die Schichtfolge entlang der gesamten Nord- und Westabdachung des Guffertmassivs immer wieder reduziert und stark ausgedünnt, einzelne Horizonte sind schwer korrelierbar. Der basale klastische Horizont und die beiden markanten Karbonat(Kalk-)horizonte sind jedoch über weite Strecken verfolgbar und für die Quantifizierung der Störungsversätze geeignet, v.a. im Weißachetal.

Im südseitigen Graben des hintersten Weißbachltales, nordnordöstlich unterhalb der Guffertspitze (2.194 m), sind die Raibler Schichten wiederum in voller Mächtigkeit in großteils überkippter Lagerung aufgeschlossen. Die Basis zum Wettersteinkalk ist durch eine Überschiebung stellenweise gestört. Der Übergang in den Hauptdolomit ist ungestört. Die Raibler Schichten sind intern durch Faltung gekennzeichnet. Vom stratigrafisch Liegenden zum stratigrafisch Hangenden (topografisch betrachtet von oben nach unten) sieht die Abfolge wie folgt aus: Der Wettersteinkalk ist am Top stark tektonisch brekziiert, mit ockergelbem Zerreibsel in den Klüften. Zudem sind grüne Tonsteine in Spalten(?) als Füllungen anzutreffen. Mit Störungskontakt folgen ockergelbe Dolomite, dann eine Abfolge von dünnbankigen, wellig geschichteten, teilweise mergeligen Kalken. Mit der Lupe erkennt man braune Mikrite bis Feinsparite mit blauschwarzen, mikritisierten Schalenresten und Peloiden. Darüber stellen sich dickbankige, hellbraune, strukturlose Sparite ein, die als Rippe hervortreten. Diese Abfolge wiederholt sich nochmals, wobei auch intraformationelle Brekzien mit braun-gelber Matrix („Pseudokonglomerate“) hinzukommen. Diese, gesamtheitlich etwa 30 m mächtige Karbonatfolge geht allmählich in zuerst dm-, dann cm-dicke, bunte, partiell mürbe Dolomitlaminite über. Auf ca. 1.620 m Höhe zeigt sich ein enger Faltenbau im Meterbereich mit E–W streichenden, E-fallenden Faltenachsen (FA L 90/20, L 85/15, L 95/12). In der Folge fallen die Dolomite grabenabwärts meist steil nach Norden ein. Die Karbonatrippe lässt sich nach Osten über den Grat hinweg mit der höher gelegenen (älteren) Karbonatrippe am Nordanstieg zum Guffert verbinden. Die jüngere Rippe wird an der Ostseite des Grabens durch eine große NE-fallende Störung relativ dextral nach SE versetzt. Im kleinen Maßstab wiederholt sich dieses Störungsmuster noch mehrmals. Am Wanderweg Stubachalm–Issalm (Höhe 1.540 m) sind dünnstbankige Dolomitlaminite und dazwischen ockergelbe und grünliche Dolomitmergel und Tonsteine aufgeschlossen. Lokal beobachtet man in den Dolomiten kleine, tektonische Gräben sowie Rinnen, die mit Tonsteinen aufgefüllt sind. Verschuppung und Faltung im Kleinmaßstab sind weiterhin charakteristisch.

Nord- und Westflanke der Guffertspitze

Vom oben beschriebenen Graben westwärts bis zur Stubachalm sind die Raibler Schichten in reduzierter Form aufgeschlossen. Hierbei wurden der basale klastische Horizont und die darauf folgenden Dolomite fast vollständig tektonisch abgeschert bzw. vom kontinuierlich steil überkippten SSE- bis SSW-fallenden Wettersteinkalk durchreißend nach Norden überschoben. Die lateral schwankende Mächtigkeit der Raibler Schichten kommt in diesem Ausschnitt zusätzlich aufgrund offener Faltung in der Liegendscholle einerseits, dextraler Zerscherung in NW–SE-Richtung (siehe Streich- und Fallwerte) andererseits zustande. In den Gräben östlich und westlich der Stubachalm ist wiederum eine vollständigere Raibler Schichtfolge aufgeschlossen. Ein weiterer schöner Aufschluss in den Raibler Schichten mit Störungskontakt zum Wettersteindolomit befindet sich im Graben, in welchem auch Gehängebrekzien verbreitet sind (Gruber, 2008): Braune, dm-gebankte, wellige Kalke mit mergeligen Zwischenlagen werden direkt von ockergelb gefärbtem Wettersteinkalk überlagert. Dieser Kalkhorizont der Raibler Schichten ist auch wenige hundert Meter westlich im Wald aufgeschlossen, unterlagert von Ton- und Sandsteinen, die im Umkreis zu größeren blockreichen Rutschungen Anlass gaben. Im Hauptgraben nordöstlich der Unteren Bergalm kommen von 1.060 bis 1.100 m Höhe (Wasserfallstufe) teils dünnbankige, laminierte graue Dolomitlaminite mit dünnen, ockergelben Dolomitmergelbelegen vor. Diese Gesteine sind noch zu den obersten Raibler Schichten zu rechnen. Etwa 60 bis 70 m nordnordöstlich des Wasserfalles entspringen aus dem Schutt mehrere große Quellen, die am tektonischen Kontakt des verkarsteten Wettersteinkalkes zu den Raibler Schichten austreten. Der Graben östlich der Unteren Bergalm zeigt am Weg zum Guffert zementierte Bach- und Murschuttablagerungen, die kataklastisch deformierten Dolomiten aufliegen. Die Dolomite werden bachaufwärts rasch dünnbankiger und sind laminiert. Sie sind außerdem um WNW–ESE-Achsen gefaltet. Unterhalb des Kontaktes zum Wettersteinkalk treten braune, cm-dm-gebankte, kalkige Dolomite auf, die den Raibler Schichten zuordenbar sind und genauso Faltung um NW–SE-Achsen zeigen. Eine steil SW-fallende Störungsfläche mit ebenso steil SW-fallender Striemung markiert die junge SSW-NNE-Einengung. Während dieser Einengungsphase wurde

die „Achentaler Schubmasse“ auf der Achentaler Überschiebung nach Norden bewegt.

Hinteres Weißachetal

Südsüdöstlich der Issalm sind der Wettersteinkalk und die Raibler Schichten aufgrund einer großen NW–SE streichenden Störung, die kilometerweit über das Rauhegg bis nach Pinegg im Brandenberger Tal (ÖK 89 Angath) verfolgt werden kann, und an der im Kartenblattausschnitt der Wettersteinkalk dextral zerschert ist, schräg zugeschnitten. Die Störung läuft nach Nordwesten entweder in die Raibler Schichten hinein, oder verliert sich im Hauptdolomit des Weißbachltales. In der mit Blockstreu überdeckten Kuppe südlich der Issalm (ca. 1.485 m hoch) ist der Übergang von den steil aufrechten Raibler Schichten zum Hauptdolomit erschlossen und durch weitspannige Faltung mit ca. E–W streichenden Faltenachsen gekennzeichnet. Die Raibler Dolomite sind nach Süden flexurartig aufgebogen und gehen schließlich in stratigrafisch tiefer liegende Raibler Kalke über, die nunmehr steil invers hervorstehen und etwas nach Norden auf die Dolomite überschoben sind.

An der Ostseite des breiten Schutthanges, etwa im Meridian des Abendsteins, ist die Abfolge vom Wettersteinkalk bis zum Hauptdolomit kaum gestört, sie lässt sich zusammenfassend wie folgt beschreiben: Der oberste Wettersteinkalk besteht aus 1 m dicken Bänken; jede Bank setzt sich aus einem teils strukturlosen, teils bioklastischen Abschnitt, der unter subtidalen Bedingungen gebildet wurde, und einem Abschnitt mit Stromatolithlaminiten, der das Intertidal repräsentiert, zusammen. Die oberste Bank des Wettersteinkalkes ist verbraunt und dolomitisiert, sie schließt mit einer Eisenkruste (Pyritkruste) ab. Darauf liegen braune Sandsteine und braun-schwarze Tonsteine des ersten Raibler Horizontes. Daraus gehen rasch, zunächst mürbe, dünnbankige, dann etwas dickere Dolomite hervor, die in eine bis 15 m mächtige Kalkrippe münden. Deren Basis bilden dünnbankige, teilweise wellig geschichtete, Schill führende, peloidale Packstones. Nach oben sind die Bänke dicker, strukturloser und aus sparitischem, strukturlosem Kalk zusammengesetzt. Es schließt ein mehrere Meter mächtiger Abschnitt mit dünnen Dolomitbänken an, der erneut in eine Kalkrippe übergeht. Die Kalke sind nunmehr wellig bis 0,5 m gebankt, hell- bis mittelbraun und feinsparitisch bis dolomitisch. Auffallend darin sind intraformationelle Brekzien- bis Konglomeratlagen. Die Gesamtmächtigkeit dieses Karbonat-Horizontes schwankt zwischen 15 und 20 m. Daraus gehen die bereits von anderen Stellen bekannten, meist dünnbankigen, laminierten Dolomite mit den bunten Ton- und Dolomitmergel-Zwischenlagen hervor, die schließlich in den einförmigeren Hauptdolomit übergehen. Letzterer ist stellenweise stark kataklastisch verformt.

Nach Osten zu, vom tiefen Graben südwestlich der Jagdhütte bis zum Breitlahnergraben gibt es einen Bereich, in welchem die Kalkhorizonte nicht mehr auftreten oder durch Lockergesteine verdeckt sind. Gleichfalls ist in diesem Abschnitt der basale klastische Horizont z.T. völlig abgeklemmt. Für die Eliminierung kommen drei strukturelle Möglichkeiten in Frage: Eine Abschiebung nach NNE, eine durchreißende Überschiebung nach NNE oder eine dextrale, NW–SE streichende Seitenverschiebung. Infolge eines weniger steilen, aufrechten N-Fallens sowohl des Wettersteinkalkes als auch der Raibler Schichten erreichen die einzelnen Raibler Horizonte nach Norden eine größere Ausstrichbreite. Einige NW–SE und NNE–SSW streichende Seitenverschiebungen mit dextralen bzw. sinistralen Versätzen im Zehnermeter-Bereich sind hier gut quantifizierbar, z.B. das konjugierte Störungspaar im Graben südsüdöstlich der Hinteren Weißachalm. Das steile N-Fallen der Schichten und die Zerhackung durch obengenannte Seitenverschiebungen lassen sich weit nach Osten auf das Nachbarblatt ÖK 89 Angath verfolgen. In Annäherung an die durchreißende Überschiebung von Raibler Schichten auf den Hauptdolomit wird das Schichtfallen zusehends steiler und an der Störung selbst steil überkippt (z.B. südöstlich der Hinteren Weißachalm). Der Hauptdolomit ist im weiteren Umkreis der Weißach- und Schienbachalm praktisch durchgehend überkippt vorliegend. Zudem ist er hier an einer S-fallenden Störung von Raibler Schichten durchreißend überschoben, wodurch sich im Hanganschnitt ein Schichtausfall ergibt.

Strukturgeologische Eckpunkte

Der Wettersteinkalk des Guffertmassivs bildet strukturell eine große, komplex gebaute Domstruktur, die durch Einengung in SE- NW- und in SSW–NNE-Richtung geformt wurde. Die ältere, eoalpine SE–NW-Einengung, während der die große Unnutz-Antiklinale mit ihrem weit nach NW ausgreifenden, inversen Liegendschenkel und die daraus hervorgehende Achental-Überschiebung angelegt wurden, sieht man im Guffertmassiv folgendermaßen: Einerseits am weitflächigen SE- bis SSE-Fallen der Lagunensedimente im Gebiet Guffertstein–Außersteinberg, andererseits am steilen NW-Fallen am Westende des Massivs, östlich über der Bergalm. Nordöstlich der Unteren Bergalm zeigt sich auch das scharfe Umbiegen von aufrechtem in überkippt SE-fallendem Wettersteinkalk. Dieses NE–SW-streichende Scharnier lässt sich mit jenem der Unnutz-Antiklinale im Bereich des Hinterunnutz parallelisieren. Es ist gegenüber jenem jedoch um einige hundert Meter nach Südosten versetzt. Ein zweites, weit offenes Antiklinal-Scharnier ergibt sich etwas weiter südöstlich im Gipfelbereich der Guffertspitze, die durch söhlige Lagerung gekennzeichnet ist. Von der westlichen Guffertspitze ostwärts erkennt man zudem am Nordabfall des Massivs ein Drehen des Schichtstreichens von WSW auf ESE, das fortan im gesamten Weißachetal beherrschend ist. Gleichzeitig ändert auch das oben genannte, tiefer liegende enge Scharnier im Wettersteinkalk im Meridian der westlichen Guffertspitze sein Streichen von SW–NE auf WNW–ESE. Das heißt, es ergibt sich dadurch ein drittes, SE–NW-streichendes Scharnier mit nach NW abtauchender Faltenachse (siehe Ortner & Gruber, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 – ÖK 88 Achenkirch, 51–67, 2011). Auch das WNW–ESE-orientierte Achsenstreichen hat zwei Scharniere, das genannte, auf halber Höhe des Nordabhanges, und ein höher gelegenes im Bereich Schmiedquelle-Guffertstein. Letzteres ist im Ostabbruch des Guffertstein zur Breitlahneralm eindrucksvoll quer zum Streichen angeschnitten (steiler Südschenkel, flacher Ost- bis Nordostschenkel), ist durchgeschert und weist etwas südlich des engen Scharniers noch grabenartig eingesenkte Reste von Raibler Schichten auf. Diese Faltung entstand im Zuge der jüngeren, „tertiären“ Einengung in S–N- bis SSW–NNE-Rich-

tung, zeigt aber auch noch die ältere, eoalpine Einengung. Die engen Faltenscharniere und die Aufschiebungen von Wettersteinkalk auf Raibler Schichten (Westabschnitt), sowie von Wettersteinkalk auf Wettersteinkalk (Breitlahneralm) bzw. von Raibler Schichten auf Hauptdolomit (Hinterweißachalm) im Ostabschnitt des Guffertmassivs hängen genetisch zusammen: Der Wanderweg vom Rauhegg über die Breitlahneralm zur Issalm verläuft weitgehend parallel zu einer mittelsteil SW-fallenden Störung (S 225/40), die einer dieser Aufschiebungen entspricht.

Insgesamt ergibt sich für das Guffertmassiv dadurch das Bild einer Domstruktur, die überdies an der Südseite im allseitigen Abtauchen der Rifffazies im Kern der Struktur verdeutlicht wird.

Quartäre Ablagerungen und Formen, Karstphänomene

Schienbachalm

In der Umgebung der Schienbachalm (Nordseite hinteres Weißachetal) kommen im Lee von Rücken größere Areale von Moränenablagerungen, teilweise auch von Grundmoräne, vor. Kennzeichnend ist sowohl das Vorherrschen von Schutt aus dem lokal anstehenden Hauptdolomit, als auch der hohe Anteil von Material aus Wettersteinkalk, insbesondere in der Grobfraktion. Wettersteinkalkblöcke sind als Findlinge bis über 1.400 m Höhe verstreut. Weiters beobachtet man nahe der Schienbachalm den Moränen auflagernde, matrixreiche, geschichtete Kiese und Schotter, in denen neben vielen Klasten aus Wettersteinkalk (von abgeschwemmtem Moränenmaterial) auch vermehrt Hauptdolomitschutt mit eckigen bis angerundeten Klasten auftritt. Die hohe Terrassierung spricht für Sedimentation in einem Eisrandmilieu.

Der Rücken westlich der Schienbachalm, der steil nach Süden abfällt, zeigt zwischen 1.170 m und 1.220 m Höhe eine auffallende Verflachung. Auf dieser ist eine Wallform ausgebildet, die sich aus Wettersteinkalk-Blockschutt zusammensetzt. In wenigen Anrissen erkennt man unter dem oberflächlichen Blockschutt schwach geschichtete, Grobsand und Kies betonte Sedimente aus Hauptdolomitmaterial, in denen gelegentlich gekritzte Geschiebe eingestreut sind. Aufgrund der Materialsortierung von unten feinklastischerem Hauptdolomitschutt und oben grobklastischerem Wettersteinkalkschutt liegt die Vermutung nahe, dass hier der Gletscher vorher abgelagerten Hang-oder Bachschutt überfahren hat.

Hinterweißachalm, Issalm

Westlich der Jagdhütte, entlang und orografisch links der Weißache, kommt auf 1.090 m Höhe eine Ansammlung großer Wettersteinkalkblöcke vor, die quer zum Tal eine Girlande bilden. Diese Morphologie spricht für einen Endmoränenwall einer lokalen Gletscherausdehnung. Hierzu passt auch eine toteisartige Vertiefung am Ende der Forststraße. Im Laserscanbild (https://portal.tirol.gv.at/LBAWeb/luftbilduebersicht.show) sieht man recht klar die spitz zulaufenden Seitenmoränenwälle dieses Gletscherstandes. Auf dem rechtsseitigen Moränenwall verläuft der Fußweg zur Issalm. Am südseitigen Hang reichen Lokalmoränen z.T. großflächig bis über 1.300 m hinauf. Ein Teil dieser Moränen besteht aus kompakterer Grundmoräne. Wegen der Höhenlage wurde diese Moräne dem Hochglazial zugeordnet. Etwa 500 m östlich der Issalmen zieht zwischen zwei Bächen ein breiter glatter Hang bis über 1.300 m hinauf. Im östlichen Bach sind darin sandig-kiesige, kompakte Diamikte mit vielen großen Wettersteinkalkblöcken entblößt. Auch diese Sedimente sind als z.T. umgelagerte und ausgewaschene Moränen eines Lokalgletschers aus den schattigen Nordhängen des Guffertmassivs zu deuten. Im Umkreis der Issalmen finden sich ausgedehnte Reste von Moränen: Ein schmales Zungenbecken lässt sich aus den Wallformen 100 bis 200 m südöstlich der Almgebäude rekonstruieren. An der Spitze der Endmoräne tritt auf 1.340 m Höhe eine starke Quelle zutage. Ansätze von Wällen sind auch östlich und ostnordöstlich der Alm erkennbar.

Der breite, sattelartige Übergang vom Weißache- ins Weißbachltal (tiefster Punkt 1.466 m) zeigt bis zum Schneidjoch und bis zu den Nordabstürzen des Guffert deutliche Spuren glazialer Überprägung. In der Eintiefung westlich der Alm (ca. 1.490 m, Wanderweg zur Stubachalm) ist die Ausschürfung besonders evident. Im Tälchen nordwestlich unterhalb des Joches ist Moränenschutt aus Wettersteinkalk verbreitet. Dieser Schutt wurde vermutlich von einer aus dem Kessel der Issalm über das Joch schwappenden Gletscherzunge abgelagert.

Der weiten Verbreitung von Moränenmaterial im Weißachetal steht das fast völlige Fehlen dieser im Weißbachltal gegenüber. Vermutlich wurden sämtliche Moränen nach dem Eisfreiwerden abgespült. Am Ende des Forstweges im Weißbachltal findet sich eine Ansammlung großer Wettersteinkalkblöcke, teilweise in Terrassensedimenten.

Am Ausgang des Breitlahnergrabens beobachtet man beiderseits des Grabens mächtige Lockergesteinsrücken, die Toteislöcher aufweisen und nahe der Weißachalm bzw. etwas unterhalb zusammenlaufen und somit ein ehemaliges Gletscherende nachzeichnen, welches das Haupttal gewissermaßen abriegelte. Das Material setzt sich fast ausschließlich aus Wettersteinkalk und Raibler Karbonaten zusammen. Der Breitlahnergraben schließt nach oben mit einer doppelten Karmulde ab, die auch den Wall eines kleinen spätglazialen Kargletschers beherbergt.

Bergzerreißung und schichtparallele Ablösungen des steil N-fallenden Wettersteinkalkes sowie schuttstromartige Massenbewegungen, ausgehend von den Raibler Sand- und Tonsteinen, sind östlich des Breitlahnergrabens verbreitet. Die steil stehenden Kalkrippen innerhalb der Raibler Schichten sind 600 bis 700 m westlich der Hinterweißachalm stark von Bergzerreißung und Kippprozessen betroffen, wodurch der Hang unterhalb weitflächig mit Grobblockwerk bedeckt ist.

Sandegg, Neubergalm

Ausgedehnte Moränen aus lokalem Material füllen die steilen Tälchen südlich und südöstlich des Sandegg (1.849 m) bis zur Neubergalm hinab. Obschon die vorhandenen Karformen eine spätglaziale Lokalvergletscherung durchaus ermöglichten, weist das Fehlen von eindeutigen Wallformen sowie die Kompaktheit der Diamikte, der hohe Matrixanteil und die teils gute Rundung der Klasten eher auf hochglaziale (Grund)Moränen hin. Entlang des neuen

Forstweges von der Vorderweißachalm zur Neubergalm (auf ÖK 89 Angath) und weiter Richtung Steinberg sind zuletzt zahlreiche dieser Moränenvorkommen angeschnitten worden. Kristalline Findlingsstreu ist am Aufstieg von Steinberg zur Luxeggalm bis 1.500 m Höhe verbreitet.

Morphologie und Karst im Umkreis des Guffertstein

Die Hochfläche des Guffertstein stellt aus struktureller Sicht das breite Scharnier einer Antiklinale (Guffert-Antiklinale, siehe oben) dar. In morphologischer Hinsicht hat sich der geologische Bau jedoch nur z.T. durchgepaust: Das eingebrochene Scharnier mit den Raibler Schichten (mittelgraue, blättrige Ton- und Siltsteine) im Kern wurde als Tälchen nördlich des Guffertstein herauspräpariert. Dieses Tälchen wurde glazial überarbeitet. Das breite Tälchen weiter südlich zwischen Guffertstein und dem Rücken nördlich über der Luxeggalm ist gleichermaßen glazial ausgeschürft und am Ostende spärlich mit teils solifluidal zerflossenen Moränenresten bedeckt, aber nicht strukturell vorgegeben. Das NE–SW streichende Quertälchen mit der Schmiedquelle ist quer zum Streichen der Antiklinale entstanden. Zum Teil könnte die Talbildung auf eine steile Aufschiebung nach SSE zurückgehen. Das Tälchen ist tiefgründig verkarstet; 100 m südwestlich der Quelle passiert man am Wanderweg mehrere Meter tiefe Karstschächte, die an Störungen gebunden sind. Die Karsttrichter/-hohlräume weiter nordöstlich wurden mit Schutt aus Wettersteinkalk, Mergeln und Tonsteinen der Raibler Schichten sowie Verwitterungsrückständen der Verkarstung (Lehmen) partiell verfüllt. Die beiden in die Luft ausstreichenden Talenden zeigen glaziale Überprägung.

Südwestlich des Sandegg kommt eine große Doline vor, die auch glazial überprägt wurde. Sie hat sich im steil SSE fallenden Wettersteinkalk parallel zum Schichtfallen entwickelt, an der Südseite ist sie durch eine steil N-fallende Störung (S 0/60) begrenzt, die vom Rauhen Kopf im Osten bis zur Luxeggalm im Westen verfolgbar ist. Der Wettersteinkalk ist störungsparallel kataklastisch deformiert und dolomitisiert. Eine parallel dazu verlaufende Störung zwischen Sandegg und Rauhegg zeigt anhand eines Geländesprunges deutlich die Absenkung der Hangendscholle (Nordscholle) gegenüber der Liegendscholle. Parallel zu diesen Störungen und zum Schichtstreichen sind tiefe Karstgassen entwickelt, die auch auf der Luxeggalm gut sichtbar sind. Im Zusammenhang mit Karst fallen in den Südwestabhängen des Guffertstein auch tiefe Einbuchtungen und Geländenischen auf.

Gehängebrekzien an den Südwest- und Westabhängen von Guffertstein und Kitzegg

Am Südwestabfall des Guffertstein sind orografisch links der zentralen Rinne eines mächtigen alten Murschuttfächers von 1.180 m bis 1.380 m Gehängebrekzien aufgeschlossen. Sie bestehen aus 0,5 m bis 1 m dicken Bänken von kaum geschichteten, diamiktischen Ablagerungen mit einem breiten Korngrößenspektrum von Sand bis m^3 großen Blöcken, wobei die Kies- und Steinefraktion überwiegt. Die Klasten sind eckig bis angerundet, vereinzelt gerundet und faktisch monomikt aus Wettersteinkalk zusammengesetzt. Die spärliche Matrix besteht aus einem braun-grauen, lithifizierten Schluff bis Feinsand. Die Zementation ist lagenweise schwach, dann wieder durchdringender. Das Gefüge ist durchwegs klastengestützt, lagenweise auch als open framework. Die Brekzien sind stark verkarstet, teilweise mit Karstgängen bis 50 cm Tiefe, sichtbar u.a. am Wanderweg auf den Guffert. Die Verbreitung der Brekzie ist fleckenhaft. Eine Überlagerung durch Grundmoräne konnte nicht beobachtet werden. Es handelt sich faziell um Ablagerungen von Murschuttströmen (debris flows).

Gehängebrekzien zwischen Grünkopf und Steigwand (Ergänzungen zu Gruber, 2008).

Bei diesen Brekzien handelt es sich um Meter gebankte, monomikt aus Wettersteinkalk-Klasten zusammengesetzte Ablagerungen, die mit ca. 15° nach SW einfallen und eine geschätzte Mächtigkeit von bis 50 m aufweisen. Die einzelnen Brekzienbänke bestehen aus eckigen bis angerundeten Klasten und spärlicher, hellbrauner, lithifizierter, schluffig-feinsandiger Matrix. Die Klasten von dominanter Kiesfraktion mit Lagen von Steinen und vereinzelten Blöcken bis 1 m Kantenlänge (meist an der Oberseite der Bank) sind regellos verteilt und weisen durchgehend Kornkontakte auf, mit mm-dünnen Kalzitzementhäuten in den matrixfreien Abschnitten. Längliche und plattige Steine und Blöcke sind oftmals bankparallel eingeregelt. Open framework Gefüge sind vorzugsweise an der Basis jeder Bank anzutreffen, die zurückgewittert ist. Es könnte sich aber auch um Bereiche mit ausgewitterter Matrix handeln, zumal hier rote Verwitterungslehme auftreten. Gradierung und Schichtung innerhalb einer Bank fehlen. Laterale Schwankungen der Bankdicken sind abschnittsweise ersichtlich, z.B. am bergseitigen Ansatz der Brekzien an eine Wettersteinkalk Steilstufe auf 1.080 bis 1.200 m Höhe. Faziell liegen hier Ablagerungen von Murschuttströmen (debris flows) vor, wobei jede Bank ein Ereignis darstellt.

Aspekte der Quartärgeologie im Becken von Steinberg und seiner Umgebung

Außersteinberg

Bänderschluffe an der Steinberger Ache

In Außersteinberg kommen unterhalb einer Wandstufe mehrere Meter mächtige Bänderschluffe vor, welche die orografisch linke Bachseite vom Bachknick bei 840 m bis zum großen Betonwehr (Punkt 824 m) fast durchgehend säumen. Zum Teil hat darin die Steinberger Ache auch ihr Bachbett. Die Seesedimente kleiden hierbei das zur Ablagerungszeit bestehende Felsrelief im Wettersteindolomit aus. Im Bereich des Bachknicks (Höhe 840 m) sind die Seesedimente von großen Wettersteindolomit- Blöcken bedeckt, sie neigen hier zu Rutschungen. Im näheren Umkreis treten im Niveau der Steinberger Ache auch einige größere Quellen aus.

Südlich von Punkt 1.013 m (Außersteinberg) kommen, westlich von zwei Städeln, auch schluffig-sandige Kiese vor, die ein onlap an die Seesedimente machen; vermutlich verzahnen sie mit diesen oder sind jüngeren, spätglazialen bis holozänen Alters.

Südöstlich unterhalb der ehemaligen Jausenstation Sonnegg (auf ÖK 89 Angath) sind von 900 m abwärts ausgedehnte Vernässungszonen und Rutschungen (Erlenbewuchs) zu sehen. Etwa auf 870 m Höhe sind schluff- und

siltreiche Kiese mit gut gerundeten Geröllen entblößt, die nach unten nur mehr in grau-blaue Schluffe übergehen.

Im Graben westlich unterhalb von Hinterberg (auf ÖK 89 Angath) gibt es auf Höhe 820 m einen Aufschluss, der folgendes zeigt: die genannten Bänderschluffe bilden ein onlap auf horizontal geschichtete Schotter, Kiese und sandreiche Kiese. Die Schotter und die matrixfreien Kiese sind gut zementiert, die Zemente sind bräunlich. Die Geröllgrößen streuen von 1 bis 20 cm, durchschnittlich weisen sie Durchmesser von 3 bis 5 cm auf; sie sind durchwegs gut gerundet, das Spektrum besteht – mit Ausnahme eines kristallinen Gerölles – nur aus Karbonaten. Diese Konglomerate sind vermutlich der Erosionsrest einer alten Bachablagerung, da sie allseits von Bänderschluffen umgeben sind. Die Schluffe sind von hier Ache abwärts weit verbreitet (jetzt auch orografisch rechts) und weisen große Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern auf. Sie liegen häufig direkt auf den umgebenden Wettersteindolomit-Wänden und füllen breite Nischen darin aus. Sie neigen zu ausgedehnten Rutschungen.

Südlich unterhalb von Hinterberg beginnt ein Bachabschnitt, der durch sehr große und tiefe epigenetische Strecken im Wettersteindolomit, flankiert von mächtigen Seeschluff-Aufschlüssen in älteren Talläufen gekennzeichnet ist. Ein Beispiel ist der tiefe Klammdurchbruch unterhalb von Punkt 824 m, an dessen Eingang ein überdimensioniertes Betonwehr (Holzdrift-Klause) steht. Östlich davon ist die breite, alte Fließstrecke bis 850 m Höhe mit grünlichen kompakten Schluffen verfüllt.

Moränenablagerungen

Der Fußweg von der Kirche nach Außersteinberg (Hinterbergweg) passiert östlich unterhalb von Punkt 1.082 m einen Rücken, der von Grundmoräne (mit vielen Geschieben) gebildet wird. An der Ostseite des Rückens stehen unterhalb von 900 m grau-grünliche Schluffe (siehe oben) an, die von der Grundmoräne überlagert werden und bis zur Steinberger Ache hinunterreichen. Südöstlich unterhalb von Punkt 1.082 m, orografisch links der Steinberger Ache, wird Grundmoräne z.T. von sandigen Kiesen, weiter nördlich von dropstone führenden Schluffen unterlagert. An der Straße Steinberg–Außersteinberg steht durchwegs SSE-fallender gebankter Wettersteinkalk an, teilweise auch stratiform wechselnd in Wettersteindolomit. Die dolomitischen Areale verwittern tiefreichend zu kleinstückigem Hangschutt, der im Bereich der ersten Ferienhäuser und des ersten Bauernhofes weit verbreitet ist. Moränenreste, vermischt und überlagert mit diesem Verwitterungsschutt, kommen in schmalen Rücken unterhalb der Straße (Ferienhäuser) vor. Hier finden sich auch vereinzelt kristalline Findlinge. Bei genauer Betrachtung bestehen mehrere Lockergesteinsrücken im Kern aus lokalem Hang- und Murschutt, der vom Gletscher überfahren wurde. Dieser proglaziale Schutt kommt somit immer in den Lockergesteinstälchen vor, die schluffreiche Grundmoräne ist auf den Rücken zwischen den Tälchen zu finden.

Auf dem östlich angrenzenden Blatt ÖK 89 Angath korrespondiert das Vorkommen von (Grund)moränen mit den Wiesenrodungen (Gehöfte Hinterberg und Gang). Am Hang hinter dem ehemaligen Gasthof „Gang“ liegt ein sehr großer Gneis-Findling. Direkt gegenüber, an der Böschung der Straße nach Pinegg, ist der Übergang von einem proglazialen zu einem glazialen Diamikt sichtbar (mit Jürgen Reitner aufgenommen): Ein Diamikt mit subangularen bis angularen Klasten, dazu mit wenigen erratischen Komponenten (< 1 %, z.B. Jura-Rotkalke) und wenig Matrix, jedoch mit matrixgestütztem Gefüge geht in einen grünlichen, kompakten und mit Scherflächen durchsetzten Diamikt (Grundmoräne) über. Letzterer weist bis 5 % Kristallingeschiebe auf (Eklogite, Amphibolite, …).

Spätglaziale Eisrandsedimente in Außersteinberg

In den Gräben zwischen der ehemaligen Jausenstation Sonnegg und Hinterberg sowie beidseits des Grabens östlich von „Gang“ (ÖK 89 Angath) kommen Reste von gestaffelten Schwemmfächerterrassen, z.B. auf der Pircheralm, vor, die hauptsächlich aus umgelagertem Moränenmaterial bestehen. Diese und weitere korrespondierende Vorkommen orografisch rechts der Steinberger Ache (z.B. nordöstlich der alten Lahneralm, ÖK 89 Angath) sind als spätglaziale Eisrandsedimente zu deuten.

Einzugsgebiet Mühlbach (Vorder- und Hintersteinberg)

Kirchenbach (südseitiger Seitenbach des Mühlbaches)

Der unterste Abschnitt des Mühlbaches ist schluchtartig im steil-SE-fallenden Wettersteinkalk/-dolomit eingetieft. Etwa auf Höhe der Kirche von Steinberg fließt von SW, orografisch rechts, der kleine Kirchbach zu, der die nordöstlichen Einhänge der Gfaßköpfe und die Wiesenmulde von Hintersteinberg entwässert. Kurz vor seiner Mündung in den Mühlbach schließt dieser Nebenbach eine auf ca. 50 Höhenmetern sehr eindrückliche Quartärabfolge auf, die durch ein großes Hagelunwetter im Juni 2008 frisch erodiert wurde. Die folgende Beschreibung bezieht sich auf den damaligen Paradeaufschluss. Begehungen in späteren Jahren zeigten wieder stark veränderte Aufschlussverhältnisse. Die Basis der Abfolge stellen Kiese aus angerundeten bis gut gerundeten polymikten, kalkalpinen und kristallinen Geröllen dar, die teilweise sandige Einlagerungen aufweisen. Mit scharfem Kontakt folgen darüber feingeschichtete, zunächst bräunliche, dann graue Schluffe, vereinzelt mit Geröllen darin (darunter vielen kristallinen – Amphibolit, Gneis, Eklogit). Gradierung und Rippelschichtung ist evident. Die Schluffe sind in der Folge über mehrere Meter sehr homogen entwickelt, wobei ein etwa 10 bis 15° steiles Einfallen der Feinschichtung nach NE auffällt, ohne dass hierbei ein Dickerwerden der Schichtungsblätter in diese Richtung beobachtbar wäre. Auf der Südseite des Grabens ist – im Gegensatz zur Nordseite – auch der Kontakt der lakustrinen Sedimente mit dem Wettersteindolomit aufgeschlossen. Das onlap der Schluffe an den S-fallenden Dolomit, der als Wand dasteht, ist hier beispielhaft ausgebildet: Kleine Zungen aus eckigem Schutt des Festgesteins verzahnen sich mit den Bänderschluffen; sehr schön ersichtlich ist das rasche Auskeilen der Zungen von der Wandfläche weg in Richtung des ehemaligen Sees, die erosive Basis auf den Schluffen sowie das darüber folgende, wellige onlap der Schluffe auf das Mikrorelief der Oberfläche dieser kleinen Schuttzungen. Es gibt auch mehrfach Lagen aus teils gut gerundeten, Kristallin betonten Geröllen (Kiese bis Steine, vereinzelt Blöcke), die sich rinnenförmig in die Schluffe einschneiden und deren Schüttungen jedoch, unabhängig vom Festgesteinsrand, in verschiedene

Richtungen weisen. In diesem Abschnitt lassen sich auch verschiedene Formen von Rutschstrukturen (Falten etc.), lokal auch Zerscherungen beobachten, die infolge der Auflage der Seesedimente auf geneigtem Untergrund zustande kamen. Etwa 10 Hm unterhalb der Geländekante (Wiese) treten zunächst vereinzelt, dann nach oben häufiger werdend, innerhalb der jetzt massigen Schluffe dropstone-Gerölle auf (dropstone Diamikt): Das Gesteinsspektrum ist sehr bunt und reicht von Kristallingesteinen über Kalksteinen, Crinoidenkalken bis zu Kataklasiten. Gleichzeitig damit geht eine durchdringende Zerscherung der Schluffe einher. Diese und der hohe Anteil gekritzter Gerölle lässt die Diamikte nunmehr als Grundmoräne ansprechen, die etwa 5 bis 6 m mächtig ist. Neben nesterförmiger Anhäufung von Geschieben sind abwechselnd auch dm-dicke Schlufflagen eingeschaltet. Mit scharfem Übergang liegt darauf ein Diamikt aus fast monomiktem Wettersteindolomit-Schutt. Die eckigen bis angerundeten Klasten von cm bis dm Größe (Maximalkorn bei 30 cm), und die daraus hervorgehende Matrix, zeigen stellenweise ein kompaktes Gefüge und schwache Schichtung. Es hat den Anschein, als füllte dieser Diamikt ein Relief auf. Die beschriebene Gesamtabfolge lässt sich als Sedimentation in einem abgeschlossenen, schmalen, fjordartigen Arm eines Eisstausees interpretieren. In den See gelangte nur wenig lokaler Schutteintrag von den steilen, begrenzenden Wänden. Die Zunahme an kristallinen und gekritzten Geröllen nach oben weist auf den herannahenden Gletscher hin, der schließlich den Kirchbachgraben überfährt und mit einer meterdicken Grundmoräne auskleidet. Die darüber folgenden Diamikte aus wenig transportiertem Lokalschutt könnten Murschuttablagerungen von den eisfrei gewordenen Erhebungen aus stark klüftigem Wettersteindolomit darstellen. Im Gegensatz zum angrenzenden Mühlbach bleibt hier die Kies- und Sandführung innerhalb der Bänderschluffe insgesamt gering, da das Sedimentationsmilieu wegen der Klammform stark abgeriegelt war.

Mühlbach von der Mündung des Kirchenbaches bis zur Brücke bei Höhe 960 m

Folgt man dem Mühlbach von der Kirchenbachmündung weiter bachaufwärts, bemerkt man, dass der Bach z.T. der Grenze Wettersteindolomit/Bänderschluffe folgt, z.T. nur in letzteren fließt. Die grau-blauen Schluffe liegen großteils als Schluffe, aber auch als feingeschichtete Feinsande vor. Sie füllen am Hang Nischen direkt im steil zum Bach abfallenden Wettersteindolomit aus. Die Schluffe sind linksseitig bis zum Mühlbach hinab aufgeschlossen, auch noch unterhalb des Bachknicks von E–W- auf N–S-Richtung. Die Schluffe auf der orografisch rechten Seite in einer großen Nische am Hang sind am Verwitterungsschutt und Bewuchs (Schachtelhalme) erkennbar. Höher hinauf am Hang folgen bis knapp über 1.000 m Höhe lockere, Kristallin führende sandige Kiese. Der Hügel, auf dem die Kirche steht, ist vermutlich mit einer dünnen Moränenschicht bedeckt. Die Aufschlussverhältnisse lassen keine klare stratigrafische Gliederung zu. Die Kiese könnten auch Eisrandsedimenten entsprechen, vergleichbar den Vorkommen am nördlich gegenüberliegenden Hang (siehe unten), sie weisen aber keine eindeutigen sedimentären und morphologischen Zuordnungsmerkmale auf. In der Geologischen Karte 1:25.000 (Gruber & Brandner, Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch. – In: Gruber, Tagungsband zur Arbeitstagung der GBA in Achenkirch, 2011) wurden sie möglicherweise unrichtig den Vorstoßsedimenten des LGM zugeordnet.

Der Mühlbach durchschneidet im Bereich der Brücke (960 m) epigenetisch einen kleinen Felsriegel aus Wettersteindolomit, nördlich und südlich sind interessante Quartärsedimente in alten Bachstrecken erhalten. Der große Aufschluss nördlich der Brücke besteht aus einer Wechselfolge von sandigen Kiesen und kiesigen Sanden, teils matrixfreien Kieslagen, teils dm-dicken Sandlagen. Die Sedimente sind durchwegs gut geschichtet, normal gradiert und in Rinnen organisiert. Die Sande zeigen Rippelschichtung. Auffallend ist die Zementation der Sandlagen. Das Material ist dominant karbonatisch, die Kiese bestehen rein aus Karbonatklasten. Dünne Schluff-Feinsand-Lagen sind z.T. in Rutsch- und Schlammscherben-Brekzien aufgelöst. Generell ist eine Korngrößenabnahme von Südwesten nach Nordosten zu beobachten: Flach nach NE fallende Grobkiese mit Steinen (keilförmige Zunge) werden nach Nordosten zusehends sandreicher, am Nordostende des Aufschlusses sieht man fast nur mehr Grob- und Feinsande mit Rinnen, die Gerölllagen keilen aus. Gröber klastische Abschnitte sind zementiert. Mit kleiner Aufschlusslücke folgen südwestlich der Grobkiese konglomerierte Schotter mit Geröllen bis 10 cm Kantenlänge, die nunmehr flach nach SW fallen und Rinnen bilden. Getrennt durch eine scharfe, unebene Zementationsschwarte, grenzen südwestlich davon blaugraue Feinsande bis Schluffe an; sie sind in auffallender Weise von Scherflächen durchzogen (Eisauflast?). Das stratigrafisch Liegende der Sande ist unbekannt, hangend erkennt man verrutschtes Feinsand- und grünes Schluffmaterial.

Mit einer Aufschlusslücke folgen 20 bis 30 Hm nördlich und nordwestlich darüber teils sandige, teils matrixfreie Schotter sowie glimmerreiche Sande, mit vielen kristallinen Geröllen. Das Gefüge ist sehr locker. Diese Sedimente formen an der Oberfläche eine Schwemmfächerterrasse, die aus dem Graben südlich der Luxeggalm geschüttet wurde; sie sind als spätglaziale Eisrandsedimente zu interpretieren. Der Bauernhof auf 1.020 m Höhe liegt ebenfalls auf dieser Terrasse. Das hügelige Gelände in der näheren Umgebung des Bauernhofes entpuppt sich an Böschungen eines Wiesenweges und der Straße nach Außersteinberg als Grundmoräne. Die Moräne mit lokal großen Kristallingeschieben ist oberhalb von 1.000 m Höhe an den Abhängen zum Mühlbach fleckenhaft verteilt. Auf 990 bis 1.000 m Höhe, etwa 200 m östlich des erwähnten Bauernhofes, gibt es einen Aufschluss mit lockeren, sandigen Kiesen, matrixfreien Kiesen und Schottern mit Geröllgrößen bis 30 cm, davon etwa 5 % Kristallinanteil. Auffallendstes Merkmal ist eine 15 bis 20° nach S bis SE fallende Schichtung. Diese Sedimente, die bergseitig Wettersteindolomit und Grundmoräne aufliegen, sind als Deltaablagerungen (foresets) in einem spätglazialen Eisrandstausee zu interpretieren. Dieser Aufschluss ist mit den Deltasedimenten in der Schottergrube Rupprechter, einige 100 m weiter westlich, gut korrelierbar. Getrennt durch eine Aufschlusslücke von einigen Metern folgen etwas tiefer die bereits erwähnten blauen Feinsande und Schluffe, die bis zum Mühlbach hinunterreichen (siehe oben).

Mühlbach von der Brücke bei 950 m bis zur Quellfassung nördlich Unterberg

Der Mühlbach ist in diesem Fließabschnitt fast ausschließlich in (Bänder)schluffen eingetieft. Bereits von der Brücke weg nach Westen sind an der orografisch rechten Seite mehrere Meter mächtige, grau-bläuliche, teils massige, teils regelmäßig gebänderte Schluffe in großen Uferanrissen aufgeschlossen. In einem mehr als 25 m hohen Aufschluss (Prallhang bis zum Wiesenrand) ist die sedimentäre Entwicklung von einer Vorstoßsequenz, von der anschließenden Überfahrung durch den hochglazialen Gletscher bis zum Eiszerfall gut ersichtlich. Die Abfolge beginnt am Bach mit kompakten grüngrauen Schluffen, mm–cm geschichtet und mit Scherflächen; insgesamt erreichen die Schluffe eine Mächtigkeit von 12 bis 15 m. Im oberen Abschnitt bilden die Schluffe ein sedimentäres Anlagerungsgefüge an große Wettersteindolomit-Blöcke in Rifffazies bzw. an Felsnasen des anstehenden Wettersteindolomites. In diesem Bereich sind den Schluffen vermehrt Feinsande und Sande mit vereinzelten kristallinen Geröllen (dropstones) eingeschaltet, wobei die Feinsande bis 0,5 m mächtig sind. Diese Sedimente sind in einem glaziolakustrinen Milieu gebildet worden. Nach oben entwickelt sich daraus eine Wechsellagerung von Sanden und Geröll führenden, teils ausgewaschenen Kiesen. Generell sind die Kiese matrixreich, frisch und sehr locker gepackt. Die stets gut gerundeten Gerölle bestehen vorwiegend aus kristallinen Gesteinen (Grüngesteine, Amphibolit, Eklogit, Gneis). Neben einem „oben grob Trend“ beobachtet man auch eine zusehends bessere und engere Schichtung. Die Sande und Kiese weisen zusammen eine Mächtigkeit von 8 bis 9 m auf. Sie sind in einem glaziolakustrinen bis glaziofluviatilen Umfeld entstanden. Mit einer unscharfen Grenze (Erosionsdiskordanz?) folgt darüber ein etwa 3 m mächtiger Diamikt mit gut gerundeten, kristallinen (10 %-Anteil) und karbonatischen (dominant) Geröllen von durchschnittlich 2 bis 8 cm Gerölldurchmesser, wobei zahlreiche Gerölle gekritzt sind. Die Matrix ist sandig bis schluffig (grünlich), mäßig kompakt und bindig. Dieser Diamikt ist als Grundmoräne des hochglazialen Inngletschers anzusprechen. Mit unscharfer Grenze geht aus dem glazialen Diamikt ein grobklastischer Diamikt bis 5 m Mächtigkeit hervor, bestehend aus Wettersteindolomit-Blöcken mit 10 bis 30 cm Kantenlänge an der Basis und nach oben abnehmender Korngröße (cm). Die Klasten sind eckig bis kantengerundet, lokal zerbrochen und zeigen zumeist Kornkontakte. Es bestehen fließende Übergänge zwischen Komponenten und Matrix, welche hauptsächlich kiesig-sandig, teilweise feinsandig-schluffig ist. Schichtung ist ansatzweise erkennbar. Die Deutung dieses Sedimentes ist schwierig: Vielleicht stellt es Ablagerungen von Murschuttströmen dar, die nach dem Eiszerfall von den angrenzenden, eisfrei gewordenen Wettersteindolomit-Arealen abgeschwemmt wurden. Diese Diamikte wurden auf der geologischen Karte am großen Rücken zwischen Mühlbach und Hintersteinberg nicht von den (Grund)moränen getrennt, da eine Abgrenzung aufgrund der wenigen Aufschlüsse unmöglich war. An der Steinberger Straße, Abzweig zur Pension Birkenheim, zeigten im Mai 2010 Straßenanschnitte schwach geschichtete bis diamiktische, sandige Kiese mit einzelnen Steinen und Blöcken bis 20 cm Kantenlänge, die meist gut gerundet waren. Die Komponenten bestanden ansonsten überwiegend aus kantengerundeten Wettersteindolomit-Klasten von durchschnittlich 1 bis 2 cm Größe, mit Übergängen der Komponenten zur kiesig-sandigen, vereinzelt siltigen Matrix; letztere war partienweise wieder ausgewaschen. Der Anteil an kristallinen Komponenten (Quarze, Amphibolite) lag unter 5 %, hie und da waren gekritzte Geschiebe vorhanden.

Verfolgt man die Aufschlüsse in den lakustrinen Sedimenten den Mühlbach aufwärts bis zum Zusammenfluss der Bäche von der Kotalm, vom Obinger Moos und vom Guffertstein, sieht man abwechselnd massige, abwechselnd gebänderte Schluffe, begleitet von Slumpingstrukturen und Scherflächen; im obersten Abschnitt der Schluffe finden sich stets Lagen von gut gerundeten, z.T. gekritzten Geröllen, teilweise auch von sandigem und kiesigem Material. Aufgrund von Überschüttung mit jüngerem Material und Rutschungen sind die Aufschlüsse am orografisch rechten Ufer fast nur auf die Bänderschluffe beschränkt; 100 m östlich des Feuerwehrhauses, nahe eines ehemaligen Sägewerkes, zeigt einer der wenigen großen Aufschlüsse den Übergang von den lakustrinen Sedimenten zur hochglazialen Grundmoräne (an der Geländekante) mit vielen gekritzten, kristallinen und karbonatischen Geschieben.

Im nördlichen Ast des Mühlbaches (beim Gasthof Waldhäusl) lassen sich von der Straßenbrücke bachaufwärts durchgängig typisch grüngraue, massive und Bänderschluffe verfolgen. Ab dem Gasthaus Waldhäusl nordwärts ist der Bach tief genug eingeschnitten, dass der Übergang von den Seesedimenten in dropstone führende schluffige Diamikte und schließlich in schluffreiche Diamikte mit zahlreichen, teils dm-großen und gekritzten Geschieben gut sichtbar ist. Kristalline Geschiebe sind mit mehr als 10 % vertreten. Man beobachtet hierbei in den Seesedimenten neben Feinlamination häufig Rutschstrukturen, sowie in der Abfolge nach oben eine Zunahme von Scherflächen, die in den Grundmoränen engständig auftreten und typischerweise für glaziale Deformation stehen.

Spätglaziale Ablagerungen an der Wasserscheide Schwarzenbach/Mühlbach

Der flache Scheitel der Längstalung Ampelsbach-Steinberg (unterhalb des Grünkopfs) wird von zwei Muren-/Schwemmkegeln gebildet, die aus tiefen Gräben von Süden und Norden vorgeschüttet wurden. Bei genauerem Hinsehen erkennt man eine, die Straße nordseitig flankierende, Ost–West verlaufende Wallform. In den Anschnitten der hier nach Osten abzweigenden Forststraße zeigt sich ein kompakter Diamikt mit kiesigen bis blockigen Komponenten in feinsandiger, hellbräunlicher Matrix. Die subgerundeten bis gut gerundeten Komponenten setzen sich vorwiegend aus Wettersteinkalk und -dolomit und wenigen kristallinen Gesteinen zusammen. Immer wieder finden sich gekritzte Geschiebe. Nach oben hin ist das Gefüge stark aufgelockert, am Wallkamm liegen große Blöcke aus oben beschriebener Gehängebrekzie. Dieses Sediment ist als Moräne zu interpretieren. Allein die Position mitten im Tal erscheint etwas ungewöhnlich. Die Deutung als Rest eines spätglazialen Endmoränenwalles eines von Süden vorstoßenden Gletschers wäre durchaus erwägenswert.

Eisrandsedimente bei Vordersteinberg

Der Graben südöstlich unterhalb des Kitzeggs ist durch eine tief in quartäre Ablagerungen eingeschnittene Rinne gekennzeichnet. Die bis 30 m über dem Bachgrund

sich erhebenden Terrassenstufen und die bis 10 m über dem Mühlbach ausstreichenden Muren- und Schwemmfächer führen auffallend viele kristalline Gerölle, im oberen Abschnitt auch große Wettersteinkalk-Blöcke. Diese Sedimente wurden vermutlich schon im frühen Spätglazial im Zuge des Eiszerfalls durch Abschwemmen von Hangschutt- und Moränenmaterial gebildet. Die Moräne ist oberhalb der Höfe von Vordersteinberg noch weit verbreitet und morphologisch als sanft-welliges Gelände ausgebildet. An den Flanken des höheren Grabenabschnittes reicht die Moräne bis 1.300 m Höhe hinauf, wie eine Begehung nach Drucklegung der geologischen Karte (Gruber & Brandner, Geologische Karte 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch, 2012) noch ergeben hat. Die Quellfassung des Hochbehälters (unten) befindet sich im Graben auf 1.260 m Höhe, die Quellaustritte liegen auf ca. 1.300 m. Der Graben selbst ist entlang einer steilen, ENE–WSW streichenden Störung (Blattverschiebung?) angelegt. Ein Vergleich mit weiteren Quellaustritten südlich unterhalb des Kitzeggs zeigt, dass der Quellhorizont mit dem Übergang von massigem Wettersteindolomit (Rifffazies) in gebankte, kalkige Lagunenfazies zu begründen ist. Der steil SSE fallende Wettersteinkalk ist stark verkarstet und fungiert als Aquifer, sichtbar z.B. an der Halbhöhle auf 1.300 m Seehöhe. Am neuen Forstweg vom Trinkwasser-Hochbehälter Hochplatt auf 1.110 m Höhe nach Südosten, sieht man immer wieder Grundmoräne angeschnitten, die von einer dünnen Blockschuttauflage bedeckt ist.

Unnutz-Ostflanke

Glaziale Erosionsformen

Die Kare der Unnutz-Ostflanke verraten eine markante glaziale Prägung in Form wannenförmiger Ausschürfung; glaziale sedimentäre Zeugnisse finden sich weit verbreitet am Ausgang der Kare in die Talfurche Schwarzenbach–Steinberg (Gruber, 2008: 280), in den Karen selbst sehr spärlich. Eine Ausnahme bilden zwei kleine, bogenförmige Schuttwälle im nördlichen Kar, die auch als Schneehalden- oder Lawinenschuttwälle interpretiert werden könnten. Hangschutt und eine lokale Felssturzablagerung nördlich des Hochunnutz füllen das Kar teilweise wieder auf. Das große gestufte Kar zwischen Hoch- und Vorderunnutz ist teilweise durch Glaziokarstwannen gekennzeichnet.

Zwischen Hoch- und Hinterunnutz liegt eine breite, NE–SW-streichende Furche, die beidseits in die Luft ausstreicht. Wegen der trogartigen Form dürfte es sich hier um einen hochglazialen Transfluenzpass mit Eisfließrichtung von Südwesten nach Nordosten handeln. An beiden Enden kommen Sickerschwinden vor. Die Anlage der Furche ist durch eine Störung vorgegeben. Der flache Südrücken des Vorderunnutzes zeigt zwischen 1.900 und 2.000 m deutliche Spuren von Eisüberprägung in West–Ost-Richtung. Zudem ist der gesamte Ostabfall des Vorderunnutz glazial stark abgeschliffen und z.T. sehr stark verkarstet. Die Stromatolithe und der Algendetritus in den homogeneren dicken Bänken werden durch die Verkarstung scharf herauspräpariert. Am Südgrat des Vorderunnutz sind weiters zwischen 1.500 und 1.600 m Höhe im Wettersteinkalk schichtparallele Bergzerreißungen sichtbar.

Moränen im Schönjochtal

Im glazial stark abgerundeten Gebiet „mittleres Schönjochtal, Gfaßköpfe, Kotalm“ finden sich Moränenablagerungen fast ausschließlich an der Ost- und Nordseite von Geländerücken. Das dominant aus Wettersteinkalk- und -dolomitschutt zusammengesetzte, diamiktische Material führt auch häufig Geschiebe aus Oberrhät- und Plattenkalk sowie aus Amphibolit und Eklogit. Dieses Spektrum weist eindeutig auf eine hochglaziale Eisfließrichtung aus dem Südwesten bis Süden hin. Platten- und Oberrhätkalk sind am nächsten vom Rofangebirge zu beziehen. In den nach Südosten weisenden Tälern des Vorderunnutzes und des Schlagkopfs sind im unteren Bereich diamiktische Ablagerungen in z.T. großer Mächtigkeit verbreitet. Die fast monomikt aus Wettersteinkalk zusammengesetzten, hellgrauen und kompakten Diamikte führen bisweilen gekritzte Geschiebe (z.B. Grundmoräne im Tal nordwestlich der Schönjochalm, am Bach auf 1.320 m) und wurden nicht zuletzt wegen reliktischer Wallformen (nördlich der Jagdhütte auf 1.440 bis 1.340 m Höhe) als Bildungen spätglazialer Gletscher angesprochen. Die zugehörigen Kare sind unterhalb der Schaarwand und des Vorderunnutz einigermaßen gut erhalten und beim Blick von Osten gut erkennbar. Etwa 400 m westlich der Schönjochalm (auf ÖK 119 Schwaz) gibt es in erhöhter Position Reste von Schottern, die als Eisrandablagerungen interpretiert wurden.

Eisrandsedimente im Schönjochtal

In der Schottergrube im Schönjochtal, kurz nach der Abzweigung der oberen Forststraße südwestlich der Gfaßköpfe, finden sich im dortigen, engen Trockental mehrere Meter mächtige, schwach geschichtete Kiese mit Stein- und Blocklagen und Sande. Die Kiese weisen sowohl klastengestützte als auch matrixgestützte Gefüge auf. Zum Teil sind die Kiese sandreich. Die Matrix der Kiese ist sandig und teils schluffig, die Kiesklasten stammen überwiegend vom umgebenden Wettersteindolomit, sind daher maximal kantengerundet und nur kurz transportiert. Vereinzelt sind jedoch auch gut gerundete und gekritzte Karbonatgerölle mit 10 bis 15 cm Durchmesser, ganz selten Kristallingerölle eingestreut. Die Sande erreichen Dicken bis 15 cm. Diese Sedimente, an denen abgeschwemmtes Moränenmaterial erheblichen Anteil hat, sind als spätglaziale Eisrandsedimente zu interpretieren. Dies lässt sich in erster Linie auch morphologisch begründen: Das aufgefüllte Tälchen streicht mit seinem „Talboden“ heute weit über dem schluchtartig eingetieften Gaismoosbach in die Luft aus.

Quartär-Aufschlüsse an der Grundache zwischen Mühlbach und Schmalzklausenalm an der orografisch linken Talflanke

Ostabhänge von Hintersteinberg

Entlang der Grundache ist eine dem Mühlbach/Kirchenbach vergleichbare Quartärabfolge aufgeschlossen, wobei hier zusätzlich auch das stratigrafisch liegende der mächtigen Schluffe und mit den Schluffen interagierende, mächtige Deltaablagerungen großräumig erhalten sind.

An den Ostabhängen von Hintersteinberg zur Grundache kommt in einer breiten Geländebucht über einem stark zerfurchten Wettersteindolomit-Relief von 880 m (Grundache-Niveau) bis 960 m Höhe eine mächtige Abfolge aus Schottern, Kiesen und Sanden vor. Diese Sedimente sind rein aus Lokalmaterial zusammengesetzt Darüber liegen Bänderschluffe mit Kies- und Sandlagen aus karbonati-

schen, untergeordnet aus kristallinen Komponenten. Etwa ab 990 m gehen die Schluffe in Grundmoräne über. Diese bedeckt die Wiesen von Hintersteinberg. Hie und da sind größere Kristallin- und Kalk-Findlinge (Oberrhätkalk) zu finden. Auf den Bänderschluffen, z.T. auf den Grundmoränen haben sich Rutschungen und Vernässungen gebildet. Die Moräne über dem Wettersteindolomit ist häufig aufgelockert und arm an schluffiger Matrix. Die Komponenten sind hier großteils eckig bis kantengerundet, vermischt mit gut gerundeten Kristallin-Komponenten und vereinzelten gekritzten Karbonatklasten. In einer Baugrube, 500 m westlich der Kirche und in einer weiteren an der Straße oberhalb des Enterhofs, konnte dieser Typ von Moräne im Sommer 2012 bis zum anstehenden Wettersteindolomit im Profil (5 m) detailliert studiert werden.

Bänderschluffe und Deltakomplexe im Abschnitt Gaismoosbach–Holzermahd (ÖK 119)

Am Abstieg (Wanderweg) von Hintersteinberg zum Gaismoosbach passiert man anfangs einen Rest von Schottern und Kiesen mit Kristallingeröllen, die den spätglazialen Eisrandsedimenten zuordenbar sind. Unterhalb von 980 m bis zum Bachbett stehen in einer Felsnische grau-grünliche, kompakte und leicht zerscherte Bänderschluffe an. Die Mündungsschlucht zur Grundache ist ein klassischer epigenetischer Durchbruch. Der alte Talausgang liegt wenige Zehnermeter weiter südlich, genau südwestlich gegenüber dem Beginn der „Trockenen Klamm“ (siehe unten). Dieser alte Tallauf ist mit den bereits oben beschriebenen Quartärsedimenten verfüllt: Im unteren Abschnitt sind es Schotter und Kiese aus lokalem Bachschutt. Eine undeutliche Schrägschichtung könnte auf die Existenz eines Deltas hinweisen. Mit scharfem Kontakt werden die Bachablagerungen von mächtigen, grün-grauen Seeschluffen überlagert. Nach oben gehen diese durch Zunahme an dropstones (viel Kristallin) sukzessive in massive Schluffe und schließlich in einen wenige Meter dicken, schluffreichen, überkonsolidierten Diamikt mit Scherflächen und zahlreichen gekritzten Geschieben (viel Kristallin) über. Dieser Diamikt entspricht der hochglazialen Grundmoräne. Darüber folgen wieder teils schräg geschichtete Schotter und Kiese (vorwiegend lokales Material) als Ausdruck spätglazialer Eisrandsedimentation.

In einem großen Anriss, ca. 350 m südlich der Mündung des Gaismoosbaches, etwas südlich der Blattgrenze ÖK 88 / ÖK 119, ist diese Abfolge nochmals eindrücklich aufgeschlossen: Hier sieht man unten massive, darüber gebänderte, ockerige bis gräuliche Schluffe, und – eine Besonderheit – die schräg geschichteten Kiese und Sande eines kleinen Deltas, das nach Norden oder Nordosten auskeilt und wiederum von massiven, grünlichen Schluffen überdeckt ist. Daraus entwickelt sich ein Diamikt mit dm^3-großen Klasten (dropstones) und schließlich die Grundmoräne. Die Moräne wird mit scharfem Kontakt von teils schräg geschichteten, sandigen Schottern, Kiesen und Sanden, v.a. aus kalkalpinem Material, überlagert. Die Deltasedimente belegen das randliche Vorschütten von Bachsystemen in den See (progradierendes Delta) und das Ertrinken dieser durch erneuten, raschen Anstieg des Seespiegels, der vom vorrückenden Inntalgletscher gesteuert wird.

Die südlich dieses Aufschlusses weit nach Osten vorspringende Felsbastion, ungefähr westlich gegenüber der Kühlermahd (auf ÖK 119 Schwaz), trägt 120 Hm über der Grundache eine leicht nach Norden abfallende Verebnung, ein ehemaliger Talboden der Grundache. Nach Westen schließt eine 6 m höhere, schon verwaschene Terrasse an.

Südwestlich gegenüber der Kühlermahd zeigt ein Großaufschluss weitere interessante Details der hochglazialen Vorstoßsequenz: An der Basis kommen geschichtete, sandige bis kiesige Schotter mit meist gut gerundeten kalkalpinen Klasten bis 15 cm Größe (u.a. Sandsteine der Gosau, jurassische Rotkalke) und wenigen kristallinen Klasten, meist < 1 cm, vor. Darüber liegen, mit scharfer Grenze, grüngraue Bänderschluffe mit teils großen (20 cm) dropstones. Die Kiese, die als Schichtflutablagerungen interpretiert werden, sind etwa 10 m mächtig entwickelt, die Schluffe erreichen eine Mächtigkeit von 7 m. Den Großteil der Abfolge nehmen bis 25° steile Steine und Blöcke führende, sandige bis matrixfreie Kiese eines Deltas ein. Die Delta foresets weisen eine Mächtigkeit von ca. 40 m auf. Die Schüttungsrichtung der Delta foresets dreht von Südosten im unteren auf Nordosten im oberen Abschnitt. Neben den bottomsets und den foresets sind auch die schwach horizontal geschichteten topsets des Deltas ausgebildet. Über diesen folgt ein wenige Meter mächtiger, massiger, diamiktischer Abschnitt, der aus der Nähe einen hohen Schluffanteil und eine Kompaktheit zeigt, die für Grundmoräne typisch wäre. Bisher konnten diese Diamikte wegen Unzugänglichkeit leider nicht vor Ort im Aufschluss als glaziale Ablagerungen bestätigt werden. Auf der ?Moräne ist mit 30° steilen Schrägschichtungsblättern eckiger lokaler Hangschutt aus Wettersteindolomit vorgeschüttet (talus fan). Da die quartären Sedimente hier am Felshang liegen, repräsentiert der Hangschutt sowohl die spätglaziale als auch die frühholozäne Sedimentationsphase bis zur vollständigen Wiederbewaldung. Wenige Zehnermeter weiter südlich sind auf dem nach Osten zum Straßentunnel vorspringenden Sporn wieder die Terrassenstufen der spätglazialen Talbodenentwicklung erhalten. Diese sind Zeugen des etappenweisen Wiedereinschneidens der Grundache während des hochglazialen Eiszerfalls in zuvor abgelagerten quartären Sedimenten. Schließlich grub sich der Bach epigenetisch in die heutige Klamm des Wettersteindolomits ein.

Westlich der Felsklamm (mit Tunnel) ist im ehemaligen Tallauf der Grundache die bereits bekannte Vorstoßsequenz mit Schichtflutablagerungen, Bänderschluffen und Delta forset-Kiesen nochmals in einem beeindruckenden Aufschluss sichtbar. Die Bänderschluffe sind am südlichen Klammausgang auch direkt im Bachbett erschlossen. Einige Zehnermeter südlich befindet sich orografisch rechts unterhalb der Wettersteindolomit-Wand ein weiterer Aufschluss, in welchem fein geschichtete bis laminierte Fein- bis Grobsande mit Gradierung, Parallellamination und Rippelschichtung sowie am Top mit Belastungsstrukturen aufgrund von großen, von der Wand in das Sediment fallenden Dolomitblöcken, anstehen. WISCHOUNIG (Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung, unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 2006) beschreibt in seiner Diplomarbeit an der nunmehr verschütteten Basis auch noch Wechsellagerungen von gebänderten und wellig geschichteten Silten, Fein- und Mittelsanden mit Kies- bis Steinlagen aus eckigen bis kantengerundeten Dolomitklasten sowie einzelnen Blöcken, die im Feinsediment Deformationsstrukturen erzeugten.

Ein alter, mit quartären Sedimenten verfüllter Tallauf der Grundache oder des Schauertalbaches zweigt beim Südportal des Tunnels rechtwinkelig zur heutigen Klamm nach Osten ab. Die Ablenkung des Schauertalbaches nach Osten hat auch zur heutigen Wasserfallstufe an der Einmündung in die Grundache geführt. Generell kann gesagt werden, dass die Tal- und Klammbildung im gesamten beschriebenen Abschnitt der Grundache durch NW- und SW-streichende Störungen im Wettersteindolomit vorgeprägt ist.

Schmalzklausenalm

Der weitere Verlauf der Grundache in Richtung Schmalzklausenalm (ÖK 119) zeigt etwas nördlich der Einmündung des Schindeltalbaches von Süden eine weitere Epigenese. Bachaufwärts häufen sich Gerölle von Oberrhätkalk und Jura-Rotkalk; südlich der Spannwand, im Bereich unterhalb einer Steilstufe, die von einem Wasserfall überwunden wird, liegt eine Ansammlung teils hausgroßer Oberrhätkalk-Blöcke, die auch noch einige Zehnermeter nördlich der Grundache am Hang hinaufreichen. Diese Blöcke markieren einen Gletscherstand, der von Gletschervorstößen aus der Nordabdachung des Rofangebirges über die kurzen Seitentäler Mahrntal-, Anger- und Eselsbachgraben erfolgte. Westlich des Eselsbachgrabens sind genetisch damit auch Rückstausedimente verbunden. In den laserscan-Bildern des TIRIS sind in fast allen nordseitigen Tälern des Rofan mehrere Moränenenden bis tiefstens 1.100 m herab ausmachbar. Die wurmartigen Wallformen im Talgrund weisen auf Eiszerfallsstrukturen der Zungen dieser Gletscher hin (nähere Informationen hierzu in WISCHOUNIG, 2006).

Grundache, orografisch rechte Talflanke

Quartäraufschlüsse an den Flanken der „Trockenen Klamm“ („Kögel Klamm“ laut Alpenvereinskarte Bl. 6 Rofan)

Auf der Südseite der „Trockenen Klamm“ sind oberhalb des Wasserfalls auf ca. 1.000 m Höhe Reste von konglomerierten Kiesen und Schottern (Bachablagerungen), direkt auf Wettersteindolomit liegend, erhalten. Darüber und seitlich angrenzend kommen grau-blaue Bänderschluffe mit dropstones vor, die bis auf eine Höhe von 1.030 m reichen und dort von Grundmoräne überlagert sind. Die Schluffe neigen zu flachgründigen Rutschungen, deren Obergrenze ist durch einen Quellhorizont markiert. Wie schon in anderen Gebieten mit Verbreitung der Schluffe, füllen diese auch hier ein sehr abwechslungsreiches Kleinrelief aus tiefen Tälchen, Gräben und Nischen im Wettersteindolomit aus. Das heißt, ein Großteil der heute wieder ausgeräumten, verzweigten Klammen und Gräben war schon vor der Ablagerung der Seesedimente vorhanden (siehe SANDERS et al., Geomorphology, 214, 465–484, 2014). Die Grundmoräne ist durch große kristalline Findlinge (Gneise) gekennzeichnet und zieht sich weit den Hang hinauf; sie ist am Weg Enterhof–Kühlermahd häufig aufgeschlossen. Die beiden markanten Felsköpfe zwischen der Grundache und der „Trockenen Klamm“ sind durch eine tiefe Einschartung getrennt. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich darin ein alter Tallauf, den die Grundache vor dem Durchbruch in die heutige „Trockene Klamm“ (Abschnitt unterhalb des Wasserfalls) benutzte. Analog zum Südwest-Eingang der „Trockenen Klamm“ ist auch dieser Durchbruch durch ehemalige Bachablagerungen der Grundache aufgefüllt, allerdings ist hier der Übergang zu den auflagernden Schluffen noch primär sichtbar, charakterisiert durch das Einsetzen schluffiger Matrix in den Kiesen. Das Niveau ist mit den Aufschlüssen westlich der Grundache in etwa kohärent (siehe unten), allerdings fehlt die Bedeckung mit Grundmoräne. Beide Felsköpfe sind in ihren Gipfelbereichen durch Schotter und durch große Kristallinblöcke gekennzeichnet; am höheren, nordöstlichen Gipfel („Küler Kögel“, 1.010 m laut Alpenvereinskarte Bl. 6 Rofan) finden sich zwei Verebnungsniveaus ehemaliger Talböden. Ein weiteres Äquivalent zu diesen Verebnungen findet sich auf gleicher Höhe gegenüber, auf der Nordostseite der „Trockenen Klamm“, hoch über der Wand, wo ein U-förmiger Einschnitt bis 980 m herab deutlich ein altes Trockental markiert. Es handelt sich in beiden Fällen vermutlich um frühe spätglaziale Talböden. Zu dieser Zeit waren die mit Sedimenten aufgefüllten alten Talläufe noch zu und das epigenetische Einschneiden hatte erst begonnen. Weitere Beispiele lassen sich von der orografisch linken Seite der Grundache nennen (siehe unten).

Graben südwestlich unterhalb des Durrahofes

Dieser Großaufschluss zeigt sehr schön die Transgression des hochglazialen Eisstausees. Der untere Grabenabschnitt besteht aus deutlich geschichteten, sandigen und Steine führenden Kiesen im Wechsel mit kaum geschichteten Diamikten. Erstere führen teils gut gerundete Klasten (nur lokales Material), letztere kantengerundete bis gerundete Klasten von Block- bis Kiesfraktion in sandig-siltiger Matrix (aus lokalem Material). Diese fluviatilen Sedimente bilden die Basis für eine etwa 40 m mächtige Bänderschluff-Folge (von 940–980 m Höhe), die abrupt einsetzt. In die grünlich-grauen Schluffe sind an der Basis und am Rand zu den Felsflanken Lagen oder Streu aus teils blockgroßen, eckigen Wettersteindolomit-Klasten eingeschaltet. Im Kleinaufschluss wird das Mikrorelief großer Klasten, die von den Felswänden in die weichen Schluffe gestürzt sind, hierbei durch auflagernde Bänderschluffe wieder mit Anlagerungsgefügen versiegelt. Die Bänderschluffe sind mit Gerölllagen (dropstones?) vergesellschaftet, in denen zahlreiche gut gerundete Kristallinkomponenten (Amphibolite, Eklogite, Gneise) vorkommen. Die Obergrenze der Bänderschluffe ist nicht aufgeschlossen. Sie wird durch Mur- und Bachschutt mit auffallend vielen großen Kristallingeschieben (von abgeschwemmter Moräne) verdeckt. Die geschichteten Kiese an der Basis sind als (Schichtflut-) Ablagerungen der Grundache, die Diamikte als seitliche murartige Einschüttungen zu interpretieren, wobei von einer raschen, aggradierenden Sedimentation infolge Höherverlegung des Vorfluterniveaus auszugehen ist. Der abrupte Wechsel zu den Bänderschluffen markiert das Ertrinken des lokalen fluviatilen Milieus in einem See, der durch randglazialen Aufstau im Vorfeld des nach Norden in das Brandenberger Tal vorrückenden Inntalgletschers gebildet wurde. Die Geröllfracht aus Kristallingesteinen (Schutt aus Eisbergedrift) steht für die Nähe des Inngletschers, der in den See kalbte. Im vorliegenden Graben ist das maximale Stauziel von etwa 1.030 m bei weitem nicht erreicht. Der rasche Seespiegelanstieg ist durch direkte onlaps der Bänderschluffe an die Felsflanken des Grabens angezeigt, gelegentlich unterbrochen durch geringe Hang- und Murschutteinträge.

Gebiet Enterhof, Enterkopf, Weißenbach, Lahneralm, Kühlermahd (z.T. auf ÖK 89 Angath und ÖK 119 Schwaz)

In der Verflachung über den felsigen Steilflanken der Grund- und Steinberger Ache sind vor allem hochglaziale Moräne und spätglaziale Schwemmfächer- und Murensedimente verbreitet. Im Weißenbachgraben (siehe unten) treten Bänderschluffe, Sande und Kiese der hochglazialen Vorstoßsequenz hinzu. Einblicke in den Aufbau der hochglazialen Grundmoräne gewähren/gewährten wenige Schürfe an Straßen und in Baugruben. Beispielsweise zeigen sich in der ersten Kehre der Straße Grundache–Enterhof im unteren Teil des Anschnittes steinige und blockige, teils matrixfreie Kiese aus Lokalmaterial. Darüber liegen ohne scharfe Grenze schluffreiche und scherbig brechende Diamikte, mit zahlreichen gut gerundeten, gekritzten Geschieben; viele Gerölle bestehen aus Kristallingesteinen, vereinzelt auch aus roten Sandsteinen. Es fand sich auch ein Kalkarenitgeröll mit Turmschnecken („?Actaeonellen“) und Korallenresten, das vermutlich der Brandenberger Gosau entstammt. In diesem Aufschluss ist hochglaziale Grundmoräne auf fluviatilen und murenartigen Kiesen (Vorstoßsequenz) abgelagert worden.

Weitere Aufschlüsse für Grundmoräne fanden sich in einer Baugrube östlich der Straße auf Höhe des Enterhofes und in einem Schurf beim Holzschuppen östlich des Durrahofes: Während in der Baugrube die Grundmoräne im frischen und kompakten Zustand vorlag, ist sie beim Durrahof tiefgründig aufgelockert, die Matrix partiell ausgewaschen. Über diesen Aufschlüssen in Richtung Enterkopf dominieren Schwemmfächer die Morphologie, bestehend aus umgelagertem Moränen- und lokalem Hangschuttmaterial (Wettersteindolomit); die Grundmoräne ist noch streifenwiese an Rücken mit großen Kristallin- und Oberrhätkalk-Blöcken (Findlingen) erhalten.

Auch die Nordabhänge des Enterkopfes (Wanderweg zur Lahneralm) weisen eine teils flächige, aber geringmächtige Moränenbedeckung auf, kristalline Findlinge sind recht häufig. Die Mähwiese entspricht einem Areal, wo abgeschwemmtes Moränen- und Verwitterungsmaterial zu flachen Kegeln aufgeschüttet wurde: Gut gerundete, plattige bis stengelige Kristallingerölle sind mit angerundetem bis mäßig gerundetem Lokalschutt vermengt.

Die Verflachungen zwischen Durrahof und Kühlermahd basieren auf Grundmoräne (entlang des Forstweges mehrfach aufgeschlossen), die mit Schwemmfächersedimenten, z.T. aus den dazwischen liegenden Gräben, meist wenige Meter dick überdeckt ist. Häufig ist die Moräne vollständig abgeschwemmt worden (die größeren Geschiebe wurden in den umliegenden Gräben zusammengeschwemmt) und die Schwemmfächersedimente bestehen überwiegend aus kaum gerundetem Wettersteindolomit, der aufgrund der tektonischen Beanspruchung stark geklüftet und leicht erodierbar ist. Die Kiese liegen dann direkt auf dem Wettersteindolomit. Da die Schwemmfächer heute durch tiefe Gräben zerschnitten sind, ist davon auszugehen, dass deren Bildung im frühen Spätglazial nach dem hochglazialen Eiszerfall stattfand, daher sind sie genau genommen als Eisrandsedimente zu bezeichnen.

Weißenbachgraben (Grenzbereich ÖK 88 zu ÖK 89)

Der Weißenbachgraben ist tief im stark kataklastisch geprägten, SSE fallenden Wettersteindolomit eingeschnitten. Auf der östlichen Grabenseite finden sich auf den Verflachungen zwischen 950 und 1.000 m vermehrt große kristalline Gerölle (Amphibolite, Gneise, Orthogneise) als Lesesteine, auch in dem hangparallelen Tälchen östlich eines SE–NW streichenden Grabens. Das Tälchen entspricht mit seinem leichten Gefälle nach ENE und dem Ausstreichen in die Luft einem alten, spätglazialen Abfluss des Weißenbaches. Entlang des vom Forstweg Aschaumahdalm–Lahnalm bei 960 m Höhe nach Südosten abzweigenden Stichweges ist eine interessante Quartärfolge aufgeschlossen: Am Beginn des Weges sieht man lockere, sandreiche, matrixgestützte Kiese mit Steinen bis 15 cm Größe. Die Klasten sind durchwegs gut gerundet, darunter viele Kristallingerölle. Amphibolit und Quarz sind vorherrschend; vereinzelte rote Sandsteine (Alpiner Buntsandstein) und Konglomerate (Gröden-Formation) unterstreichen ein Liefergebiet aus dem Inntal. Höher oben sind auch dickere Feinsandlinsen eingeschaltet. Von 980 m aufwärts erhöht sich der Schluffgehalt der Matrix. Einzelne karbonatische Gerölle zeigen nunmehr Kritzung. Schließlich schneidet der Weg kompakte, scherbig brechende Diamikte mit gekritzten und polierten Geröllen, also Grundmoräne an. Faziell liegt hier eine hochglaziale Vorstoßsequenz mit fluvioglazialen Vorstoßkiesen und deren finale Überfahrung durch den Inngletscher vor.

In einem orografisch linken, sehr kurzen Seitengraben (zweigt auf 980 m vom Weißenbach ab) finden sich in einer Höhe von 1.040 bis 1.060 m grau-blaue Bänderschluffe, die von Grundmoräne mit reichlicher Fracht gekritzter Geschiebe überlagert werden. Im Hauptgraben liegt die Grenze Bänderschluffe/Grundmoräne ebenfalls bei 1.060 m. Das Untergrundrelief, auf das die Seesedimente abgelagert wurden, besteht aus kleinen tiefen Gräben, die durch scharfe Felsrücken getrennt sind.

Die aktuellen Rodungen der Neuen Lahnalm im Umkreis der Kote 1.176 m basieren auf stark zertrümmertem und aufgelockertem, glazial abgerundetem Wettersteindolomit, über dem einige große Kristallinblöcke verstreut sind. Die alte Lahnalm wurde auf einem schmalen Schwemmkegel errichtet, der ostseitig durch einen Graben tief eingeschnitten ist und am Nordende der Weide hoch in die Luft ausstreicht. In einem frontalen Anriss zeigt sich, dass dieser im Spätglazial am Eisrand aufgeschüttete Schwemmfächer (vgl. die Aufschlusssituation in Außersteinberg beim Gehöft Gang) von mächtigen Deltasedimenten (foresets) unterlagert ist, die wiederum mit Bänderschluffen verzahnen, welche bis zur Steinberger Ache reichen (pers. Mitteilung J. GRUBER). Das Moor südlich von Punkt 1.176 m gründet auf stauender Grundmoräne, gleichzeitig streichen hier die basalen Raibler Schichten durch, wie grau-bräunliche Silt- und Sandsteinbröckchen in der Moräne belegen.

Charakterisierung der Raibler Schichten im Gebiet Weißenbachgraben–Enterkopf

Die Raibler Schichten sind entlang des Forstweges zur Lahnalm und zum Wimmerjoch (Abzweig von der Enteralmstraße auf 1.200 m Höhe, auf ÖK 89 Angath) aufgeschlossen: Nach einer Schichtlücke ab Beginn der Straße schneidet der Weg dünnbankige, bituminöse Dolomite mit Stromatolithlaminiten und von braun-grauer Farbe an. Diese Dolomite wechsellagern mit cm dicken, grau-braunen, ocker verwitterten Dolomitmergeln. Bei der Querung des ersten tiefen Grabens, der vom Ameiskogel herab-

zieht, schalten sich in den beschriebenen Dolomiten auch blau-graue, bituminöse Ton- und Dolomitmergel ein. Östlich des Weißenbachgrabens besteht ein schmaler Rücken aus grau-braunen Kalken. Die Kalke enthalten Onkoide, Crinoidendetritus und zahlreiche umkrustete Schalen und peloidale Körner in dichter mikritischer Grundmasse. Der Kontakt zum Wettersteinkalk ist nicht direkt aufgeschlossen, aber durch zahlreiche Quellaustritte charakterisiert.

Die feinklastischen Sedimente (Ton- und Siltsteine), mit denen die Raibler Schichtfolge normalerweise einsetzt, sind entlang der Enteralmstraße zwischen 1.200 und 1.260 m mehrfach angeschnitten. Die Geländeverflachung, welcher der Weg folgt, ist darauf zurückzuführen. Der Kontakt zum Wettersteindolomit ist im Graben südöstlich des Enterkopfes und 500 m wegaufwärts, auf 1.240 m unterhalb der Straße direkt aufgeschlossen. Wo die Straße den genannten Graben quert, folgen über den Feinklastika ockergelb verwitterte, abwechselnd hell- und dunkelgraue, dünnplattige Dolomitlaminite. Diese Lithotypen stehen entlang der Straße bis zur Enteralm immer wieder an. Dazwischen sind wiederholt dünne Dolomitmergel, Ton- und Sandsteinlagen eingeschaltet, die im frischen Zustand im Graben auf 1.310 m Höhe (bereits auf ÖK 119) aufgeschlossen sind. Auf 1.295 bis 1.300 m (scharfer Rücken) tritt an der Straße eine 2 bis 4 m dicke Kalkrippe hervor, die aus mehreren Bänken der bereits bekannten, wellig geschichteten, blau-grauen peloidalen Packstones besteht. Diese Kalkrippe konnte als Leithorizont durchgehend im Streichen kartiert werden.

Blatt 89 Angath

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von Alfred Gruber

Blatt 97 Bad Mitterndorf

Bericht 2012 über geologische Untersuchungen von untertriassischen Fossilien in den Werfener Schichten auf Blatt 97 Bad Mitterndorf

István Szente

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Fossiliferous beds of the Lower Triassic Werfen Formation have been known to crop out in the vicinity of Bad Mitterndorf for near one hundred years, since the pioneering work of Georg Geyer. The fossils have remained, however, seemingly poorly studied and documented. On the other hand, the last three decades saw a renewed interest in various aspects of Lower Triassic marine fossil assemblages. Studies carried out in the Dolomites of Italy and the Balaton Highland of Hungary, both known as classical areas of the Alpine Triassic, for example, have resulted in a series of papers focussing especially on the stratigraphic distribution of fossil taxa. The Werfen Formation in the Northern Calcareous Alps, however, has received lesser attention from this point of view. The richly fossiliferous locality discovered (or more probably re-discovered) some years ago by the enthusiastic local fossil collector Helmut Meierl thus seemed to serve as a good starting point for the study of the macrofossil assemblage of the Werfen Formation in the Northern Calcareous Alps.

The field work carried out between 19.09.–23.09. and on 14.12. was aimed at collecting macrofossils from outcrops scattered along the Zauchenbach Creek. There, the ravine exposes steeply-dipping to vertically standing siltstone and fine-grained sandstone beds of the Werfen Formation (Werfen Shale auctorum). Some bedding-planes exposed along the left side of the creek display ripple-marks of different orientation. Fossils occur scattered in the sediment or form densely packed accumulations. Four collecting points have been sampled, yielding different fossil assemblages. However, near all of the taxa mentioned below were found to occur at the westernmost collecting point in a highly fossiliferous bed of presumably tempestite origin.

The fossils are usually poorly-preserved: aragonite shells such as those of gastropods, most bivalves and ammonites, have been completely dissolved during diagenesis. Remnants of calcite shells have been encountered only in the case of aviculopectinoidean scallops. Most of the specimens are affected by deformation to a variable degree. In addition to the fossils collected by the present author, specimens housed in the collection of Helmut Meierl were also studied. The assemblage is dominated by molluscs, especially gastropods and bivalves. The former group is represented by the species *Natiria costata* (Münster, 1841) and *Werfenella rectecostata* (Hauer, 1851). Among bivalves, the following taxa have been identified: *Bakevellia* cf. *exporrecta* (Lepsius, 1878), *B. castelli* (Wittenburg, 1908), *Eumorphotis telleri* (Bittner, 1898), *E.* cf. *beneckei* (Bittner, 1901), *E. hinnitidea* (Bittner, 1898), *Leptochondria* sp., *Neoschizodus laevigatus* (Ziethen, 1830), *Costatoria costata* (Zenker, 1833) and the most frequent form, *Unionites fassaensis* (Wissmann in Münster, 1841). *C. costata* is represented by small-sized (about 5 mm high) specimens ornamented with relatively few (9–10) radial ribs. Two species of ammonites, namely *Tirolites cassianus* (Quenstedt, 1849) and *Dalmatites morlaccus* Kittl, 1903, have been recorded, the latter for the first time from Austria. Specimens assigned to *T. cassianus* bear spines on their inner whorls and more than 10 ventrolateral nodes on their last whorl. The Zauchenbach assem-

blage indicates that, in contrast to previous assumptions, taxonomic ranges of the fore-mentioned species overlap. In addition to molluscs, the locality has yielded poorly preserved remains of xiphosuran arthropods identified as *Limulitella* cf. *bronni* (SCHIMPER, 1853). Trace fossils are represented by at least three species. An about 6–7 mm wide bilobate trail occurring as convex hyporelief on lower bedding planes of some fine-grained sandstone beds have been assigned to *Cruziana*. A large-sized coprolite and *Asteriacites* sp. could also be identified.

The fossil assemblage listed above is characteristic of the "Campilian" fauna of the peri-Mediterranean region and indicates the upper, Olenekian Substage (or the uppermost, Spathian Substage) of the Scythian Stage. Co-occurrence of *C. costata* and *T. cassianus* is worth mentioning because the former species has been supposed to mark a stratigraphical level ("*C. costata* bioevent" or "*C. costata* Zone") higher than that of the latter.

The financial support of the field work by the Geological Survey of Austria is gratefully acknowledged.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Zellerhüte–Bucheck–Grübl–Steinhauskogel–Willendau–Moosbachsattel auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

Quartär

Vor allem der Dachsteinkalk ist verantwortlich für größere Hangschutt- und Blockschutt-Massen. Das kann man besonders gut unterhalb der Steilflanken von Mittlerem und Großem Zellerhut, Steinhauskogel und Pötschberg (MOSER, Jb. Geol. B.-A. 153, 383–386, 2013) beobachten, wobei der Dachsteinkalk generell zu gröberblockigem Zerfall als der Wettersteinkalk neigt. Südlich des Mittleren Zellerhutes kann man schon von einer kleinen Bergsturzmasse sprechen, mit zahlreichen hausgroßen Dachsteinkalk-Blöcken.

In Hauptdolomit-Arealen, die eine starke oberflächennahe Entwässerung zeigen (Tobel, tiefe Rinnen und Gräben), können am Grabenausgang gelegentlich Schwemmkegel (z.B. bei der Reusch- oder Reislacke und oberhalb der Willendau) ausgebildet sein.

Da, wo Dachsteinkalk über Hauptdolomit ansteht, ist letzterer oft von einem dünnen Schleier aus Dachsteinkalkschutt überzogen, der nicht gesondert ausgeschieden wurde.

In der Willendau ist eine kleine Ebene mit Talalluvionen ausgebildet, die wahrscheinlich erst postglazial verfüllt worden ist.

Fast lehrbuchhaft schön sind oberhalb der Willendau und vor allem im Bereich und in der Umgebung des Moosbachsattels rißeiszeitliche Moränen ausgebildet. Diese weisen fast alle sedimentologischen Merkmale einer Moräne (schlechte Sortierung mit großen Korngrößenunterschieden, polymikte Zusammensetzung mit zumindest 3–4 verschiedenen Lithologien, kantengerundete, z.T. facettierte und ortsfremde Geschiebe, oft sehr gute konglomeratartige Verkittung, flache Morphologie) auf. Aufgrund der (geschätzten) Zusammensetzung der Geschiebe (80–90 % Hauptdolomit und Dachsteinkalk aus der Kräuterin-Region, 10 % Gosau-Konglomerate und Sandsteine aus dem Schallental, 0–5 % Mitteltriaskomponenten vom Hochschwab) kann ein eindeutiges Einzugsgebiet der rißeiszeitlichen Gletscher im Westen und Nordwesten des Kartierungsgebietes angenommen werden. Dabei muss das Schallental bis zu einer SH von über 1.300 m (Erratische Gosaukonglomerat-Blöcke) vergletschert gewesen sein, wobei sich der Gletscherstrom wohl in zwei Äste aufteilte. Ein kürzerer Gletscherast füllte das Schallental bis in die Willendau aus (Moränenreste an der orografisch linken Talflanke), wobei der Gletscher wohl in der Talenge unterhalb der Willendau endete. Ein höher gelegener Gletscherast überströmte jedoch transfluenzartig den Grübel-Sattel (Kote 1.273 m), da die Gosaukonglomerate des Schallentales auch in den Moränen um den Moosbachsattel aufgefunden werden konnten (ein würmeiszeitlicher Stand dieser höher gelegenen Gletscherzunge in der Willendau wäre nicht ganz auszuschließen). Dieser mächtige Gletscherstrom muss sich in weiterer Folge vom Moosbachsattel über das Bergfeld nach Osten bis Oisching fortgesetzt haben, wo er in den Salza-Gletscher einmündete. Auch die Talung zwischen Bucheck und Wieskogel war von rißeiszeitlichem Gletschereis erfüllt (Moränenreste und Verebnungsflächen im unteren Talabschnitt).

Oberkreide

Am südlichen Hangfuß der Zellerhüte, zwischen Schallenhütte und Reuschlacke, sowie dem Hauptdolomit „In der Schallen" auflagernd (SPENGLER, Jb. Geol. B.-A., 75, 273–300, 1925), tritt ein schmaler, lithologisch relativ einheitlich aufgebauter Streifen aus Gesteinen der **Gosau-Gruppe** auf. Es handelt sich in der Regel um eine intensive Wechsellagerung von meist grauen, kalkalpinen Konglomeraten mit ebenso grauen, fein- bis grobkörnigen, auch feinkiesigen Kalksandsteinen und ziegelroten-grünlichgrauen, harten, auch etwas sandigen, fossilarmen Kalkmergeln, weichen Mergeln und Tonsteinen mit Bioturbationsgefügen.

Basiskonglomerate, im Sinne der rein fluviatil-terrigenen „Kreuzgraben-Formation", dürften lediglich am südlichen Hangfuß des Großen Zellerhutes (zwischen 1.150–1.210 m SH) dem Oberjura direkt aufgelagert sein (JARNIK, Jb. Geol. B.-A., 138, 503–505, 1995) und haben eine rötlich-graue, grobsandige Matrix und gut gerundete, polymikt zusammengesetzte Komponenten. Das Einzugsgebiet dieser Konglomerate dürfte rein kalkalpin gewesen

sein und setzt sich vor allem aus Gesteinen der Göller-Decke (Trias, Jura) zusammen. Das deutliche Hervortreten von Jura-Komponenten in der Komponenten-Zusammensetzung dieser Konglomerate mag bedeuten, dass zur Zeit der (tieferen) Oberkreide noch großflächig der (Ober)jura des Tirolikums an der Landoberfläche vorgelegen haben muss, in den sich rinnenartig verschiedene Flüsse (braided rivers) bis in die Obertrias hinunter eingeschnitten haben müssen. Heute ist die Jura-Schichtfolge des östlichen Tirolikums ja bereits fast gänzlich erodiert, sodass die heutigen Flüsse bereits hauptsächlich die Trias mit sich führen.

Im restlichen Gebiet dominiert die oben angeführte intensive Wechsellagerung von grauen, seltener etwas rötlichen Konglomeraten, Kalksandsteinen, Kalk- und Tonmergeln, die jedoch nur sehr selten gut aufgeschlossen ist (meistens nur Rollstücke). Die besten Aufschlüsse befinden sich „In der Schallen". Die matrixreichen, oft grobsandigen Konglomerate können über Feinkieslagen in Grobsandsteine übergehen, bzw. die Sandsteine können umgekehrt kiesige Lagen führen. Im Gegensatz zu den massigen Konglomeratbänken zeigen die Kalksandsteine Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung und Feinschichtung mit „fining"- und „coarsening upward"-Zyklen. Der Komponentenbestand der Konglomerate ist sehr bunt und ausgesprochen kalkalpin, jedoch kommen gelegentlich auch weiße Quarzgerölle vor. Die Rundung der Gerölle ist sehr unterschiedlich, in den matrixreichen Konglomeraten oft schlecht. Die zwischengeschalteten Mergel sind meist hart und kalkig und erinnern stark an die sogenannten „Inoceramenmergel", leider sind sie jedoch frei von Makrofossilien. Allerdings treten häufig Wühlgefüge (erkennbar als feinsandige Verfüllungen von Stopfgefügen) auf. Pflanzenhäcksel- und Gastropoden führende, sandige Mergel, die eine landnahe, ?brackische Seichtwasserfazies dieser Gosausedimente belegen würden, werden von Jarnik (1995) und Bittner (in: Spengler, 1925: 285) aus dem Bereich Lochbach–Hutgraben beschrieben.

Eine besondere Ausbildung dürften ziegelrote, manchmal etwas mergelige Tonsteine sein, die im Graben östlich oberhalb der Schallenhütte (1.050–1.130 m SH) auftreten und eher zu den Basalbildungen gehören dürften. Diese dürften von Spengler (1925: 284) als „rote Mergel" für Nierentaler Schichten gehalten worden sein, wofür es allerdings keine Belege gibt. Hinweise auf Tiefwassersedimente der Oberen Gosau-Subgruppe (turbiditisch-siliziklastische Sandsteine oder Ammoniten führende Mergel) konnten keine gefunden werden. Zusammen mit den von Jarnik (1995) beschriebenen Gosausedimenten würde ich die Wechselfolge von Konglomeraten, Kalksandsteinen und Kalkmergeln eher der terrestrisch-flachmarinen Unteren Gosau-Subgruppe (**Kreuzgraben-** und **Streiteckschichten**, Jarnik, 1995: 504) zuordnen.

Malm–Unterkreide

Mergelig-kieselige Oberalmer Schichten (Tithonium–?Unterkreide)

Die mittel- bis dunkelgrauen, dm-gebankten, bräunlich verwitternden, oft sehr mergelig-kieseligen Oberalmer Schichten der Region Oischinggraben – Wieskogel – Rodler – Bucheckgraben wurden zuerst von Risavy (Jb. Geol. B.-A., 136, 593–594, 1993) und Schiel (Geologie und Fazies des Raumes Dürradmer-Greith, Salzatal, Steiermark (Österreich), unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 1995: 79) erkannt und als solche beschrieben. Die im Dünnschliff radiolarienreichen und sonst sehr makrofossilarmen Gesteine konnten von mir mit Hilfe von Nannofossilien (Moser, 2012) in den (Ober)Jura gestellt werden (*Cyclagelosphaera tubulata* (Grün & Zweili, 1980) Cooper, 1987): NJ 11–NJ 17b, Bathonium–unteres Tithonium, Bestimmung durch S. Ćorić, GBA), wenn diese nicht umgelagert sind.

Bemerkenswerterweise hatte Spengler (1925: 285) – in Unkenntnis der stratigrafischen Abfolge – dieselben Gesteine einerseits als „flyschähnliche, sandige Mergel" (die jedoch niemals kieselig-Hornstein führend sind!) oder andererseits als Kössener Schichten (die jedoch wesentlich fossilreicher und geringmächtiger wären) beschrieben. Auch Moser (2012) stellte, in Anlehnung an Schiel (Aufnahmsbericht, A 09617-RA/102/1992, 1993), die „sandig" verwitternden kieseligen Mergel im Badstubengraben noch zu den Roßfeldschichten (bei Schiel, 1993: „Schrambachschichten"). Doch das jurassische Alter dieser mergeligen Gesteine ist schon deswegen naheliegend, da diese an der Südflanke des Bucheck und Brunnerloches fast allerorts von einer grauen Jura-Brekzie (die Spengler, 1925: 285 wohl mit dem grau-roten Gosau-Basiskonglomerat verwechselte) unterlagert werden. An einigen Stellen konnten auch Einschaltungen von feinschichtig-kieseligen, allodapischen Kalken mit grobklastischer Basis und fein gradierter Schichtung beobachtet werden, die ein wesentliches Faziesmerkmal der Oberalmer Schichten darstellen. Faziell dürften die Oberalmer Schichten in ein plattformfernes, stark feinklastisch entwickeltes Becken mit stagnierend-reduzierenden Ablagerungsbedingungen in größerer Wassertiefe geschüttet worden sein, da gröberklastische Einschaltungen selten und nur geringmächtig sind.

Damit ist im Brunner Loch das stratigrafisch Hangende der „Malm-Brekzie" bzw. Oberseebrekzie in Form von allodapischen, mergelig-kieseligen Oberalmer Schichten aufgeschlossen. Eine Situation, die sich auch mit der Überlagerung der Rofanbrekzie durch die teilweise allodapisch entwickelten Hornsteinplattenkalke (mit „massflow"-Sedimenten und der „Vorfeldbreccie" des Kimmeridgium) vergleichen ließe (Gawlick et al., J. of Alp. Geol., 50, 2009; Wächter, Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 27, 1987). An der Typlokalität der Oberseebrekzie (ÖK 71 Ybbsitz) beschreibt Ruttner (Verh. Geol. B.-A., 1980, A45–A48) wahrscheinlich die einzige Stelle, an der das stratigrafisch Hangende der Oberseebrekzie aufgeschlossen ist, und ebenso – hier allerdings mehr kalkigen – Oberalmer Schichten entspricht („graue, dünnbankige Mergelkalke mit Hornstein, Echinodermengrus und Feinbreccien"). Ob die „kieseligen Mergel", die Ruttner (Jb. Geol. B.-A., 135, 700–701, 1992) auf Blatt 72 Mariazell in Verbindung mit der Oberseebrekzie erwähnt, zumindest z.T. den kieseligmergeligen Oberalmer Schichten im Hangenden der Brekzie entsprechen, bleibt vorerst ungeklärt. Außerdem ist der markante Fazieswechsel von ziemlich grobklastischer zu sehr feinklastischer Sedimentation etwa an der Wende Kimmeridgium/Tithonium recht auffällig und lässt das Fehlen von zumindest Teilen der Schichtfolge vermuten.

Am Hangfuß unterhalb des Großen Zellerhutes (1.120–1.240 m SH) treten ebenso recht typisch graue, auch rötliche, allodapische, Hornsteinknollen- und -lagen führende, feinkörnige Oberalmer Mergelkalke auf (Jarnik, 1995:

504). Auffälligerweise weisen diese das gleiche Einfallen (flach in östliche Richtung) wie die gebankten Dachsteinkalke des Mittleren und Großen Zellerhutes auf. Mit den Jura-Brekzien weiter im Osten stehen sie jedoch nicht in direktem Kontakt.

Graue und rote Malm-Brekzie, „Oberseebrekzie“ (Oxfordium–Kimmeridgium)

Weite Bereiche des Wieskogels und schmale, oft tektonisch begrenzte Streifen am Bucheck und Steinhaustrog werden von einer meist grauen, stellenweise auch rötlichen, generell matrixarmen Jura-Brekzie aufgebaut. Deren Komponentenzusammensetzung ist ausgesprochen monoton (geschätzt 90 % graue Kalke und Dolomite der höheren Trias, 5–10 % rote Jurakalke) und unterscheidet sich somit deutlich vom Gosau-Basiskonglomerat mit seinem polymikt-bunt zusammengesetzten Komponentenspektrum, seiner sandigen Matrix und einer bedeutend besseren Komponenten-Rundung. Die grauen Kalk- und Dolomitkomponenten sind wohl ausschließlich aus dem unmittelbar liegenden obertriadischen Untergrund der Göller-Decke (Hauptdolomit und Dachsteinkalk) herzuleiten. Dabei fällt (im Gegensatz zur Dachsteinkalkkomponenten-dominierten Oberseebrekzie in der Unterberg-Decke) eine relativ starke Beteiligung von Hauptdolomit-Komponenten auf. Die Rotkalk-Komponenten sind nicht selten rote, spätige Hierlatzkalke (eine typische Komponente aus der Göller-Decke, wie auch der Unterberg-Decke an der Typlokalität der Oberseebrekzie) und mikritische Rotkalke mit Filamenten (Klauskalk). Selten können auch Hornsteine und Radiolarit (Schiel, 1995: 49; Ruttner, Jb. Geol. B.-A., 127, 216–219, 1984: 217) in der Brekzie beobachtet werden (erinnert an den Begriff „Hornsteinbreccie“ im Rofangebirge). Weiters wird von Schiel (1995: 66) das Vorhandensein von Komponenten aus Oberalmer Schichten in der Brekzie beschrieben, was ich ebenfalls in einer Brekzie am Eingang zum Ochsental beobachten konnte. Das würde vielleicht ein Hinaufreichen der Oberjura-Brekzie in das Kimmeridgium/?Tithonium belegen.

Stellenweise kann eine direkte Auflagerung der Malmbrekzie auf dem Dachsteinkalk des Buchecks (vor allem in den Felswänden NE‘ ehem. Bucheckhütte) beobachtet werden. Lediglich im Brunner-Loch wird die Malmbrekzie vom Ruhpoldinger Radiolarit („Tauglbodenschichten“) und am Wieskogel von Klauskalk unterlagert, was mit den Beobachtungen von Schiel (1995) im Ochsental in Einklang gebracht werden kann. Aufgrund der nunmehrigen Position zwischen Klauskalk (Dogger) + Radiolarit (Oxfordium) im Liegenden und Oberalmer Schichten (unteres bis oberes Tithonium) im Hangenden könnte die Malmbrekzie, ähnlich wie die Oberseebrekzie (Gawlick et al., 2009), in das obere Oxfordium bis Kimmeridgium gestellt werden.

Am Hangfuß unterhalb des Mittleren Zellerhutes (1.220–1.290 m SH) kann ebenso eine monomikt zusammengesetzte Jura-Brekzie beobachtet werden, die sich jedoch durch eine rötliche, Eisenooid führende Matrix (mit Crinoiden und Bivalven) auszeichnet (Jarnik, 1995: 504). Diese erinnert bereits stark an die rötliche Matrix der „Oberseebrekzie“, kann aber auch älter sein.

Von der Komponentenzusammensetzung her dürften die in meinem Kartierungsgebiet vorliegenden Malm-Brekzien sowohl mit der Oberseebrekzie in Niederösterreich, als auch der Rofanbrekzie in Tirol gut zu vergleichen sein und auch exakt in den gleichen zeitlichen Abschnitt (oberes Oxfordium bis Kimmeridgium) fallen. Selbstverständlich wäre dies mit Hilfe der Radiolarienstratigrafie noch zu belegen. Auch kann ich nicht ganz ausschließen, dass aufgrund geringfügiger Unterschiede in der Zusammensetzung der Komponenten und der Matrix auch verschieden alte Brekzien des höheren Jura vorliegen.

Südlich Reuschlacke (Reislacke) ist an den Hauptdolomit der Göller-Decke ein schmaler Span eines rötlichen, im Anschlag eher dichten Kalkes angepresst (z.T. Straßenaufschlüsse in 1.170 m SH). Spengler (1925) stellte diesen wohl aufgrund seiner rötlichen Färbung in den Lias. Nach Entnahme zweier Proben (eine Probe stammt von Herrn Reisinger, der den bunten Kalkstein als Schmuckstein für die Jagdhütte Reuschlacke abbaut) stellt sich dieser Kalkspan als in den Hauptdolomit eingespießte Jura-Brekzie – mit grauen Dachsteinkalkkomponenten in einer rötlichen Matrix – heraus, und ist ebenso gut mit der rötlichen Oberseebrekzie zu vergleichen.

Der basale Kontakt der „Malm-Brekzie“ zum unterlagernden Radiolarit ist im Bereich des Brunner Loches nicht direkt aufgeschlossen. Bessere Aufschlüsse dazu konnte ich jedoch aufgrund der Profilbeschreibungen von Schiel (1995: 42f.) im Ochsental (NW‘ Dürradmer) in etwa 900 m SH auffinden. Hier ist gut zu beobachten, wie zunächst einzelne, metermächtige Turbiditeinschaltungen im Radiolarit scharf von der fein- bis grobklastischen „Malm-Brekzie“ überlagert werden.

Ruhpoldinger Radiolarit („Tauglbodenschichten“, Oxfordium)

Im Bereich des Brunner Lochs (zwischen Steinhauskogel und Rodler) tritt v.a. an der Forststraße in etwa 1.100 m SH relativ mächtig roter und grüner, dünnbankig-ebenflächiger, deutlich kieseliger Radiolarit mit sehr dünnen Mergellagen auf. In einigen wenigen Bänken sind dem Radiolarit auch graue, karbonatische, teilweise deutlich gradiert geschichtete turbiditisch-feinbrekziöse Schüttungen eingelagert. Diese stellen ein gesondertes Faziesmerkmal der „Tauglbodenschichten“ dar. An einer Stelle der Straßenaufschlüsse kann auch eine diskordant in den Untergrund eingreifende, olisthostromatisch-brekziöse Einlagerung mit Radiolarit-Brekzien an der Basis beobachtet werden.

Eine ähnliche, mit „Tauglbodenschichten“ vergleichbare Entwicklung innerhalb des Ötscher-Deckensystems wird von Bryda (Jb. Geol. B.-A., 147, 686–688, 2007) vom Hochkar im Bereich der Schmalzmauer beschrieben (graue Kalkarenite und Brekzien mit Kieselzwischenlagen).

Der Kontakt des Radiolarites zum daran angrenzenden Dachsteinkalk des Steinhauskogels ist deutlich tektonisch ausgestaltet und sicherlich nicht sedimentär, da zumindest der unterlagernde Klauskalk fehlt.

Die über den „Tauglbodenschichten“ folgende Malmbrekzie (Oberseebrekzie) setzt mit scharfem Kontakt und einer deutlich erosiven Basis ein, wie es im Ochsental gut zu beobachten ist. So wie bei der Oberseebrekzie (ÖK 71/72) selbst, ist der Radiolarithorizont im Liegenden allerdings meistens nicht erhalten geblieben und die Brekzie liegt entweder direkt auf tieferem/mittlerem Jura (Hierlatzkalk, Klauskalk) oder gar auf Obertrias (Dachsteinkalk).

Erwähnenswert erscheint mir, dass selbst im entfernt liegenden Rofangebirge etwa zur selben Zeit (höheres Oxfordium) die Einschüttung von Calcitturbiditen in das Radiolaritbecken beginnt und rasch zur grobklastischen Rofanbrekzie anschwillt. Es dürfte sich also um ein überregional für das Tirolikum der gesamten Nördlichen Kalkalpen bedeutsames grobklastisches Schüttungsereignis handeln, das unter Umständen mit der Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Verbindung gebracht werden kann.

Womöglich ist auch das Eingleiten des Gips führenden Haselgebirgskörpers der „Dürradmer-Deckscholle“ auf die Jura-Sedimente der Göller-Decke diesem Ereignis zuzuschreiben, wie einzelne Komponenten von grünen Werfener Schichten in der „Malm-Brekzie“ vermuten lassen.

Dogger

An der Nordflanke des Wieskogels treten – steilstehend – etwa zwischen 1.200–1.300 m SH rote, knollige Klauskalke auf. Diese sind stets feinkörnig, haben einen wechselnden Gehalt an Crinoiden und führen vor allem die für den mittleren Jura so charakteristischen filamentreichen Biomikrite (mit *Bositra buchi* als Hauptkomponente) und selten auch Belemnitenrostren. Stellenweise scheinen die Klauskalke in rote Crinoidenspatkalke überzugehen und sind so nur schwer vom Hierlatzkalk abzugrenzen (Moser, 2012).

Ein interessantes Detail ist, dass die roten Filamentkalke des Dogger in rote und (dunkel)graue Hornsteinknollenkalke, ebenso reich an Filamenten, überzugehen scheinen (einzelne Aufschlüsse sowie Rollstücke am Wieskogel, 170 m NW‘ Kote 1.317 m und Rodler, 630 m W‘ Kote 843 m). Im Dünnschliff sind in diesen beckennahen, kalkigen Sedimenten auch Radiolarien zu erkennen. Womöglich handelt es sich um eine lokale Entwicklung von Chiemgauer Schichten oder Oberen Allgäuschichten.

Ebenso in den Dogger zu stellen sind schmale, max. 1 Meter breite, rote Jura-Spaltenfüllungen im grauen, Korallen führenden Dachsteinkalk an der Nordflanke des Wieskogels. Diese roten Jurakalkeinschaltungen („neptunian dykes“) weisen alle Faziesmerkmale des Klauskalkes auf (Filamente mit *Bositra buchi*, Crinoiden, Belemniten).

Rhätium

Im letztjährigen Bericht (Moser, 2012) habe ich in der Südflanke des Pötschberges (entlang der Forststraße in etwa 1.090 m SH) Gerölle von Kössener Schichten angeführt. Diese konnte ich – interessanterweise in derselben tektonischen Position zwischen zwei Dachsteinkalk-Rippen – entlang des Weges im Graben zwischen Pötschberg und Steinhauskogel (1.010 m SH) wieder finden. Es sind typisch dunkelgraue, ockergelb verwitternde, feinspätige Lumachelle-Kalke mit Bivalven, Brachiopoden und Crinoiden.

Norium

Weite Gebiete des Kartierungsgebietes werden von obertriadischem Dachsteinkalk und Hauptdolomit aufgebaut. Beide Gesteinstypen sind in lagunärer Fazies ausgebildet und meist deutlich dickbankig entwickelt („Gebankter Dachsteinkalk“). Insgesamt ist der Dachsteinkalk von Bucheck, Steinhauskogel und Pötschberg eher fossilarm, sehr feinkörnig (mudstone, wackestone), manchmal etwas körnig (grainstone, ?Ooidkalk) und mittel- bis hellgrau gefärbt. Öfters findet man dolomitisch-weiße Algenlaminite mit „birdseyes“-Strukturen, doch die für den lagunären Dachsteinkalk so typischen Megalodontiden und Gastropoden bleiben meist aus (nur am Bucheck konnten in 1.370 m SH Megalodonten angetroffen werden). Hin und wieder können in die Lagune umgelagerte Riffbildner (meist Korallen, Thecosmilien, seltener Kalkschwämme) aufgefunden werden (Pötschberg, Grübel, Steinhauskogel).

Der Hauptdolomit ist meist deutlich dickbankig entwickelt, hat lichtgraue-braungraue Farbe und führt nicht selten die charakteristischen Algenstromatolith-Lagen. Zwischen Steinhaustrog und Reuschlacke sowie am Vorderen Zellerhut kann beobachtet werden, wie gelegentlich einzelne Dachsteinkalk-Bänke in den Hauptdolomit eingelagert sind.

Strukturell ist auffallend, dass die gesamte Göller-Decke zwischen Gamsforst und Mariazell ein recht einheitliches Schichteinfallen von Wettersteindolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in Richtung Osten–Südosten aufweist und zusätzlich flachwellig verfaltet ist (dann mit südlichem Einfallen wie am Pötschberg und Steinhauskogel oder nördlichem Einfallen wie am Jausenstein). Auch die Zellerhüte und der Oischingkogel zeigen östliches Einfallen, wobei das Abtauchen der Dachsteinkalk-Platte von Großem und Mittlerem Zellerhut in südliche Richtung einerseits durch Abbiegen des Dachsteinkalkes in Richtung SE (wie es im schutterfüllten Ostkar des Mittleren Zellerhutes gut beobachtet werden kann) und andererseits durch südgerichtete Abschiebungen erklärt werden kann. Dabei kommt W–E und WNW–ESE streichenden Bruchlinien eine erhöhte Bedeutung zu, wie es am Dachsteinkalk-Span nördlich Steinhaustrog deutlich beobachtet werden kann. Nicht auszuschließen ist, dass dieses Bruchsystem schon im (tieferen) Jura (Graben-Horst-Tektonik) aktiv war und später wieder reaktiviert wurde. Zwischen Mittlerem Zellerhut und Hüttenkogel muss ein annähernd N–S streichender Bruch angenommen werden, der den Dachsteinkalk des Zellerhutes am Hüttenkogel um etwa 200 m nach oben versetzt, da der Dachsteinkalk weder am Hüttenkogel, noch am Vorderen Zellerhut ausstreicht, was bei konstant östlichem Einfallen ja zu erwarten wäre. Das südlichste Ende dieses Bruches konnte ich oberhalb der Reislackenhütte (zwischen 1.240 und 1.300 m SH) auskartieren. Der Bruch dürfte sich (morphologisch) im Graben unterhalb der Reislackenhütte fortsetzen und schneidet den Brekzienspan direkt bei der Jagdhütte ab. Die Jura-Brekzien, die an der Südseite des Buchecks tief in den Dachsteinkalk eingesenkt sind, werden vor allem an NNE–SSW streichenden Brüchen abgeschnitten. Das gleiche Bruchsystem versetzt am Wieskogel den Klauskalk gegen Jura-Brekzie und Oberalmer Schichten. Ein interessantes Detail ist auch, dass die Oberalmer Schichten sowohl unterhalb vom Großen Zellerhut, als auch im Umfeld des Oischinggrabens das östliche Einfallen des Dachsteinkalkes mitmachen und somit eine Zusammengehörigkeit einer stark gestörten Schichtfolge andeuten.

Anisium

Östlich des Moosbachsattels ist inmitten des flachen, von Werfener Schichten geprägten Geländes (890 m SH) eine steile Kalkrippe aus dunkelgrauem, meist dünnbankig

ebenflächigem Gutensteiner Kalk eingespießt. Diese wird bereits zur Basis der Mürzalpen-Decke gerechnet.

Untertrias–Perm

Grünliche Tonschiefer und Quarzite der Werfener Schichten der Deckenbasis der Mürzalpen-Decke treten in einem schmalen Streifen zwischen rißeiszeitlicher Moränenbedeckung zutage. Die großen, pingenförmigen Vertiefungen unter der rißeiszeitlichen Moränenbedeckung im Bereich des Moosbachsattels dürften auf unterlagerndes, ausgelaugtes Haselgebirge der Mürzalpen-Decke zurückzuführen sein.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Oisching–Hansbauermauer auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

In dem flachen Gelände zwischen Tribein und Hansbauermauer (zwischen Kote 1.243 m und dem Wegkreuz auf etwa 1.200 m SH) konnte zwischen 1.200 und 1.235 m SH rißeiszeitliches Moränenmaterial („Altmoräne“) angetroffen werden. Das z.T. fest zu einer Brekzie verfestigte Moränenmaterial zeigt polymikte Zusammensetzung und teils gut gerundete Komponenten. Es dürfte im Süden den eher monomikt zusammengesetzten, feinbrekziös-sandigen Gosausedimenten (MANDL et al., Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000–31. Mai 2002. – Bund-Bundesländer-Kooperation Forschungsprojekt W-A-004a/F 2000, 2002; JARNIK, Jb. Geol. B.-A., 137, 465–476, 1994: 466) auflagern.

Damit dürfte der flache Sattel zwischen Tribein (1.297 m) und der Jagdhütte (Kote 1.243 m) vom rißeiszeitlichen Eisstromnetz überflossen worden sein. Bestätigt wird eine derartige Höhenlage des rißeiszeitlichen Salzagletschers kurz vor Mariazell durch Erratika-Funde im Bereich der Ochsenboden-Alm oberhalb vom Köckensattel in etwa der gleichen Höhenlage (BAUER & SCHNABEL, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell, Geol. B.-A., 1997) und durch die große Höhenlage der Riß-Endmoränen oberhalb von Mariazell (bis 900 m SH).

Auch die östliche Talhälfte von Oisching wird von mächtigen rißeiszeitlichen Moränensedimenten bedeckt. Sie nehmen generell das flache Wiesengelände unterhalb von 800 m SH ein. Bestätigt wird dies durch zahlreiche Aufschlüsse sowohl im Wiesengelände, als auch entlang der Wege.

Eine etwas jüngere Bildung dürfte der doch deutlich geschichtete, sandreiche, eher homogen zusammengesetzte, nur gering verfestigte Schuttkörper (v.a. kantiger Dolomitschutt) am östlichen Auslauf des Alpbaches (etwa zwischen 770 und 740 m SH) sein. Aufgrund dieser sedimentologischen Zusammensetzung und des sehr lokalen Schuttmateriales dürfte es sich um einen alten, teilweise schon verfestigten Schwemmkegel des Alpbaches (Würm oder Spätglazial) handeln (vgl. KOLMER, Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab-Nordabdachung, unveröff. Dipl. Arb. Univ. Wien, 1993: 45f.).

Die oberhalb von Oisching anstehenden Trias-Gesteine können z.T. noch der Mürzalpen-Decke zugerechnet werden. Es handelt sich einerseits um den hellen, weißen, kleinstückig-bröselig brechenden Wettersteindolomit, dem nicht mehr (wie am Bergfeld) die dunklen, gut gebankten Partien (Dolomite der Tremmlgraben-Formation) eingeschaltet sind.

Andererseits treten entlang des Güterweges zur Lasingeralm und in einem schmalen Streifen südlich vom Alpbach die dunklen Tonschiefer, Kalkschiefer, Dolomite, Hornstein- und Echinodermenkalke („Cidariskalk“) der Raibler Schichten zutage. Diese sind auf den Dachsteinkalk der unterlagernden Göller-Decke aufgeschoben oder diesem steil angepresst.

Die Gosau, die N‘ Tribein und am oberen Alpbach (1.020–1.050 m SH) auftritt, dürfte eher dem Dachsteinkalk der Göller-Decke auflagern. Zuweilen verrät sich das Auftreten von Gosausedimenten lediglich durch deren intensiv rote Bodenfärbung.

Die von Werfener Schiefern markierte Schuppengrenze innerhalb der Mürzalpen-Decke, die S‘ Brandfeld nach Oisching hinüberstreicht (und dort unter der Moränendecke verschwindet), dürfte sich nördlich Oisching noch ein kleines Stück unter der Hangschuttbedeckung fortsetzen (Werfener Schichten oberhalb von Oisching zwischen 820–830 m SH), ehe diese von einer markanten NW–SE streichenden Störung der Göller-Decke abgeschnitten wird. Auch diese Störung wird durch einzelne Aufbrüche von Werfener Schichten markiert.

In der Talfurche von Oisching dürfte eine NW–SE streichende Störung mit gering rechtssinnigem Versatz hindurchstreichen, da der Wettersteindolomit SW‘ Oisching um etwa 200 m nach Süden versetzt wird. Nördlich Oisching lässt sich diese Störung nicht mehr nachweisen.

Eine zweite, ebenso rechtssinnige Störung versetzt die Deckengrenze zwischen Göller-Decke und Mürzalpen-Decke zwischen Alpbach (835 m SH) und Lasingeralm (1.005 m SH) um etwa 700 m und wird von eingespießten Werfener Schichten markiert.

Der Dachsteinkalk, der den Sagkogel, die Hansbauermauer und die Felsrippen in der Vertiefung des Alpbaches aufbaut, ist durchwegs dick gebankt, zerfällt grobblockig und zeigt fazielle Merkmale des lagunären Environments (Algenlaminite, „Birdseyes“). Eine graue Dolomitlage, die wie ein Band westlich und südlich unterhalb der Hansbauermauer (etwa in 1.100 m SH) zwischen Dachsteinkalken hindurchzieht, deute ich als dolomitische Einlagerung (solche können auch im Dachsteinkalk der Zellerhüte beobachtet werden). Trotz starker tektonischer Beanspruchung bleibt das strukturelle Einfallen der Dachsteinkalke relativ konstant nach NE.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Beckens von Greith auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

Im Wildgehege von Förster Sommerauer bei Greith konnte ich die vor allem quartären Ablagerungen um den Maißkogel herum rasch auskartieren. Der Maißkogel selbst, eine flache bewaldete Erhebung südlich von Greith (etwa 770 m SH), besteht durchwegs aus den schwarzen, dünnbankig-ebenflächigen, kieseligen Schuttkalken der Tremmlgraben-Formation. Diese streichen – wie der Berg selbst – etwa W–E und dürften mit den gleichen schwarzen Kalken des „Papst" am Nordrand der Zeller Staritzen (BRYDA in: MANDL, Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karstgeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Folgeprojekt: Zeller Staritzen, Endbericht Projektzeitraum 1. Juni 1994–31. Mai 1996, 1996) jenseits der Salza in Verbindung stehen. Ganz allgemein werden die Kalke und Dolomite der Tremmlgraben-Formation in das (höhere) Ladinium gestellt, was mit Grünalgen (MOSER, Jb. Geol. B.-A., 138, 505–507, 1995; MOSER, Jb. Geol. B.-A., 149, 530–533, 2009) und Conodonten (PAVLIK in: BRYDA, Arbeitstagungsband 2009 Leoben, Geol. B.-A., 38–39, 2009) gut belegt ist, und stellen eine flache Beckenentwicklung der Mitteltrias am Nordrand der Mürzalpen-Decke dar. Durch einen allmählichen Übergang hängen diese schwarzen Bankkalke mit den hellen, lagunären Wettersteinkalken der Zeller Staritzen unmittelbar zusammen, sind jedoch, wie es zum Beispiel am Kleinen Proles (BRYDA, 1996) gut zu beobachten ist, an Störungen gegen diesen versetzt worden. Äquivalente dazu finden sich auch gegen Westen in der „Hochleiten" und „Kaltlacke" (MOSER, 2009).

Am Fuß des Maißkogels treten v.a. im Bereich von flachem Wiesengelände typisch polymikt zusammengesetzte rißeiszeitliche Altmoränensedimente auf, die sich durch ihre kantengerundeten Geschiebe deutlich vom Hangschutt des Maißkogels selbst unterscheiden lassen.

Ein weiteres, relativ umfangreiches Vorkommen von Moränensedimenten befindet sich im flach-kuppierten Wiesengelände am breiten Bergrücken unterhalb Kote 783 m zwischen 770 und 710 m SH. Eigenartigerweise ist diese Moräne von allen bisherigen Kartierern übersehen worden, obwohl sich diese nicht nur morphologisch, sondern auch sedimentologisch deutlich vom Hangschutt der Gratmauer unterscheidet: polymikte Zusammensetzung (Wettersteinkalk, Tremmlgraben-Formation, auch Dachsteinkalk und Hauptdolomit), deutlich zugerundete Komponenten, auch Blöcke und Geschiebe, teilweise auch verfestigtes Moränenmaterial (z.B. am Forstweg unmittelbar über dem Salza-Ufer in 710 m SH).

Rund um den Maißkogel (Fischteiche, Jagdhaus) setzt sich die auf etwa 720 m SH gelegene, flach kuppierte Terrassenflur der Terrasse von Greith fort. In einem kleinen Aufschluss nahe der Salza können schlecht verfestigte und undeutlich geschichtete, grobsandreiche Fein/Mittelkiese mit vereinzelt größeren, stark angerundeten Komponenten mäßiger Sortierung beobachtet werden. Das Komponenten-Spektrum entspricht etwa dem des Einzugsgebietes des Ramsaubaches, Draxlergrabens und auch der Salza.

Da das Niveau der Terrasse von Greith (720 m SH) etwa mit jenem der Niederterrasse bei Ghf. Greifensteiner und vereinzelten Terrassenresten an der Salza (z.B. nördlich Kleiner Proles) ganz gut übereinstimmt, und da das würmeiszeitliche Eisstromnetz aus den Zeller Staritzen im Hochglazial gerade noch den Talboden des Salza-Tales erreicht hatte (vgl. KOLMER, Dipl. Arb., Univ. Wien, 1993, Beil. 2) bzw. die Terrassensedimente von Greith teilweise auch konglomeriert sind, würde ich diese ebenfalls zur Niederterrasse stellen.

Der Hügel, auf dem die Kirche von Greith (Kote 737 m) steht, besteht zum einen Teil aus anstehendem Dachsteinkalk (= Span aus der unterlagernden Göller-Decke), zum anderen Teil ist dem Hügel südlich und östlich ein kleiner Rest eines höheren Terrassenkörpers (mit Kristallingeröllen aus dem Grenzbereich Grauwackenzone/Altkristallin) angeschmiegt (etwa 730 m SH).

Kompliziert sind die geologischen Verhältnisse zwischen dem Ortsgebiet von Greith und der Gratmauer. Hier tritt nämlich die Basis der Mürzalpen-Decke mit grünen Werfener Tonschiefern zutage, in die an verschiedenen Stellen Späne von Dachsteinkalk aus der unterlagernden Göller-Decke eingeschuppt sind. Diese Dachsteinkalke sind stets lichtgrau und (sekundär) etwas dolomitisch, zerfallen blockartig und sind fossilleer. Lediglich im Hangschutt unterhalb der Dachsteinkalkrippe 400 m westlich Greith konnte ein charakteristischer Algenlaminit (lagunärer Dachsteinkalk) gefunden werden. Ähnliche Verhältnisse konnten auch an der Schuppengrenze der Mürzalpen-Decke SW' Oisching (MOSER, Jb. Geol. B.-A., 153, 383–386, 2013) angetroffen werden.

Erwähnenswert ist noch die kleine Scholle aus Wettersteinkalk und -dolomit, die den Werfener Schiefern der Deckenbasis der Mürzalpen-Decke aufgelagert ist. Auch diese Kalke und Dolomite führen keine Fossilreste, lassen sich jedoch aufgrund der feingliedrig-engständigen Klüftung und der gröberen Körnung, die dem Wettersteinkalk und -dolomit gemein sind, deutlich vom Dachsteinkalk unterscheiden. Erst in den Erhebungen beiderseits des Ramsaubaches sind die Wettersteinkalke deutlich fossilführend (MOSER, 2012).

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Tribein–Sauwand–Zeller Staritzen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

Ziel dieser Kartierung war die Abtrennung der basalen Obertrias im Bereich Tribein – Sauwand und der Ostabdachung der Zeller Staritzen, die weder bei SPENGLER & STINY (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, 1926) noch bei MANDL (Geologische Karte des Hochschwabgebietes 1:25.000, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-A-004a, Geologische Karte Karst 2008) verzeichnet war. Bei letzteren Kartierungen wurden jeweils der (ober)norische

Dachstein-Riffkalk (Tribein, Sauwand) und Aflenzer Kalk (Zeller Staritzen) direkt dem ladinischen Wettersteindolomit aufgelagert, wodurch eine Schichtlücke entstand, bei der das gesamte Karnium und wahrscheinlich auch Teile des tieferen Norium fehlten. Lediglich in der Kartierung von RISAVY (Jb. Geol. B.-A., 136/3, 593–594, 1993) wurde, in Anlehnung an SPENGLER & STINY, ein „brauner, dolomitischer Bankkalk" des Karnium unterhalb des Tribein bereits ausgeschieden. Dieser wurde von SPENGLER & STINY als „Hauptdolomit" noch der norischen Stufe zugeordnet. Eigenartigerweise konnten jedoch weder SPENGLER & STINY, noch MANDL (2008) diesen gut vom Wettersteindolomit abtrennbaren Horizont weiter nach Osten (Sauwand) und Süden (Zeller Staritzen) unterhalb der höheren Obertrias weiterverfolgen. Dieser Zusammenhang ist jedoch sehr wichtig, da damit eine enge, faziell-stratigrafische Verbindung zwischen Mitteltrias (Wettersteindolomit) und Obertrias (Karnium, Norium) der Mürzalpen-Decke hergestellt werden kann, die in letzter Zeit, in mündlicher Diskussion, von verschiedenen Geologen in Frage gestellt worden ist. Deren Hauptargument war, dass die Obertrias (z.B. karnische Bankkalke) einen deutlich niedrigeren Metamorphosegrad (CAI-Index) aufweist als die darunter befindliche Mitteltrias (z.B. Tremmlgraben-Formation oder Grafensteigkalk). Zudem ist die Grenze zwischen Mitteltrias und Obertrias der Mürzalpen-Decke tektonisch stark beansprucht worden (neben horizontalen und vertikalen Verstellungen ist das geringmächtige Band der julischen Reingrabener Schichten oft tektonisch reduziert worden), sodass sich verschiedenen Autoren (u.a. RISAVY, Jb. Geol. B.-A., Bd.136/3, 593–594, 1993) eine tektonische Abtrennung der Obertrias von der Mürzalpen-Decke als eigenständige tektonische Einheit (auch im Sinne einer „Gesäuse-Decke" bei LEIN & GAWLICK, Arbeitstagungsband 2001 – Neuberg/Mürz, Geol. B.-A., 2001) und Zuordnung zum Tirolikum (Göller-Decke) darbot.

Das Ergebnis meiner geologischen Aufnahmen rund um Gußwerk ist nun, dass sich – im Westen beginnend, am Almundumkogel (nördlich Rotmoos bei Weichselboden), eine Obertrias-Schichtfolge einstellt, die über die Gratmauer (westlich Greith), das Bergfeld (westlich Oisching), bis zum Tribein bei Gußwerk durchverfolgen lässt und in fazieller Abwandlung, nämlich lediglich einer intensiveren Dolomitisierung der karnischer Beckensedimente, über die Sauwand nach Süden, bis Fallenstein am Ostrand der Zeller Staritzen fortsetzt. Damit wird eine tektonische Abtrennung dieser Obertrias-Abfolge von der Mürzalpen-Decke gänzlich unmöglich, trägt sie sogar die klassische Verzahnung zwischen Dachstein-Riffkalk und Aflenzer Kalk am Härterbauerkogel (MANDL, Jb. Geol. B.-A., 136, 645–646, 1993), wie sie ja auch an der Südseite des Hochschwabmassives ebenso noch gut erkennbar ist (LOBITZER, Eberhard-Clar-Festschrift der Mitt. Geol. Ges. in Wien, 75–91, 1974), deutlich mit.

Damit möchte ich das obige Argument der CAI-Werte nicht entkräften, jedoch muss ich einwenden, dass unterschiedliche Metamorphosegrade kein hinreichendes alleiniges Argument für eine deckentektonische Gliederung darstellen können (wie es die Erfahrung in den Zentralalpen lehrt!), da ja die Temperatur nicht der einzige Faktor für diagenetische oder metamorphe Vorgänge ist. Offen bleibt jedoch noch die Frage, warum im Bereich der östlichen Mürzalpen-Decke (ÖK 103, Kindberg) der Kontakt zwischen Wettersteindolomit und Aflenzer Kalk vielfach als tektonisch ausgestaltet interpretiert wird (z.B. bei LEIN, Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1981, 203–221, 1982: „Sauwand-Tonion-Schuppe"). Vielleicht vollzieht sich gegen Osten lediglich ein Fazieswechsel von dunklen, oberkarnischen Beckendolomiten zu hellen „Waxeneckdolomiten", die sich im Gelände nur schwer vom hellen Wettersteindolomit abtrennen lassen, vor allem wenn die stratigrafisch wertvollen Dasycladaceen fehlen?

Wettersteindolomit (Ladinium–Cordevolium)

Wettersteindolomit baut vor allem die östliche Hälfte der Zeller Staritzen auf und setzt sich zwischen Ghf. Greifensteiner und Gußwerk auch noch nördlich der Salza fort. Es ist stets ein hellgrau gefärbter, deutlich weiß verwitternder, sehr kleinstückig-grusig zerfallender Dolomit, der nach meinen Beobachtungen niemals dunkelgrau (wie der karnische Dolomit) wird. Aufgrund des kleinstückigen Zerfalls bildet er eher flacheres, lediglich anschrofiges Gelände mit deutlichem Grasbewuchs.

Faziell kann der Wettersteindolomit der Lagune zugewiesen werden, wenngleich Sedimentstrukturen oder Fossilien eher selten sind. Hin und wieder sind Feinschichtungsgefüge (z.T. Algenlaminite) und Bankungen erkennbar, die typisch für alle lagunären Sedimente sind.

Strukturell eigenartig ist, dass der Wettersteindolomit der Zeller Staritzen eine W–E streichende Struktur erkennen lässt, dabei auch flachwellig W–E streichend verfaltet ist, und am Ostrand der Staritzen deutlich an einer N–S streichenden Querstruktur nach Osten unter die Obertrias hinunterbiegt. Auch die Faltenstrukturen scheinen nach Osten gegen das Gollradbachtal hin abzubiegen.

Reingrabener Schichten (Julium)

Die Reingrabener Schichten sind als schwarze Tonsteine leicht zu erkennen und treten westlich von Gußwerk als breiter Streifen stets an der Basis der Obertrias auf. Unterhalb des Tribein fehlen sie bereits (tektonisch) und sind dann gegen Südosten nur noch in Resten oder gar nicht mehr vorhanden. Ein tektonisches Ausquetschen der mechanisch sehr inkompetenten Reingrabener Schichten ist daher naheliegend. Dass eine das ganze Julium andauernde Emersionsphase und daher das stratigrafische Fehlen der Reingrabener Schichten Teile der Mürzalpen-Decke betroffen haben könnte, ist bisher nirgendwo belegt. Allerdings finde ich interessant, dass, wie weiter unten angeführt wird, an der Basis des (ober)karnischen Dolomits grobe Dolomitbrekzien erkennbar sind, die einen basalen Aufarbeitungshorizont erkennen lassen. Reingrabener Schichten konnten am nördlichsten Spitz der Zeller Staritzen (NE' Vogelbühel) als schmales Band an der Basis der karnischen Dolomite wieder angetroffen werden.

Karnische Echinodermenkalke (Tuvalium)

Sowohl am Almundumkogel, als auch an der Gratmauer und am Tribein wird der tiefere Teil der oberkarnischen Schichtfolge von fein- bis grobkörnigen, mittel- bis meist dunkelgrauen, crinoidenspätigen Echinodermenkalken („Cidariskalken") eingenommen. Diese werden an der Südflanke des Tribein sukzessive vom karnischen Dolomit abgelöst, sodass – ähnlich wie auf der Lurghöhe bei Hinterwildalpen – eine Wechselfolge von grauem, Rauhwacke

führendem Dolomit mit dunklen, echinodermenspätigen Kalken, die das karnische Alter des grauen Dolomits belegen, zu beobachten ist.

Karnischer Dolomit (Tuvalium–mittleres Norium)

Der graue karnische Dolomit ist etwa 150–200 m mächtig und tritt stets unterhalb der Dachstein-Riffkalke von Tribein–Sauwand bzw. unterhalb der Aflenzer Kalke von Wasserbauerkogel–Königskogel–Fallenstein auf.

Aufgrund seiner grauen-dunkelgrauen, nur seltener hellgrauen Farbe, seiner kompakteren Ausbildung (stückiger-kleinblockiger Zerfall), seiner kalkigen Partien und seiner Einlagerung von bis zu Meter mächtigen Rauhwackelagen ist der karnische Dolomit im Gelände leicht vom helleren Wettersteindolomit abtrennbar gewesen. Der karnische Dolomit ist kompakter (auch etwas kieselig) und bildet deutlich steileres Felsgelände. In ähnlicher Ausbildung konnte ich den karnischen Dolomit sowohl an der Gratmauer (bei SPENGLER & STINY z.T. noch als „Hauptdolomit“) als auch am Almundumkogel antreffen (MOSER, Jb. Geol. B.-A., 149, 530–533, 2009). Unterhalb des Tribein („Schimmelboden“) ist gut zu beobachten, dass der tiefere, kalkige Abschnitt des Tuvalium (sogenannte „Cidariskalke“, also echinodermenreiche Kalke) allmählich in ebenso dunkle, aber teilweise gebankte und ebenso Crinoidendetritus führende Dolomite übergeht, die so eindeutig dem (höheren) Karnium zuzuordnen sind. Das karnische Alter der „Cidariskalke“ wurde von SALEK (Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (Steirische Kalkalpen), Diss. Univ. Wien, 1998) mit *Metapolygnatus polygnatisformis* auf der Lurghöhe (bei Hinterwildalpen) belegt. Rollstücke von in den karnischen Dolomit eingeschalteten „Cidariskalken“ konnten bis oberhalb vom ehemaligen Bahnhof Gußwerk aufgefunden werden. Damit scheint mir das karnische Alter des Dolomits unterhalb vom Tribein gut belegt zu sein. Östlich Gußwerk setzt sich derselbe karnische Dolomit (vor allem mit den charakteristischen kalkigen Rauhwackelagen) unterhalb der Sauwand fort, wobei jedoch eine deutlich linkssinnige Blattverschiebung zwischen Treibein und Sauwand (mit einem Versatz von etwa 600 m) mit zu berücksichtigen ist. Diese Blattverschiebung dürfte sich auf Blatt 72 Mariazell (nördlich Bohrwerk) fortsetzen und auch die unterlagernde Göller-Decke erfasst haben. Südlich Gußwerk ist das Karnium nur noch in dolomitischer Ausbildung anzutreffen und nur aufgrund der oben angeführten lithologischen Merkmale vom Wettersteindolomit deutlich zu unterscheiden. Faziell vermute ich, dass der karnische Dolomit südlich Gußwerk in eine völlig dolomitisierte, crinoidenschuttreiche Beckenfazies übergeht, die nichts mehr mit der Flachwasserfazies des Wettersteindolomits gemeinsam hat. An einigen wenigen Stellen ist ganz gut der scharf ausgeprägte Kontakt zwischen hellem Wettersteindolomit im Liegenden, und grauem, oberkarnischem Dolomit im Hangenden ausgeprägt: so an einem alten Forstweg oberhalb von Fallenstein (830 m SH), wo ein deutlich ausgeprägter, rötlich verwitternder Grenzhorizont (? Emersionshorizont) zwischen Ladinium und Karnium erkennbar ist. Weiters an einem Ziehweg an der Westflanke des Wasserbauerkogels (Zeller Staritzen) in etwa 1.010 m SH, wo grobe Dolomitbrekzien, die den grauen, karnischen Dolomit als Komponente bereits aufarbeiten, an der Basis des karnischen Anteiles der Schichtfolge auftreten.

Im Norium läuft dann diese karnische Beckenentwicklung in den dunklen, allodapischen Aflenzer Kalk über (bei Fallenstein gut zu sehen), während im Norden (Gratmauer, Tribein, Sauwand) eine Inversion zur Flachwasserentwicklung des Dachstein-Riffkalkes vor sich geht. Ungeklärt erscheint mir jedoch, welche Anteile der Obertrias-Abfolge dem unteren Norium entsprechen (? Teile des karnischen Dolomits oder der Aflenzer Kalke). Im herausgehobenen Plattformbereich würde ich es nicht ausschließen, dass das gesamte untere Norium in strömungsreicher Mangelsedimentation (Rotkalkfazies) vorliegt und tektonisch oft fehlt. Im abgesenkten Beckenbereich (Aflenzer Fazies) dürfte sich – nach einer Beprobung auf Conodonten durch MANDL (1993) – das untere/mittlere Norium noch im unterlagernden Dolomit befinden, da der hangendste brekziöse „braune Dolomit“ des Wasserbauerkogels (Zeller Staritzen) eine oberstkarnisch-mittelnorische Mischfauna (mit *G.steinbergensis* und *nodosa*) enthielt.

Dachstein-Riffkalk (oberes Norium)

Der helle Dachstein-Riffkalk des Tribein ist – ähnlich wie jener der Gratmauer – oft schlammreich (floatstone-Gefüge) und führt gerne Bruchstücke von diversen Schwämmen, oft Kalkschwämme (auch Sphinctozoen), Korallen, Crinoiden, große riffbewohnende Bivalven und „Großoolithe“. Er ist – wie viele Riffkalke – eher kleinklüftig und massig entwickelt. MANDL (mündl. Mitt.) beschreibt auch lagunäre Fazieselemente wie Grünalgen und Gastropoden aus dem Dachsteinkalk des Tribein, was eventuell vergleichbar ist mit den Rückriffsedimenten, die FLÜGEL (Mitt. d. Mus. f. Bergb., Geol. u. Technik am Landesmus. „Joanneum“, 24, 1962) von der Sauwand anführt. Der Kontakt zum unterlagernden oberkarnisch-unternorischen Dolomit ist eher scharf und leider auch tektonisch überprägt. Ein feinkörnig-buntes, pelagisches Band in „Hallstätter Fazies“, wie es an der Basis vom Dachstein-Riffkalk der Mitteralpe (LOBITZER, 1974), Sauwand (MANDL, 1993) und Tonion (LEIN, Jb. Geol. B.-A., 130, 296–298, 1987) beschrieben wird, konnte nicht aufgefunden werden. Da nach MANDL (1993) der Dachstein-Riffkalk der Sauwand der Mürzalpen-Decke zugeordnet werden kann, und nach meiner Kartierung die unterlagernden karnischen (Echinodermen-)Kalke und Dolomite in eindeutiger fazieller-lithologischer Beziehung zu den entsprechenden Karniumserien des Tribein, der Gratmauer und des Almundumkogels gebracht werden können, sind auch Letztere eindeutig Teile der Mürzalpen-Decke, selbst wenn diese (mündl. Mitt. L. KRYSTYN, 2013) niedrigere CAI-Werte besitzen sollen als deren unterlagernde Mitteltrias. Konsequenterweise lehne ich auch eine eigene „Gesäuse-Decke“ (sensu LEIN & GAWLICK) aufgrund eben derselben Argumente ab, will aber nicht ausschließen, dass die nördlichen Gesäuseberge, der Goßkogel und Buchberg bei Gams-Hinterwildalpen ein tektonisch isoliertes Element darstellen, das Anklänge an tirolische Fazieselemente erkennen lässt und damit eine eigenständige Schuppe der Mürzalpen-Decke im alten Sinne darstellt.

Aflenzer Kalk (oberes Norium)

MANDL (1993) beschreibt vom Härterbauerkogel eine zwar tektonisch gestörte, aber doch erkennbare fazielle Verzahnung zwischen dem Dachstein-Riffkalk der Sauwand und den Aflenzer Kalken der Waldau (Gollradbachtal). Da nun der Dachstein-Riffkalk in selber Weise wie der Aflenzer Kalk von einem vom Ladinium bis in das Karnium rei-

chenden Dolomitsockel (= Wettersteindolomit und Karnischer Dolomit) unterlagert werden, ist die Zugehörigkeit der gesamten Abfolge zur Mürzalpen-Decke meiner Meinung nach naheliegend.

Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERD RANTITSCH, THOMAS NISCH, HEINRICH MALI & DANIELA WALLNER

(Auswärtige Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

In den Jahren 2012 und 2013 wurde das Gebiet um Etmißl zwischen dem Thörlbach, Lonschitzbach und dem Oischingbach im Maßstab 1:10.000 geologisch kartiert.

Im bearbeiteten Gebiet stehen Gesteine des Troiseck-Floning-Kristallins, Gesteine des Thörler Zuges und Gesteine der östlichen Grauwackenzone (Veitsch-, Silbersberg- und Norische Decke) an. Im Zentrum des Kartiergebietes werden diese Gesteine vom neogenen Becken von Etmißl überlagert. Hangschutt mit unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt große Teile des Arbeitsgebiets.

Das **Troiseck-Floning-Kristallin** tritt entlang der südlichen Flanke des Himmel-Berges bis zum Haselgraben auf. Es finden sich hier Gneise bis Glimmerschiefer, zum Teil auch mit sehr hohen Quarzgehalten. Der lokal anzutreffende fein- bis mittelkörnige Paragneis zeigt eine Wechsellagerung im mm-Bereich von hellen Feldspatlagen und dunkleren, biotitreicheren Lagen. Durch einen hohen Quarzanteil haben die Gneise eine große Härte und Abriebfestigkeit. Im Allgemeinen ist das Gestein leicht verwittert. Schieferungs- und Kluftflächen zeigen rostbraune Verwitterungsbeläge. Häufig sind Übergänge zwischen Gneis und Glimmerschiefer anzutreffen, was eine strikte Abgrenzung erschwert. Die Glimmerschiefer zeigen eine feinere Schieferung. Hier tritt der Feldspatanteil deutlich in den Hintergrund, was sich in einer dunkleren Färbung gegenüber dem Gneis widerspiegelt. Der Glimmeranteil nimmt zu und es zeigt sich ein höherer Muskovit- als Biotitanteil. Quarz tritt in bis zu 2 mm dicken Bändern parallel zu den Schieferungsflächen und in parallel zur Schieferung ausgelängten Linsen auf. Die Glimmerschiefer zeigen an den Schieferungs- und Kluftflächen rotbraune bis violette Verwitterungsbeläge. An der nördlichen und südlichen Flanke des Himmel-Berges sowie im Bereich südlich des Gehöfts Schwarzbauer sind bis zirka 15 m mächtige Amphibolitlinsen eingeschaltet. Die Färbung erscheint durch Amphibol, Chlorit, sowie durch einen, im Vergleich zu den Gneisen und Glimmerschiefern, erhöhten Biotitgehalt, dunkel. Vereinzelt lässt sich auch feiner Granat mit der Lupe erkennen.

Der **Thörler Zug** (entspricht der Thörler „Permotrias“ oder dem zentralalpinen Permo-Mesozoikum) überlagert das Troiseck-Floning-Kristallin. Die Quarzphyllite des Thörler Zuges sind fein geschiefert, dunkelgrau bis grünlich-schwarz und stark verwittert. Die Gesteine sind eher feinkörnig, es finden sich aber darin auch größere, ausgelängte Quarzlinsen. Der weitere Mineralbestand wird durch Biotit, Chlorit und untergeordnet Feldspat bestimmt. Teilweise verursacht Serizit einen silbrigen Glanz an den Schieferungsflächen. Der Semmeringquarzit des Thörler Zuges überlagert den Quarzphyllit. Er ist massig ausgebildet, verwittert blockig, bricht scharfkantig und hat eine hellgraue bis graugrünliche Färbung. Er ist sehr feinkörnig, und stark geklüftet. Durch Serizitanteile zeigen Bruchflächen einen seidig-matten Glanz. Der Semmeringquarzit zeichnet sich gegenüber dem Quarzphyllit durch eine höhere Verwitterungsresistenz aus. Die Karbonatgesteine des Thörler Zuges sind dunkelblau-grau gefärbt und oft gebändert ausgebildet. Nur im Bereich südöstlich des Gehöfts Soler finden sich hellgrau-weiße bis rosa Kalke, die den Kalkaufschlüssen bei Thörl entsprechen. Die Kalksteine sind gut gebankt mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 bis 30 cm. Löchrig-poröse, rauhwackeartige Karbonate finden sich lokal als Lesesteine. Hierbei handel es sich um helle, dolomitische Gesteinstrümmer in einer braun-gelben Kalzitmatrix mit starken Lösungserscheinungen.

In der Normalabfolge überlagern Schwarzschiefer die Karbonate. Sie werden der Sunk Formation der **Veitsch-Decke** zugeordnet. Die Schwarzschiefer zeigen im Aufschluss einen schwarzen bis hellgrauen Farbeindruck. Zum Teil sind sie phyllitisch ausgebildet. Häufig können nicht anstehende Schwarzschiefer an der tiefschwarzen Bodenfärbung erkannt werden. In den Schwarzschiefern üblicherweise anzutreffende Gangquarze und Quarzlinsen bleiben bei der Verwitterung/Bodenbildung als Relikte bestehen. Die Schiefer sind dünnblättrig bis massig und stark tektonisch beansprucht. Kataklastische Störungen, Knickfalten und mit Quarz verfüllte Fiederklüfte sind des Öfteren anzutreffen. Innerhalb der Schwarzschiefer finden sich Einschaltungen von Kalkstein (Bereich Federleben, oberer Haselgraben, südöstlich vom Gehöft Hasbach am Lonschitz).

Hellgrau-grüne bis silbrige Phyllite der **Silbersberg-Decke** finden sich entlang des Lonschitzbaches. Sie umfassen feinschuppige, glimmerreiche Lagen mit vereinzelten Quarzlagen. Häufig finden sich ausgelängte Quarzkörner mit mehreren Millimetern Durchmesser, die von Glimmern „umflossen“ werden. Auf den Schieferungsflächen zeigt der Phyllit durch Serizit einen seidigen Glanz. Zum Mineralbestand gehört Quarz, Muskovit, untergeordnet auch Biotit und Chlorit.

Der westliche Teil des Kartiergebietes wird durch den schlecht aufgeschlossenen Blasseneck Porphyroid der **Norischen Decke** dominiert. Die Basis des Porphyroids ist durchwegs phyllitisch ausgebildet. In der Karte wurden grüne und graue Varitäten, sowie Grünschiefer und Phyllit unterschieden.

Grobe Schotter des neogenen **Becken von Etmißl** wurden zwischen Hasel- und Reitergraben bis auf Höhe des Gehöfts Wiederer bzw. zwischen Reiter- und Lonschitzgraben bis auf eine Höhe von zirka 870 m, am NE-Abfall des Lonschitz, sowie auf der Anhöhe nördlich von Etmißl kartiert. Es handelt sich vorwiegend um gut gerundete Grobschotter, stellenweise auch kantig, die in einer sandig-erdigen Matrix zu einem komponentengestützten Konglomerat verkittet sind. Die Komponenten zeigen durchschnittlich einen Durchmesser im Bereich von 5 bis 30 cm, vereinzelt finden sich aber auch größere Blöcke mit Durchmessern bis zu 1 m. Als Komponenten dominieren die lokalen Ge-

steine des Troiseck-Floning-Kristallins (Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite) und die Quarzite und Karbonate des Thörler Zuges.

Bericht 2009–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

In den Jahren 2009 bis 2012 wurde das Gebiet westlich und nördlich Dürradmer in der Nordsteiermark, zwischen Hochgruben–Fadenkamp–Paradeisgraben–Zellerbrunnbach–Wildforche–Zeller Sattel–Klennerbrücke–Wassermäuer–Forsthaus Bucheck–Todeskogel–Falkensattel–Annerltal–Sacherlacke–Gresserhütte, neu aufgenommen.

Geologisch liegt das Aufnahmsgebiet überwiegend im Tirolisch-Norischen Deckensystem mit Göller-Decke und Tribein-Schuppe. Zwischen diesen beiden eingeschuppt liegt am West-, Nord- und Osthang des Aufgespreizten das Juvavische Deckensystem (Hallstätter Zone und Deckschollen).

Die Schichtfolge der Göller-Decke umfasst vom Liegenden zum Hangenden: Wettersteindolomit, Reingrabener Schiefer, Opponitzer Dolomit (Kalk), Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Strubberg-Formation, mit Radiolarit und Juragleitschollen bestehend aus Dachsteinkalk, Kössen-Formation, Hierlatzkalk, „roter Cephalopodenkalk“ (?Klaus Formation) und Allgäu-Formation. Das Juvavische Deckensystem baut den West-, Nord- und Osthang des Aufgespreizten auf und besteht aus ~ 350 m Meter mächtigem Haselgebirge (Gips und Tonsteine, vereinzelt Sandsteine). Die auflagernde Tribein-Schuppe führt Hauptdolomit, Dachsteinkalk sowie geringmächtige Kössen-Formation, Hierlatzkalk und Ruhpoldinger Radiolarit, und baut den Höhenzug zwischen Sulzkogel und Aufgespreizten auf.

Im Aufnahmsgebiet bilden weißliche bis graue, zuckerkörnige, im Zehnermeter-Bereich gebankte Wettersteindolomite das Liegende der Göller-Decke. Der Dolomit baut den Talgrund des Zellerbrunnbaches, den Hangfuß der Fadenmauer und die Wildforche auf. Onkoide belegen die lagunäre Fazies, Dasycladaceen konnten bisher nicht nachgewiesen werden. An zahlreichen NNW–SSE-Brüchen versetzt, folgen im Hangenden geringmächtige schwarze Tonsteine, Tonmergel und Mergel der Reingrabener Schiefer. In der Kaltleiten und nördlich Zeller Sattel liegen sie nur linsenförmig vor oder fehlen. Richtung Lochbachsattel sind erneut mächtige Reingrabener Schiefer entwickelt. Im Hangenden der Reingrabener Schiefer folgen bis zu 60 m mächtige, graue, bräunlich verwitternde, zuckerkörnige Dolomite (Opponitzer Dolomit) mit Dasycladaceen (*Poikiloporella duplicata* (PIA)). Vom überlagernden Hauptdolomit kann dieser Dolomit anhand der Zuckerkörnigkeit, der beigen Verwitterungsfarbe und dem felsigeren und steileren (~ 5–10°) Gelände unterschieden werden. In der Fadenmauer und am Hochstadl erreicht der gut gebankte hellgraue Hauptdolomit eine Mächtigkeit von über 1.000 m und wird von geringmächtigen Dachsteinkalken überlagert. Es handelt sich hierbei um lagunäre Dachsteinkalke mit Loferer Zyklen. Sie haben eine Mächtigkeit von wenigen Zehnermetern am Fadenkamp, Graskogel, Kote 1.742 m, und am Hochalpl und erreicht wenige 100 m am Tannberg und Hasenkogel. Südlich Nappenbach ist die Schichtfolge tektonisch sehr stark zerlegt und es sind viele unterschiedlich großen Späne Dachsteinkalk in den Hauptdolomit eingeschuppt. Am Tannberg ist der Dachsteinkalk in mehrere Schuppen einer zerscherten Antiklinale zerlegt. Über mittelsteil gegen Nordwest bis Südost einfallenden Platten liegen auf der Westseite des Tannberges steil gegen Südost und Nordwest einfallende Dachsteinkalke, die wiederum von flach gegen Süd bis Südost einfallenden Kalken überlagert werden. Ein Äquivalent hierzu findet sich am westlichen Blattrand in der Brunnmauer, auch hier werden intensiv verfaltete Dachsteinkalke flach lagernden Dachsteinkalken aufgeschoben. Südlich Tannberg verläuft eine flache Überschiebung von mittelsteil gegen Süd einfallenden Dachsteinkalken. Diese Überschiebung verläuft vom Annerltal (ungefähr bei 1.200 m Seehöhe) südlich Tannberg Richtung Kl. Riedl. Dieser Schuppenbau ist Teil der flower structure nördlich der SEMP, die vom Bärnbachgraben über den Bärnbachsattel ins Rotmoos verläuft.

Nördlich Fadenmauer-Kaltleitenberg erreicht der Hauptdolomit nur noch einige Zehner- bis wenige hundert Meter Mächtigkeit und wird dann von geringmächtigen, meist rötlichen, teilweise beige verwitternden Radiolariten überlagert. Hierüber liegt eine jurassische Gleitscholle, bestehend aus wenigen hundert Meter mächtigen Dachsteinkalken mit einer geringen Auflage von Kössen-Formation, Hierlatzkalk, Allgäu Formation, ?Klauskalken (roter Cephalopodenkalk) und rötlichem Radiolarit bis Kieselkalk. Der Radiolarit im Liegenden und Hangenden der Gleitscholle belegt ein Eingleiten im Oxfordium. Der gesamte Komplex aus Radiolarit und Gleitschollen ist der Tauglboden-Formation zuzurechnen und baut den Hang südlich Fadenmauer und Kaltleitenberg bis zum Nappenbach und Mitterberg sowie den Hangfuß des Rüsterwaldes bis zum Jagdhauskogel, gegen Osten reicht diese noch in die Wassermäuer, und große Teile des Bucheck auf. Vereinzelt sind Kalkarenite und Kalkrudite ausgebildet, deren Komponenten zum überwiegenden Teil aus Obertriasdolomiten und -kalken bestehen, sehr selten sind Rotkalke und in einer Probe konnte eine Radiolarit-Komponente identifiziert werden.

Der Osthang des Sulzkogels und des Aufgespreizten wird von mächtigem Haselgebirge aufgebaut. Im Bachbett des Nappenbaches und knapp unterhalb der Felswände des Aufgespreizten tritt immer wieder Gips zu Tage, somit ist für das Haselgebirge ungefähr 350 m zu veranschlagen. Über dem gesamten Hangbereich sind größere und kleinere Hangrutschungen sowie Hangkriechen zu beobachten. Das Haselgebirge lässt sich auch am östlichen Hangfuß des Aufgespreizten bis in den Sattel zwischen Falkenkogel und Falkensattel bis auf 1.160 m verfolgen und belegt die komplette Unterlagerung der Dachsteinkalke des Aufgespreizten durch das Haselgebirge.

Das Haselgebirge wird von geringmächtigem Hauptdolomit und Dachsteinkalken der Tribein-Schuppe überlagert. Nördlich des Aufgespreizten ist noch Kössen-Formation, Hierlatzkalk und Ruhpoldinger Radiolarit aufgeschlossen. Der Dachsteinkalk des Aufgespreizten zieht über den Falkenkogel und Todeskogel weiter gegen Osten.

Der Dachsteinkalk zeigt auf der gesamten Westflanke zwischen Sulzkogel und Aufgespreizten sehr eindrucksvolle Bergzerreißungen. Hangabwärts Richtung Radmerbach

löst sich die Dachsteinkalkplatte immer mehr auf, so dass unterhalb der Felswände große Blockwerksfelder liegen. Weiter hangabwärts liegen noch einzelne kleinere und größere Felsblöcke, vereinzelt lassen sich noch abgeglittene Großschollen auskartieren. Auch die Nord- und Nordostflanke des Aufgespreizten wird durch eine große Zahl an Zerrspalten und Abrisskanten zerlegt. Die Felspartien unterhalb lösen sich immer mehr in Großschollen und einzelnes Blockwerk auf. So liegt westlich Radmerbach zwischen 800 und 1.060 m ein ausgedehntes Blockwerksfeld mit Blöcken sehr unterschiedlicher Größe, von wenigen m^3 bis zu wenigen tausend m^3.

Westlich Dürradmer liegt am Hangfuß des Aufgespreizten ein kleiner Hügel, bestehend aus Kössen-Formation, dünnplattigen Tonmergeln und weißlichen Kieselkalken. Diese Abfolge unterscheidet sich von der Juraschichtfolge auf den Dachsteinkalken der Juragleitscholle. Ihre genaue tektonische Zuordnung ist noch nicht gesichert.

Verschwemmte Lehme (Miozän) bedecken große Teile der Hochflächen zwischen Tannstein, Hochalpl und westlichem Rüsterwald. In Karsthohlformen erreichen sie eine Mächtigkeit von wenigen Dezimetern, vorwiegend bilden sie aber nur eine dünne Haut. Zumeist kann ihr Vorkommen nur durch Auftreten von Borstgras (zeigt saure Standorte an) erfasst werden. In größeren Dolinen lassen sie sich nur randlich erfassen, während der zentrale Bereich von verschwemmtem Karbonatgrus eingenommen wird. Vereinzelt konnten diese Lehme auch südlich Radmeralm, nördlich Sulzkogel und östlich Aufgespreizten nachgewiesen werden.

Glaziale bis postglaziale Sedimente lassen sich rund um Dürradmer, entlang des Nappenbaches, im Ochsental, auf der Kräuterin und südlich des Zellerbrunnbaches auskartieren. Der Talgrund des Zellerbrunnbaches (unterhalb 900 m Seehöhe) wird von Eisrandablagerung (Staukörper am Eisrand) eingenommen, in die unterschiedlich mächtige Schluffhorizonte eingelagert sind. In den südlichen Gräben, Paradeisgraben, Wastlbauergraben etc. sind oberhalb 820 m im Westen und 880 m im Osten Moränen des Riß aufgeschlossen. Moränenstreu und Erratika bedecken die Hänge nördlich und südlich des Zellerbrunnbaches.

In der Senke östlich Fadenkamp liegt eine Würmmoräne. Diese ist zumeist sehr geringmächtig und liegt nur als dünner Moränenschleier vor, unter dem der Hauptdolomit immer wieder zu Tage tritt. Im unteren Nappenbach, im Ochsental und in der Dürradmer liegen großflächig Moränen des Würm. Nordwestlich Todeskogel und nordwestlich Forsthaus Bucheck sind Endmoränenwälle ausgebildet. Im unteren Ochsental liegen eine Sanderfläche und eine Niederterrasse (siehe auch KOLMER, Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung, unveröff. Dipl.-Arb, Univ. Wien, 111 S., 1993). Im Nappenbach sind zwischen 960 und 980 m verkittete Kiese und Sande einer spät- bis postglazialen Beckenfüllung auskartierbar. Östlich Dürradmer sind auf der Ostseite des Radmerbaches gut verkittete Kiese und Sande einer spätglatzialen Beckenfüllung aufgeschlossen. Hangbrekzien lassen sich im Geröhremoos und östlich der Jagdhütte Ochsental erfassen.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

Im Jahr 2013 wurde das Gebiet zwischen Schallenbach–Zeller Sattel–Wildforche und Schallenhütte sowie die Westflanke des Aufgespreizten aufgenommen.

Die Wildforche wird von weißlichen, zuckerkörnigen Wettersteindolomiten aufgebaut. Im Graben auf der Ostseite sind geringmächtige, wenige Dezimeter bis Meter mächtige Konglomerate und Sandsteine der unteren Streiteckschichten aufgeschlossen. Unterhalb der Felswände auf der Nordseite der Wildforche liegen mächtige Schuttkegel, den unteren Hang bilden Rutschmassen. Den westlichen Hangfuß, unterhalb der Forststraße, Richtung Zellerbrunnbach, bilden Wettersteindolomite und im Osten Reingrabener Schiefer. Im Graben oberhalb der Forststraße liegen Sandsteine und Mergel der oberen Streiteckschichten, weiter grabenaufwärts treten Reingrabener Schiefer und Opponitzer Dolomit mit Dasycladaceen (*Poikiloporella herculea* PIA) zu Tage. Die karnische Schichtfolge zieht dann nach Norden auf das Kartenblatt ÖK 72 Mariazell. Der bisher auf den Karten verzeichnete Verlauf des Karniumbandes knapp südlich des nördlichen Kartenblattrandes von der Lochbachhütte gegen Osten kann nicht bestätigt werden. Im Sattel zwischen Wildforche und Lochbachhütte sind an einem Nord–Süd-Bruch Tonsteine der Reingrabener Schiefer eingespießt und trennen Wettersteindolomit im Westen und Hauptdolomit im Osten. Erst im Graben westlich des Gollengrabens, nordwestlich Schallenhütte, wird die Obertrias östlich einer N–S-Störung wieder auf das Kartenblatt 102 Aflenz Kurort zurückversetzt, um nördlich Schallenhütte nach Norden, Richtung Gollngraben zu ziehen. Somit wird der Nördliche Blattrand zwischen Lochbachhütte und westlich Schallenhütte von Hauptdolomit eingenommen, und erst nordwestlich Schallenhütte streicht der Wettersteindolomit wieder auf das Kartenblatt. In den Gräben am Nordrand des Kartenblattes liegen immer wieder kleinere Vorkommen von Mergeln und Sandsteinen der oberen Streiteck-Formation, die auch auf den Südrand des Blattes Mariazell reichen. Das Lochbachtal wird von der Streiteck-Formation eingenommen. Im Süden sind mächtige graue, selten bunte Konglomerate und Sandsteine der unteren Streiteck-Formation ausgebildet, während im Norden die grauen bis rötlichen Sandsteine, Mergel und Konglomerate der oberen Streiteck-Formation vorherrschen. Vereinzelt führen diese gastropodenreiche Mergel und Kalkmergel sowie Sandsteine mit Pflanzenhäckseln. Die Gosau bedeckt das Gebiet nördlich Schallenhütte und streicht dann weiter gegen Osten, Richtung Reuschlacke. Nördlich Schallenhütte liegt noch ein mächtiger Staukörper am Eisrand mit Schlufflagen (Schottergrube). Die Kleine Peilwand wird von Hauptdolomit aufgebaut. Auf der Nord- und Westseite konnten erratische Blöcke bis auf Gipfelniveau erfasst werden.

Das Karnium, Reingrabener Schiefer und Opponitzer Dolomit, wird auf der Ostseite des Zeller Sattels an einem Nord-Süd Bruch ungefähr 350 m nach Norden versetzt, und zieht dann an mehreren Störungen versetzt Richtung Lochbachsattel. Westlich Zeller Sattel bedeckt eine große Hanggleitung aus Hauptdolomit die vom Sattel nördlich

Kaltleitenberg herabziehenden karnischen Schichtfolgen (Reingrabener Schiefer und Opponitzer Dolomit). Der Südwestgrat der Kleinen Peilwand wird von geringmächtigen Dachsteinkalken bedeckt, die zu der jurassischen Gleitscholle Fadenmauer-Kaltleitenberg gehören. Diese Gleitscholle streicht über den Schallenbach zur Großen Peilwand und Bucheck. Entlang des Schallenbaches lassen sich einzelne Moränenreste erfassen.

Der Westhang des Aufgespreizten wird von mächtigem Haselgebirge, Gips, Tonsteinen und vereinzelt Sandsteinen eingenommen. Der gesamte Hang ist eine einzige Massenbewegung, auf der noch einzelne Blöcke oder größere versackte Schollen aus Dachsteinkalk schwimmen. Den Hangfuß östlich Radmerbach bildet lagunärer Dachsteinkalk der jurassischen Gleitscholle.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der Südwestrand der Grauwackenzone zwischen Schladringgraben, Krennalm, Brückenbauer und Turnau sowie das Miozän nördlich Turnau.

Grauwackenzone

Zwischen Wurm- und Räuschinggraben wird der Blasseneck Porphyroid samt seinen Phyllit- und Quarziteinschaltungen und einer geringmächtigen Überdeckung aus Phylliten, kieseligen Schiefern und gebänderten Kalkmarmoren durch die kalkalpinen Sedimenten des Eibelkogels und der Feichtingshöhe auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen beschränkt; ein NW–SE-Profil durch Zwanzen (Kote 826 m) umfasst von unten nach oben ca. 240 m Porphyroid, ca. 30 m Phyllite und quarzitische Phyllite, ca. 50 m Porphyroid und ca. 60 m Phyllite sowie kieselige Schiefer. Eine ungestörte Überlagerung durch Präbichl-Formation scheint nur am Südabhang der Feichtingshöhe vorzuliegen; im Schladringgraben östlich davon grenzen Werfener Schiefer entlang einer NE–SW verlaufenden Störung an Porphyroid. Der Porphyroid überlagert hier Phyllite, die einen ca. 2 m^3 großen Einschluss von gebänderten Kalkmarmoren beinhalten.

Am Westabhang der Feichtingshöhe setzen sich die Phyllite über dem Porphyroid nicht fort, Präbichl-Formation überlagert direkt den Blasseneck Porphyroid. Im oberen Räuschinggraben ist der Porphyroid entlang von NW–SE bzw. ENE–SSW verlaufenden Störungen um rund 200 m herausgehoben, während am Rücken zwischen den Gehöften Krenn und Fladl Werfener Schiefer 160 m keilförmig in Porphyroid eingesenkt sind. Am Südabhang der Lammerhöhe und weiter nach Westen in den Brücklergraben hinunter treten störungsbedingte Verkippungen dieser Art nicht mehr auf, die Unterkante der kalkalpinen Sedimente fällt flach bis mittelsteil nach Nordwesten. Auf der Lammerhöhe überlagern Werfener Schiefer und Sandsteine den Blasseneck Porphyroid, am Westabhang der Lammerhöhe Werfener Schiefer und kalkige Werfener Schiefer Phyllite; nordöstlich vom Brückenbauer überlagert Präbichl-Formation Phyllite und gebänderte Kalkmarmore. Auf der Westseite des Brücklergrabens liegt zwischen Brückenbauer und Schruffen Präbichl-Formation auf Phylliten, allerdings in wesentlich tieferer Lage als auf der Ostseite. Auch die Oberkante des Porphyroids liegt westlich Schruffen um mindestens 240 m tiefer als auf der Ostseite des Brücklergrabens; daran ändert auch die Störung südwestlich Schruffen nicht viel, an der der Porphyroid im Südteil um 60 m herausgehoben ist. Eine weitere Störung, diesmal NNW–SSE verlaufend, senkt Werfener Schiefer bis zum Gehöft Eichholz ab. Vom Blasseneck Porphyroid, der am Schruffenkogel über 450 m mächtig ist, sind am Turnauer Berg nur noch etwa 150 m aufgeschlossen. Die Unterkante des Porphyroids dürfte in der unteren Stübming bereits auf der Südseite des Tales verlaufen: so wie beim Zwanzen (Kote 826 m) wird davon ausgegangen, dass die Kristallinlinse beim Dirnbacher – hier SE-fallend überkippt, siehe Kartierung 1987 (Jb. Geol. B.-A., 130, 300–301, 1987) – die Unterkante des Porphyroids markiert. Damit stellt sich freilich ein anderes Problem: die beiden geringmächtigen Kalkmarmorvorkommen auf der Nordseite des Tales, das eine an der Zufahrt zum Nauninger, das andere am Ausgang des Brücklergrabens, lägen nicht unterhalb des Blasseneck Porphyroids, sondern nahe der Unterkante, aber doch innerhalb des Porphyroids. Möglicherweise hat die (primäre?) Wechsellagerung von quarzitischen Schiefern und Porphyroid, die hier mehr schlecht als recht zu beobachten ist, zu einer verstärkten Verschuppung der basalen Anteile des Porphyroids mit seiner Unterlage geführt.

Nachgetragen wurde ein Vorkommen von Kalkmarmoren und Phylliten im Stübminggraben auf 1.020 m Seehöhe, welches durch das Hochwasser Ende Juli 2013 aufgeschlossen wurde. Flach S- bis SSW-fallend sind im Blasseneck Porphyroid in zwei Niveaus geringmächtige Kalkmarmore (< 4 m) eingeschaltet. Das Bachbett folgt hier einer sehr steil SW-fallenden Störung. Die Kalkmarmore vermitteln zwischen den 250 m weiter im NW, bzw. 550 m weiter im SE aufgeschlossenen Kalkmarmoren und bezeugen Bewegungsflächen innerhalb des Porphyroids, wie sie z.B. auch im oberen Veitschbachgraben vorhanden sind.

Ein weiterer Nachtrag betrifft den Ausgang des Auergrabens: Magnesit, untergeordnet auch plattige Kalke des Karbons, treten auch auf der Westseite des Grabens auf, wurden aber hier offenbar nicht beschürft. Nach Süden folgen bis zu den Schiefergneisen (Kaintaleck-Kristallin) hellgraue Serizitschiefer. Im Hanganriss westlich vom Auer ist bis 855 m Seehöhe Porphyroid mittelsteil S-fallend anstehend, unmittelbar darüber dünnplattige Marmore (< 1 m).

Miozän nördlich Turnau

Am steilen Wiesenhang NW´ Maurerbachbrücke (Kote 768 m) wittern Feinschotter aus; Komponenten < 8 cm; das Spektrum umfasst Kalkalpin, Werfener Schiefer (abgeplattet), Blasseneck Porphyroid und Restquarz (auch letzterer gut gerundet); auf 805 m Seehöhe ist auf ungefähr gleichem Niveau wie die Hangbrekzie auf der anderen Talseite eine Verebnung mit zu Haufen zusammengetragenen Porphyroidgeröllen (< 40 cm). Die Entwässerung erfolgt durch zwei kleine Gräben nach Osten: im nördlichen von der Wiese unter dem Fladischer bis zum Waldrand im Brücklergraben tritt viel verlehmter Feinschotter aus hellgrünen Werfener Schiefern und Sandstein auf, offenbar ohne Kohleschicht und Anzeichen von Schurfen. Im südlichen Graben wurde auch keine Kohleschicht gefunden, nur am Ausgang treten in blaugrauen und braungrauen Tonen pyritreiche Kohlefilme auf, die nach Trocknung zerfallen sind.

In der vernässten Wiese unterhalb Fladischer überwiegen neben dem Drainagegraben Blasseneck Porphyroid Gerölle, vereinzelt treten gut gerundete Quarzkonglomerate (Präbichl-Formation, je < 50 cm) auf; selten sind auch violette Werfener Schiefer (< 8 cm). Im Graben westlich Fladischer sind in der Grabenflanke verlehmte Grobschotter aufgeschlossen; wie beim Drainagegraben fehlen kalkalpine Kalke.

Am Eichfeld tritt im Bereich des Teichs grauer Ton mit Fossilien auf (Gastropoden, Holzreste). Beim Lifthütterl treten verlehmte Schotter auf (Ø < 20 cm, Komponenten z.T. stark verwittert, z.T. auch frischer Blasseneck Porphyroid). Verlehmte Schotter sind auch am Waldrand oberhalb der 3. Liftstütze am Traktorweg aufgeschlossen.

Quartäre Terrassen

Eine Niederterrasse, ca. 15 m über dem heutigen Talniveau, ist an der Zufahrt zum Sonnleitner, unterhalb vom Sonnleitner und beim Gehöft Dero erhalten. Es handelt sich um eine Felsterrasse mit einer geringmächtigen Schotterüberdeckung (Komponenten: überwiegend Blasseneck Porphyroid, untergeordnet Präbichl-Formation und Kristallin, Komponenten < 20 cm). Felsuntergrund an der Zufahrt Sonnleitner ist Blasseneck Porphyroid, unterhalb Sonnleitner Grünschiefer und Geröll führende Silbersbergschiefer, südlich Gehöft Dero Blasseneck Porphyroid.

Am Rücken zwischen Sonnleitner und Waldbauer sind auf der Verebnung zwischen 910 und 940 m Seehöhe reichlich grobe, oft nur kantengerundete Gerölle (< 70 cm Durchmesser) an der Grundgrenze zusammengetragen. Es dominieren Komponenten von der Südseite des Stübmingtales: Amphibolit, Schiefergneis, Muskovitgneis, Granatglimmerschiefer, Geröll führender Verrucano und Restquarz; sehr selten treten Quarzkonglomerate der Präbichl-Formation auf. Kalkalpine Karbonate fehlen ebenso wie Blasseneck Porphyroid. Das Alter dieser Grobschotter bleibt offen. Eine Verebnung auf ähnlicher Höhe ist 2 km weiter östlich am Ausgang des Weikengrabens vorhanden.

Blatt 119 Schwaz

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von Alfred Gruber

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

Ewald Hejl

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2013 kartierte Gebiet liegt in der Südostecke des Blattbereichs. Es umfasst das Tal des Katschbaches oberhalb des Ghf. Kreutzerhütte (1.378 m) einschließlich der das Tal umgebenden Kare, den Bergrücken zwischen dem Deneck (2.433 m) und dem Sölkpaß (1.788 m), den Talgrund des Hohenseebaches sowie die östlich anschließenden Felswände und das Kar zwischen dem Schimpelgrat und dem Breitmodl (2.380 m). Das Gebiet hat eine Fläche von ungefähr 15 km^2 und ist folgendermaßen umgrenzt: Sölkpaß–Nageleck (2.155 m)–Etrachböden–Deneck (2.433 m)–Mittereck (2.284 m)–Hohenseebach–Schimpelgrat–Sauofen (2.415 m)–Gruberkar–Zinken (2.191 m)–Ghf. Kreutzerhütte–östliche Blattgrenze–Sölkpaß.

Das präquartäre Grundgebirge des Kartierungsgebiets ist dem Wölzer Kristallinkomplex im weiteren Sinn zuzuordnen, nämlich einerseits dem kretazisch metamorphen **Wölzkomplex** im engeren Sinn und andererseits dem **Greimkomplex**, der außer der kretazischen Metamorphose auch Relikte einer älteren – mutmaßlich variszischen oder permischen – Metamorphose enthält. Während der Wölzkomplex sensu stricto vorwiegend aus Granat-Muskovitschiefern und wenigen Amphibolitzügen besteht, umfasst der Greimkomplex auch gneisartige Gesteine, nämlich Biotit-Plagioklasgneise und (Granat-)Zweiglimmergneise. Letztere führen lokal bis über 4 cm große Pseudomorphosen von Disthen nach mutmaßlichem Andalusit.

Ein gneisartiges Gestein des Greimkomplexes vom Grat zwischen dem Sonnkar und dem Kar des Mittleren Kaltenbachsees wurde mit dem Polarisationsmikroskop untersucht. Bei dieser Probe handelt es sich um einen klein- bis mittelkörnigen, Staurolith führenden Granat-Zweiglimmergneis mit Pseudomorphosen von Disthen und Hellglimmer nach mutmaßlichem Andalusit. Das Gestein ist aus

einem Al-reichen Edukt, eventuell aus einem Pelit mit hohem Kaolinanteil hervorgegangen. Im Zuge einer frühen Metamorphose bildeten sich eine erste, z.T. noch erhaltene Granatgeneration und wahrscheinlich Andalusit, der aber nur als Pseudomorphosen erhalten geblieben ist. Diese aus Disthen und Hellglimmer bestehenden Pseudomorphosen nehmen knapp 10 % des Gesteinsvolumens ein. Während einer zweiten (wahrscheinlich kretazischen) Metamorphose bildeten sich Disthen, Biotit, Oligoklas und eine zweite Granatgeneration. Da im Zuge dieser zweiten Metamorphose die obere Stabilitätsgrenze von Staurolith erreicht bzw. leicht überschritten wurde, muss die Temperatur ein Maximum von über 600° C erreicht haben.

Weiters kommen im Greimkomplex auch geringmächtige Karbonatgesteine vor (Mächtigkeit < 50 m). Es handelt sich dabei um Kalkmarmor mit Übergängen zu Silikatmarmor und Kalksilikatgestein. Die polarisationsmikroskopische Untersuchung des Silikatmarmors im Kar des Unteren Kaltenbachsees, SSW' von Höhenkote 1.912 m, ergab einen Modalbestand von ca. 80 % Karbonat, 8 % Zoisit, 7 % Diopsid, sowie Quarz, Alkalifeldspat, Biotit, Titanit und Chlorit, die gemeinsam ca. 5 % des Gesteinsvolumens ausmachen. Bei Drucken ab ca. 5 kbar und einem X_{CO2} von 0,5 bis 0,9 bildet sich die metamorphe Paragenese Diopsid + Kalzit + Quarz bei Temperaturen ab ca. 650° C und bleibt bis zu sehr hohen Temperaturen (> 700° C) stabil. Der Greimkomplex sollte demnach eine weitaus höher temperierte Metamorphose als der eigentliche Wölzkomplex (einschließlich Sölker Marmor) durchlaufen haben.

Die Marmorzüge des Greimkomplexes treten oft in der Nähe, wenn auch nicht immer genau an der Grenze zu den Granat-Glimmerschiefern des Wölzkomplexes auf. Folgende Vorkommen wurden angetroffen: ein über eine Länge von gut 500 m aufgeschlossener Marmor in den Wänden westlich des Unteren Kaltenbachsees; zwei Marmorlagen in den Wänden zwischen dem Schusterbichl und den Etrachböden (Länge ca. 400 bzw. 150 m); ein in Linsen aufgelöster, steil stehender Marmorzug in der Rinne westlich des Mitterecks (2.284 m), der zwischen 1.450 und 1.950 m Seehöhe über eine Gesamtlänge von 600 m zu verfolgen ist; z.T. als Blockschutt umgelagerter Marmor entlang des Fußweges unmittelbar oberhalb des Kreuzstegs (1.203 m) im Tal des Hohenseebaches.

Die südliche Grenze des Greimkomplexes verläuft vom Hohenseebach über den Grat nördlich des Breitmodls (2.380 m), durch das Kar nördlich vom Schusterbichl (Gschrott), über die Etrachböden zum Sölkpaß (1.788 m), wobei im Blockschutt unmittelbar NW' der Sölkpaßkapelle noch relativ viele charakteristische Pseudomorphosen nach mutmaßlichem Andalusit auftreten. Weiter südlich treten entlang der Paßstraße dann die typischen Granat-Muskovitschiefer des Wölzkomplexes auf.

Der eigentliche **Wölzkomplex** im südlichen Teil des Kartierungsgebiets besteht vorwiegend aus monotonen, relativ grobschuppigen Glimmerschiefern mit lagenweise angereichertem, nicht nennenswert alteriertem Granat mit Korndurchmessern von meistens 3 bis 8 mm, selten bis ca. 12 mm. Muskovit überwiegt deutlich gegenüber Biotit. Der Feldspatanteil ist deutlich geringer als in den Metapeliten des Greimkomplexes. Es handelt sich um ganz ähnliche Gesteine, wie sie auch weiter nördlich, auf dem Spornrücken zwischen dem Mittereck (2.284 m) und St. Nikolai, oder in den Hängen unmittelbar westlich von St. Nikolai und im Umkreis der Kaltherberghütte (1.608 m) auftreten. Die entsprechenden Lithologien sind schon im Kartierungsbericht von Hejl (Jb. Geol. B.-A, 151, 129–131, 2010) ausführlich beschrieben worden.

Ein gut 150 m mächtiger Amphibolitzug mit Zwischenlagen aus Muskovitschiefer bildet eine Felsstufe 600 m westlich der Sölkpaßstraße bzw. ca. 1.000 m SSW' der Kapelle auf der Passhöhe (1.788 m). Das Gesteinspaket streicht NNW–SSE und steht annähernd senkrecht. Das lithologische Erscheinungsbild der Metabasite ist praktisch gleich wie jenes der Amphibolite östlich von St. Nikolai (siehe Berichte Hejl, Jb. Geol. B.-A., 151, 128–129, 2009 und 2010). Es überwiegen mittelkörnige, undeutlich gebankte, dunkle Amphibolite, d.h. solche, die relativ arm an Feldspat sind. Untergeordnet treten geringmächtige Lagen von Granatamphibolit auf. Der Granat bleibt zumeist klein (< 3 mm); ausnahmsweise erreicht er Korndurchmesser bis ca. 5 mm.

Die südliche Fortsetzung des Amphibolitzuges ist über eine Strecke von fast 1 km unter den holozänen Sedimenten des Talgrundes verborgen, tritt aber westlich des Ghf. Kreutzerhütte bzw. in den süd- und ostexponierten Hängen entlang der Forststraße zu den Zwieflerseen wieder zu Tage. Hier überwiegt mittelsteiles Einfallen nach NNE bis NE. Das gesamte Schichtpaket aus Amphiboliten und den darin eingeschalteten Muskovitschiefern erreicht hier eine Mächtigkeit von fast 300 m.

Die quartäre Sedimentbedeckung des Kartierungsgebiets umfasst holozänen Blockschutt in Hanglage, Murenkegel an den Füßen der Felswände bzw. am Ausgang der steilen Gräben in die Haupttäler, sowie spätglaziale Moränen und Blockgletscher-Ablagerungen in den Karen oberhalb von 1.800 m Seehöhe. Die spektakuläre Moränenlandschaft, die sich vom Gschrott über den Schusterbichl bis an die Steilkante nordwestlich der Stampferhütte erstreckt, hat eine Fläche von ungefähr 0,8 km^2 (N–S Länge = 1,7 km; Breite bis zu 600 m).

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

Ewald Hejl

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2014 kartierte Gebiet liegt in der Südwestecke des Blattbereichs. Es umfasst das zum Lessachtal bzw. Lungau entwässernde Kar des Unteren Landschitzsees sowie die Kare südlich und westlich des Schwarzensees (1.163 m), die nach Norden über das Kleinsölktal zur Enns entwässern. Die Landesgrenze zwischen den Bundesländern Salzburg und Steiermark verläuft in NW–SE-Richtung durch das Aufnahmsgebiet und zwar über die Landschitzscharte (2.345 m), die Schafkarspitze (2.434 m), das Schöneck (2.540 m) und die Hasenhöhe (2.446 m). Auf der Salzburger Seite liegen die Kare der Landschitzseen, auf der Steirischen liegen ober

der Waldgrenze das Lemperkar, das Alpkar, das Weitkar und die Stell sowie unterhalb der Waldgrenze der Steinigboden und der relativ flache Talschluss im Umkreis der Putzentalalm (1.354 m). Dieser steirische Gebietsanteil gehört zum Gemeindegebiet von Kleinsölk bzw. zum Naturpark Sölktäler. Der in N–S-Richtung verlaufende Grat zwischen dem Lemperkar und dem Alpkar im Westen und dem Tal Neualm–Roßboden–Rantentörl im Osten bildet die Ostgrenze des Aufnahmsgebiets. Dieser Grat verläuft von der Lemperkarspitze (1.963 m), über den Hochgang (2.230 m) und den Opferstock (2.327 m) zur Gamskarspitze (2.439 m). Das Kartierungsgebiet 2014 hat eine Fläche von ungefähr 14 km^2.

Das präquartäre Grundgebirge des Kartierungsgebiets gehört zur Gänze dem Schladminger Kristallinkomplex an. Etwaige Ausläufer des Wölz-Komplexes oder des Greim-Komplexes wurden nicht angetroffen, obwohl die lithologischen Ausscheidungen auf der Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000 (Flügel & Neubauer, 1984) zu dieser Vermutung Anlass gegeben hatten. Allfällige Konvergenzen der Schladminger Gneise zu Gesteinen mit stärker verschiefertem Habitus mögen zwar stellenweise vorhanden sein, sie entsprechen aber nirgends dem Typus der Wölzer Glimmerschiefer oder Granat-Glimmerschiefer. Dieser Befund ist insofern bemerkenswert, als an der Südabdachung der Schladminger Tauern (z.B. am Grat zwischen dem Preber (2.740 m) und der Grazer Hütte (1.896 m)) die Biotitplagioklasgneise mit deutlichem – sozusagen übergangslosem – Kontakt an die auffälligen Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes grenzen. Es wäre daher zu erwarten, dass etwaige Digitationen, d.h. stark geplättete, isoklinale Faltenkerne des Wölz-Komplexes innerhalb des Schladminger Gneisdomes auch aus diesen Granat-Glimmerschiefern bestehen. Sie sind im Kartierungsgebiet 2014 aber nicht vorhanden.

Die im Kartierungsgebiet auftretenden Gneise sind lithologisch monoton. Es handelt sich vorwiegend um fein- bis kleinkörnige Paragneise (Biotitplagioklasgneise, Zweiglimmergneise und Glimmerquarzite), seltener um Hornblendegneise und um klein- bis mittelkörnige Migmatite. Metabasite sind äußerst selten und stets geringmächtig. Gehäuft treten dünne Amphibolitlagen nur in den Wänden westlich oberhalb der Putzentalalm (1.354 m) bzw. unmittelbar nördlich des Kaisergrabens auf.

Migmatische Gneise treten gehäuft in drei räumlich getrennten Bereichen auf. Von Süden nach Norden sind dies: 1. der Bereich südlich und westlich des Unteren Landschitzsees (1.778 m); 2. eine ungefähr WNW–ESE streichende Zone südlich des Kaisergrabens (Weitkar); 3. eine mittelsteil nach Norden abtauchende Zone, die sich vom Kar südlich der Rettingscharte (2.326 m) über das Gürtenkar bis zur Harmeralm erstreckt. Die Migmatite sind etwas gröber kristallisiert als die Paragneise. Sie entsprechen dem Typus der Lagen- und Schlierenmigmatite, die auch in der Südostecke des Blattgebietes 127 Schladming gehäuft auftreten. Dort ist Plagioklas (Oligoklas) der vorherrschende Feldspat. Die mutmaßliche Analogie mit diesen Migmatiten wird anhand von Dünnschliffen überprüft werden.

Wegen des völligen Fehlens mächtiger Metabasite sowie der für den Golling-Komplex typischen, bimodalen Metavulkanite sind die Gneise des Kartierungsgebietes zweifelsfrei dem Riesach-Komplex zuzuordnen. Sie sind hier aber weniger migmatisch und ärmer an Injektionsmigmatiten als im namensgebenden Gebiet im Umkreis des Riesachsees (Blatt 127 Schladming). Gegenüber dem Golling-Komplex, der entlang einer W–E streichenden antiklinalen Aufdomung den Hauptkamm der westlichen Schladminger Tauern bildet und im hinteren Lessachtal achsial nach Osten abtaucht, nimmt das Gneisareal in der Südwestecke des Blattgebietes 128 Gröbming eine tektonisch hangende Position ein.

Die lithologische Monotonie des Gebietes und das völlige Fehlen markanter Leithorizonte erschwert die Analyse des tektonischen Baustils. Aus den im Gelände sichtbaren Ausbisslinien der Schichtfugen und den gemessenen Einfallsrichtungen der Schichtflächen ergibt sich der Eindruck eines relativ steil stehenden, isoklinalen Faltenbaus. Über das Lärcheck (2.248 m) verläuft in W–E-Richtung der Kern einer relativ breiten Synklinale. Südlich des Kaisergrabens treten Migmatite im Kern einer schmalen, d.h. eng zusammengepressten, achsial gegen Osten abtauchenden Antiklinale auf. Noch weiter südlich, an der Landesgrenze zu Salzburg stellt sich wieder eine flachere Lagerung ein. Diese Lagerungsverhältnisse legen die Vermutung nahe, dass die zuvor genannten Bereiche der migmatischen Gneise ein räumlich zusammenhängendes Niveau bilden, das nur durch den Faltenbau und den Erosionsanschnitt in drei scheinbar getrennten Zonen die Oberfläche erreicht. Die Zusammenschau mit den Lagerungsverhältnissen im Blattgebiet 127 Schladming erweckt den Eindruck, als handle es sich in der Südwestecke des Blattgebietes 128 Gröbming um Faltenstrukturen in der südöstlichen Verlängerung der als Schoberzunge bekannten Tauchfalte bzw. um einen Teil der in Falten gelegten Obertaldecke.

Die quartäre Sedimentbedeckung des Kartierungsgebiets umfasst holozänen Blockschutt in Hanglage (Steinschlag- und Felssturzablagerungen), kleine Moränen in den Hochkaren (oberhalb 1.800 m Seehöhe), blockige bis steinige Wildbachablagerungen und die fluvilalen Verlandungssedimente am Südufer des Schwarzensees (1.163 m). Bemerkenswert ist die Felssturzmasse mit hausgroßen Blöcken am Ostufer des Unteren Landschitzsees (1.778 m). Da ihre scharfkantige Abrissnische am Westfuß des Schönecks noch ganz deutlich zu erkennen ist, muss diese Massenbewegung sehr jung, d.h. schätzungsweise nur ein paar hundert Jahre alt sein.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 2014 über strukturgeologische Datenauswertungen auf Blatt 135 Birkfeld

Tanja Ilickovic

Die strukturgeologische Datenauswertung beruht auf etwa 2.300 Datensätzen aus dem Westteil des Kartenblattes. Zunächst wurden die im Elektronischen Kartierungsbuch vorhandenen Daten in der Access Datentabelle komplettiert. Die strukturgeologische Auswertung erfolgte mit dem Programm Tectonics-FP. In Diagrammen wurden Schieferungsflächen, Streckungslineare, Faltenachsen und Störungen dargestellt und soweit dies ohne eigene Geländebegehungen möglich ist, interpretiert.

Die Beschreibung der Daten ist nach Decken gegliedert.

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Stuhleck-Kirchberg-Decke

Die Schieferungen der Glimmerschiefer und der Augengneise der Stuhleck-Kirchberg-Decke fallen hauptsächlich flach nach SE bzw. SW. Die Streckungslineare sind nach S bzw. nach N gerichtet. Das flache bis mittelflache Einfallen der Faltenachsen streut von W nach S bzw. von E nach N.

Rabenwald-Decke

Die Glimmerschiefer und Granitgneise der Rabenwald-Decke fallen hauptsächlich flach bis mittelflach gegen SW. Die Streckungslineare verlaufen NNS bis SSW. An Faltenachsen lassen sich zwei Generationen beobachten. Einerseits eine enge Verfaltung mit mittelsteil nach W gerichteten Faltenachsen. Andererseits eine offene, überprägende Verfaltung mit N–S gerichteten, mittelflachen Faltenachsen.

Waxenegg-Decke

Die Hauptschieferung der Gesteine der Waxenegg-Decke ist hauptsächlich flach bis mittelflach gegen SW sowie NW gerichtet. Die Streckungslineare weisen gegen SSW bis W gerichtete Orientierung auf. Die Faltenachsen streichen mittelsteil von SW nach NE, wobei eine weitere überprägende Verfaltung mit NW–SE gerichteten Faltenachsen auszumachen ist.

Radegund-Decke

Die Schieferung in der Radegund-Decke fällt generell flach bis mittelflach nach SW bis W. Die Streckungslineare streichen hauptsächlich gegen W sowie SW. Die Faltenachsen liegen parallel zum Streckungslinear und bedingen das unterschiedliche Einfallen der Schieferungsflächen. NW sowie SSE gerichtete Faltenachsen weisen auf eine überprägende Verfaltung hin.

Exelberg-Decke

In der Exelberg-Decke fällt die Hauptschieferung mit einem flachen bis mittelsteilen Winkel gegen S bis W ein, die meisten sind gegen SW ausgerichtet. Das Streichen der Streckungslineare weist eine breite W bis SSE gerichtete Streuung auf. Faltenachsen zeigen zwei dominante Ausrichtungen. Einerseits SW gerichtete Faltenachsen sowie andererseits gegen NW sowie SE einfallende Faltenachsen.

Silvretta-Seckau-Deckensystem

Pirbachkogel-Decke

Die flach bis mittelsteil stehende Schieferung der Gesteine der Pirbachkogel-Decke fällt flach bis mittelflach von W bis nach SSE, wobei Einfallen gegen SW dominiert. Die Hauptstreckungsrichtung fällt gegen SW. Die Faltenachsen liegen Großteils parallel zum Streckungslinear. Untergeordnet sind NW gerichtete Achsen zu beobachten.

Vorau-Decke

Das Einfallen der Schieferungsflächen der Vorau-Decke im Bereich des Fischbacher Fensters ist relativ variabel. Das ist auch durch die kuppelartige Aufwölbung im Bereich des Fensters erklärbar. Die Meta-Arkosen im Südteil des Fensters weisen eine gegen SE fallende Schieferung auf, wohingegen die Quarzite sowie die Metavulkanite am West- und Nordrand des Fensters flach bis mittelsteil gegen NW bis SW einfallen. Die Streckungslineare streichen dabei von WNW bis SSE. Daten zu Faltenachsen sind keine vorhanden.

Drauzug-Gurktal-Deckensystem

Schöckel-Decke

Die Hauptschieferung fällt flach bis mittelsteil von NW bis nach SSE, wobei das hauptsächliche Einfallen gegen SW fällt. Die Streckungslineare weisen eine breite Streuung von WNW bis nach SSW auf. Die Faltenachsen zeigen zwei Hauptrichtungen. Einerseits eine primäre Verfaltung mit nach SW fallenden Faltenachsen sowie eine sekundäre, überprägende Verfaltung mit SE bzw. NE verlaufenden Faltenachsen.

Zetz-Schuppe

Die Kalkmarmore der Zetz-Schuppe fallen einerseits mittelflach bis flach gegen SSW bzw. SE ein, andererseits sind NW bzw. N gerichtete, mittelflach bis mittelsteil einfallende Schieferungen zu beobachten. Dabei fallen Streckungslineare gegen SSW sowie NW ein. Die Faltenachsen weisen zwei Hauptstreichungsrichtungen auf. Die erste fällt gegen SW, wohingegen die zweite von SE nach NW streicht.

Gschnaidt-Decke

Die flach bis mittelsteil stehenden Schieferungsflächen in der Gschnaidt Decke fallen dominant gegen SW, wobei durch die vorhandene Verfaltung auch gegen SSE fallende Flächen zu beobachten sind. Die Streckungslineare und die Faltenachsen fallen einheitlich gegen SW.

Gasen-Decke

Die mittelflach bis steil stehende Schieferung in der Gasen-Decke fällt hauptsächlich nach SW. Die Streckungslineare fallen dabei ebenso wie die Faltenachsen von SW bis SE. Die Mehrheit der Faltenachsen fällt gegen SW, wohingegen sich die Faltenachsen einer überprägenden Verfaltung sowohl gegen NW als auch SE richten.

Zusammenfassung

Allgemein lässt sich in den bearbeiteten Decken eine gegen SW gerichtete, flache bis mittelsteile Hauptschieferung ausmachen. Je nach Verfaltung kommen immer wieder gegen NW sowie SE einfallende Schieferungsflächen vor.

Die Streckungslineare in der Stuhleck-Kirchberg-Decke sowie in der Rabenwald-Decke streichen hauptsächlich N–S. Eine Faltung mit N–S gerichteten Achsen wird von einer E–W gerichteten Verfaltung überprägt.

Im Hangenden der oben genannten Decken weisen alle Decken hauptsächlich gegen SW streichende Streckungslineare auf. Diese Streckungslineare fallen sehr gut mit den ebenfalls SW gerichteten Faltenachsen der ersten Verfaltung zusammen. Die sekundäre, überprägende, offene Verfaltung verläuft in allen diesen Decken allgemein NW–SE.

Das Strukturinventar in der Stuhleck-Kirchberg-Decke und der Rabenwald-Decke ist sehr ähnlich jenem in den überlagernden Decken, allerdings weisen die vergleichbaren Streckungslineare sowie Faltenachsen eine um ca. 45° unterschiedliche Orientierung auf. Unter der Annahme, dass die Strukturen ursprünglich mit gleicher Orientierung angelegt wurden, müsste eine Verstellung nach der Bildung der zweiten Faltungsphase stattgefunden haben.

Die Begrenzung der strukturellen Domänen fällt mit einer spröden N–S verlaufenden Störung im Bereich des Feistritztales zusammen.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Quartär in den Gebieten Leidalm, Schloßalm und Lafental auf Blatt 154 Rauris

MATHIAS BICHLER

Die letzte publizierte Kartierung der quartären Phänomene und Sedimente im Gemeindegebiet Bad Gastein auf Blatt 154 Rauris geht auf EXNER (Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000, Geol. B.-A., 1956) bzw. EXNER 1957 (Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000, Geol. B.-A., 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 Versagens-Mechanismus 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 Dr. Kurt JAKSCH (Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Vergletscherung des Gasteiner Tales, Diss. Univ. Innsbruck, 1956), die dieser der Geologischen Bundesanstalt freundlicherweise zukommen ließ.

Allgemeine Hinweise zur Kartierung

Neben dem Hauptaugenmerk auf die quartären Ablagerungen wurde auch versucht die Festgesteinsgeologie mit zu kartieren. Hierbei wurde unter Einbeziehung schon vorhandener Kartierungen (EXNER, 1956 bzw. Manuskriptkarte von MATURA, Dissertationskartierung Türchlwand – Kramkogel, Gebiet im Rauristal 1:10.000, 1961–1963, Wien, 1963) versucht, die grundsätzlichen Lithologien zu unterscheiden. Kleinsträumige Einschaltungen, wie z.B. Serpentinit und Amphibolit-Vorkommen in Prasinit, wurden zur Vereinfachung als Prasinit kartiert. Komplexe Abfolgen, wie z.B. im Bereich der oberen Rockfeldalm wurden auf der Karte nicht ausgeschieden.

Hinweise zur Kartierung des Quartärs

Die Gliederung der glazialen Ablagerungen erfolgt chronologisch. Es wurde zwischen hochglazialen und spätglazialen Ablagerungen unterschieden. Aufgrund der Präsenz mehrerer Seiten- und Endmoränen des Gschnitz- bzw. des Egesen-Stadials wurde versucht, die verschiedenen ehemaligen spätglazialen Gletscherausdehnungen zu rekonstruieren und auch die entsprechenden spätglazialen Grundmoränen-Bereiche (farblich) abzugrenzen. Die Rekonstruktion der glazialen Ausdehnung erfolgte durch gedankliches „Fortzeichnen“ einer jeweiligen glazialen Zunge mit einem typischen Gradienten und unter Berücksichtigung der unterliegenden Topografie. Wo es möglich war, 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, Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz, Vienna, September 1936, INQUA, Geologische Landesanstalt, 1938).

Holozäne Gletscherausdehnungen sind aufgrund der Höhenlage des Gebietes nicht zu erwarten. So lag die Schneegrenze während der Kleinen Eiszeit im westlich benachbarten Hüttwinkltal zwischen 2.500–2.600 m (Bichler & Reindl, Landscape evolution north of the Sonnblick (Salzburg) during the Alpine Lateglacial, Masterarbeit Univ. Wien, 2013) und damit im Gipfelbereich der höchsten Erhebung (Türchlwand mit 2.577 m) des Kartierungsgebietes.

Weiteres Hauptaugenmerk wurde auf relative Abfolgen von glazialen Ablagerungen und Massenbewegungen gelegt. In diesem Bericht wird versucht, auf diese Überlagerungsabfolgen vermehrt einzugehen.

Die Lithofazies der vorgefundenen Sedimente wurde entsprechend der gängigen Codes nach Keller (Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 1996) klassifiziert.

Besonderheiten der Verwitterung

Aufgrund der Bedeutsamkeit der Klassifizierung des Rundungsgrades von Geschieben für glaziale Rekonstruktionen, vor allem die Transportweite betreffend, wird hiermit auf die vergleichsweise hohe Erodierbarkeit des Kalkglimmerschiefers hingewiesen. Dieser kommt im gesamten Arbeitsgebiet vor und zeigt teilweise schon in inaktiven Schutthalden einen bemerkenswerten Rundungsgrad.

Leidalm

Das Leidalmbachtal ist ein gegen Nordost verlaufendes Seitental des Gasteiner Tales. Morphologisch wird es von einem markanten Kammbereich mit mehreren Gipfeln eingerahmt. Der nördliche Kamm verläuft zwischen Guggenstein (1.979 m) und Hundskopf (2.404 m), weiter nach Süden über den Gamskogel (2.436 m), die Schmugglerscharte, den Kirchleitenkogel (2.419 m) bis zur Türchlwand (2.577 m), der höchsten Erhebung im gesamten Kartierungsgebiet. Die Grenze zur südlich anschließenden Schlossalm bildet ein weiterer Kammbereich zwischen Siebenspitz (Vorgipfel Türchlwand), Hohe Scharte (2.287 m), Kleine Scharte und Hirschkarspitz.

Die vorherrschende Lithologie im Kammbereich ist Kalkglimmerschiefer, während im Mooskarl und daran angrenzenden Bereichen in mittleren Höhen, mit N–S streichendem Kontakt zu Kalkglimmerschiefer, Prasinit dominiert. Der nordöstlichste Bereich an der Ostseite des Guggensteins wird aus dunklen Phylliten mit Quarzit-Einschaltungen aufgebaut. Kalkglimmerschiefer und Prasinit fallen flach bis mittelsteil nach WNW ein. Messungen des anstehenden Kalkglimmerschiefers und Prasinit ergeben durchgehend Werte zwischen 240/20 und 300/50 bzw. 270/40 bis 300/10. Der anstehende Schwarzphyllit fällt konsistent flach nach WSW ein mit Werten zwischen 225/20 und 240/30.

Morphologisch auffällig sind SW–NO streichende Festgesteinsrippen von Kalkglimmerschiefer und Prasinit.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Der gesamte Bereich unter ca. 1.900–1.800 m, rund um Mooskarl, Maurauchalm, Fundner-Heimalm und Hochsteingut, ist großflächig mit hochglazialer Grundmoräne bzw. Moränenstreu bedeckt. Wohingegen in den oberen Bereichen aufgrund von Steilheit oder sekundärer Überprägung keine hochglaziale Grundmoränen-Bedeckung angetroffen wurde. Die Grundmoränenablagerungen sind als matrixgestützte und massive (= ungeschichtete) Diamikte (Dmm entsprechend den gängigen Lithofazies-Codes) zu klassifizieren. Sie weisen eine sandige-schluffige Matrix auf. Aufgrund der Lithologie der Komponenten können zwei lokale Geschiebespektren unterschieden werden. Die Grundmoräne des nördlichen Teiles (Fundner-Heimalm, Hochsteingut und davon aus talwärts) ist leicht überkonsolidiert und enthält eine ausgewogene Mischung aus sub-angularen bis angerundeten Prasiniten und gerundeten bis sehr gerundeten Kalkglimmerschiefern. Im südlichen Abschnitt (Mooskarl, Maurachalm und davon aus talwärts) ist der Diamikt überkonsolidiert und zeigt ein monomiktes Klastenspektrum bestehend aus schlecht gerundeten, meist noch angularen Prasinit-Geschieben. Hervorzuheben ist die Tatsache, dass alle vorgefundenen hochglazialen, sowie auch spätglazialen Ablagerungen das lokale Geschiebespektrum des Einzug-Gebietes aufweisen. Zentralgneise, welche einen Einfluss des Hauptgletschers aus dem Gasteiner Tal anzeigen würden, wurden entgegen der Darstellung von Exner (1956) und Jaksch (1956) selbst in den untersten Bereichen des Leidalmbaches nicht gefunden.

Gschnitz

Ein markanter, mehrere Dekameter hoher linker Seitenmoränenwall zieht auf der orografisch linken Seite des Leidalmbaches von der Brandner-Hochalm (ca. 1.600 m) runter bis zur Fundner-Heimalm (ca. 1.400 m). Das Pendant dazu bilden zwei parallele kleinere rechte Seitenmoränenwälle auf der gegenüberliegenden Talseite. Der interne Aufbau entspricht einem Dmm mit feinsandiger Matrix und angerundeten bis gerundeten Kalkglimmerschiefern, Prasinit und Serpentinit-Komponenten. Aufgrund der Höhenlage handelt es sich hierbei um einen stabilen Stand, der entsprechend der Größenordnung und dem morphologischen Erscheinungsbild am wahrscheinlichsten dem Gschnitz-Stadial zuzuordnen ist. Die Rekonstruktion der Gesamtausdehnung ist nicht einfach, da beide Seitenmoränen abrupt aufgrund des steiler werdenden Geländes abreißen. Eine erste Abschätzung der Ausdehnung lässt das Zungenende in ca. 1.100 m vermuten. Da die Seitenmoränen hier nur ansatzweise erhalten ist kann die Methode Lichtenecker nicht für die Abschätzung der Schneegrenze herangezogen werden.

Weiters sind im Bereich der Maurachalm Seitenmoränenwälle und ein Endmoränenwall der Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung eines, wahrscheinlich westlich von der Hirschkarspitze kommenden Kargletschers erhalten. Diese Herkunft spiegelt sich auch in dem internen Aufbau wider. Der, die Wälle aufbauende Dmm, beinhaltet ausschließlich Prasinitgeschiebe mit einer Größe von bis zu vier m^3. Offensichtlich war die Ausdehnung dieses kleineren Gletschers zu gering, um sich mit dem Hauptgletscher, welcher das Eis des gesamten restlichen Einzugsgebietes aufnahm, zu vereinigen.

Flache Bereiche mit Vernässungen sowie überschliffene Felsrücken unterhalb des Kammes zwischen Hirschkarspitz und Kirchleitenkogel weisen auf eine glaziale Über-

prägung dieses Bereiches durch einen Kargletscher hin. Mehrere Seitenmoränen sowie Endmoränen sind in diesem Bereich vorhanden und stammen von Gletschern der jeweils oberhalb liegenden Kare. Die Wälle sind max. zwei bis drei Meter hoch und lassen mehrere relativ kleine Zungenbereiche vermuten. Die manchmal teils eindeutig, teils nur in Ansätzen erkennbaren, zwei bis drei parallelen Wälle pro Zunge sind meist schon sehr abgerundet. Intern spiegeln diese Wälle eine typische Seitenmoränenfazies wider. Letztere kann als Dmm mit feinsandiger Matrix und bis zu 50 cm im Durchmesser großen angularen bis angerundeten Komponenten angesprochen werden. Die Komponenten setzten sich aus dem Aufbau des jeweiligen Herkunftskars der einzelnen Zungen zusammen (Kalkglimmerschiefer und/oder Prasinit). Aufgrund der Höhenlage und der typischen multiplen Wallstrukturen handelt es sich hierbei sehr wahrscheinlich um Ablagerungen des Egesen-Stadials. Allerdings würde eine korrespondierende Schneegrenze nach der Methode Lichtenecker bei ca. 2.100 m liegen. Diese wäre bei gleicher Exposition um 150 m niedriger als die Egesen-Schneegrenze im benachbarten Hüttwinkltal (Bichler & Reindl, 2013). Hierfür könnte einerseits die Erniedrigung des Ansatzpunktes der Seitenmoräne durch Überprägung der oberen Bereiche durch Massenbewegungen, oder andererseits sehr lokale Unterschiede (Niederschlag, Topografie) der Täler verantwortlich sein. Eingeschaltet zwischen den Egesen-Moränen befinden sich zahlreiche Blockgletscherablagerungen und anstehende, mit Grundmoräne bedeckte Kalkglimmerschieferrippen. Interessanterweise bildeten sich diese Blockgletscher, mit einer Ausnahme (nördlich Hirschkarspitz im Prasinit), nur an den Hangfußbereichen von anstehendem Kalkglimmerschiefer aus und zeigen meistens ihre typische Rampen- und Wulst-Geometrie. Zum großen Teil kann die Lithofazies als SCc (Scree, clast-supported; Deutsch: Schutt, korngestützt) beschrieben werden. Die Kalkglimmerschiefer-Komponenten weisen Durchmesser von bis zu 2 m auf. Durch die oben erwähnte gute Erodierbarkeit des Kalkglimmerschiefers sind manche ursprünglich sehr angularen Blöcke angerundet, und der durch die Erosion abgelagerte Sand zwischen den einzelnen Blöcken erweckt den Eindruck einer sandigen Matrix. Wahrscheinlich sind einige Blockgletscher auch aus dem supraglazialen Schutt von sehr schuttbedeckten Gletschern (debris covered glaciers) oder aus sehr schuttreichen Moränenwällen hervorgegangen, und so ist die Abgrenzung Moränenwall und Blockgletscherwall nicht sehr einfach. Auch die Sedimentfazies ist an wenigen Übergängen von Moräne zu Blockgletscher nicht eindeutig und ist am ehesten als Dcm (Diamict, clast-supported, massive; Deutsch: Diamikt, korngestützt, massiv) oder Dmm mit hauptsächlich großen Blöcken in sandig-kiesiger Matrix zu bezeichnen. Zwei kleinere Moränenwälle gleich nördlich der hohen Scharte, bestehend aus Dmm mit schluffig-sandiger Matrix und angerundeten Kalkglimmerschiefer und sub-angularen Prasinit-Komponenten, passen auf Grund ihrer Höhenlage (um 2.200 m) nicht zu den oben erwähnten Ausdehnungen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um einen stabilen jüngeren Rückzugsstand des Egesen-Stadials. Die Egesen-zeitliche glaziale Ausdehnung reichte bis in eine Seehöhe von ca. 1.900 m hinab. Die von Exner (1956) und Jaksch (1956) kartierten Moränen am Fuß des Hauptkammes sind allesamt Blockgletscherwälle. Daher kann eine jüngere Vergletscherung, als die während des Egesen, ausgeschlossen werden.

Massenbewegungen

Die heutige Morphologie des gesamten Leidalmgebietes ist stark durch klein- und großräumige Massenbewegungen beeinflusst. Zahlreiche Zerrspalten und Bergzerreißungen im Festgestein zeugen von dem möglichen Potenzial zu gleitendem und sackendem Talzuschub und Felsstürzen. Aus Messungen der sub-vertikalen Kluftsysteme ergeben sich zwei bevorzugte Richtungen. Die dominante Hauptrichtung streicht NW–SO bis N–S und eine zweite Hauptrichtung streicht W–O. Die Massenbewegungen sind größtenteils mit dem N–S streichenden Kluftsystem verknüpft. Ein schichtgebundener Versagensmechanismus kann so gut wie ausgeschlossen werden, da die Schichten aller Hauptlithologien konsistent flach bis mittelsteil nach Westen und daher in den Hang einfallen (siehe Kapitel Leidalm) und somit eigentlich eine hangstabilisierende Funktion erfüllen. Dadurch kommt es im Bereich der Leidalm zu einer Instabilität (gekennzeichnet durch Doppelgrate, Zerrspalten und Bergzerreißung) der N–S streichenden Grate, währenddessen die O–W streichenden Grate im Vergleich dazu relativ stabil erscheinen.

Westteil Leidalm

Der obere Bereich der Leidalm (westlich und südwestlich der Brandner-Hochalm) kann in drei große Teile (Süden, Mitte und Norden) unterteilt werden.

Im südlichen Teil unterhalb des Siebenspitz und des Kirchleitenkogels überlagern zwei abtrennbare Sackungen mit jeweils charakteristischem vorgewölbtem Hangfuß die oben erwähnten Ablagerungen. Diese Sackungen werden wiederum von einer Kalkglimmerschiefer-Massenbewegung überlagert.

Die mittleren und nördlichen Teile wirken auf den ersten Blick wie eine zusammenhängende großräumige über wenige 10er Meter bewegte Sackung. Bei genauerer Betrachtung ist der Intern-Aufbau jedoch um einiges komplexer. So ist der mittlere Teil durch einen hangparallelen 50 m hohen Kalkglimmerschiefer-Riedel unterteilt. Der mittlere obere Bereich wirkt relativ stabil, weist jedoch Zerrspalten und antithetische Brüche auf. Der mittlere untere Bereich zeigt breitere Zerrspalten und besteht aus einer ca. 12 ha großen Rutschungsmasse, die im untersten Teil eine spätglaziale Grundmoräne überfährt. Durch diese Rutschung entstand eine 20 m hohe Geländekante zum nördlichen Teil, die eine markante morphologische Grenze zwischen diesen beiden Teile darstellt. Sie stellt hier neben den allfälligen kleineren Felsstürzen eine der jüngsten größeren Massenbewegungen dar.

Der nördliche Bereich ist durch bis zu einige Meter breite Zerrspalten und antithetische Brüche gekennzeichnet, die den gesamten Körper von N nach S durchschneiden. Große Teile sind zusätzlich von kleineren Felsstürzen aus dem angrenzenden Kammbereich überprägt. Der untere Teil dieses Bereiches ist gravitativ in Form einer Rutschung bewegt und überlagert den obersten Teil der linken Gschnitz Seitenmoräne bei der Brandner-Hochalm.

Ostteil Leidalm

Alle Bereiche mit Grundmoränenbedeckung sind von seichtgründigen Rutschungen sowie tiefgreifenden Sackungen betroffen. So werden z.B. die Gschnitz-Seitenmoränen auf beiden Talseiten von kleineren Rutschungen unterbrochen. Im nordöstlichsten Teil wird die hochglaziale Grundmoräne von einem ca. 20 ha großen Talzuschub aus schwarzem Phyllit überlagert.

Die wichtigste und größte Massenbewegung im Kartierungsgebiet ist sicherlich der Prasinit Bergsturz im Bereich Aeroplanstadl. Die halbmondförmige Abrissnische befindet sich nordöstlich knapp unter dem Gipfel des Hirschkarspitz im stark zerklüfteten anstehenden Prasinit. Die bewegte Masse besteht aus bis zu hausgroßen Blöcken und reicht bis knapp oberhalb des Hangfußbereiches bei der Brandner Haltestelle und Maurach (auf Blatt 155 Bad Gastein) hinab. Messungen von tiefreichenden sub-vertikalen Kluftsystemen im Abrissbereich im stark verfalteten Prasinit (Kluftflächen: 066/70; 080/70; 070/80) spiegeln die allgemeine N–S streichende Klufthauptrichtung wider. Die Faltenachsen der manchmal isoklinalen Verfaltung fallen mittelsteil nach S ein (Faltenachse: 177/31; Axialebene: 150/32) und könnten dadurch die nach W einfallenden Schieferung rotieren. Dadurch würde auch die Möglichkeit eines schichtgebundenen Versagensmechanismus des Hanges durch die nunmehr nach O (in Richtung Tal) einfallende Schieferung bestehen. Anhand der Geländesituation, die einen sehr massigen Prasinit offenbart, kann mit ziemlicher Sicherheit aber nur das oben erwähnte Kluftsystem für das Hangversagen verantwortlich sein. Interne Wallstrukturen östlich des Aeroplanstadls lassen auf eine dynamische sturzstromartige Kinematik schließen.

Vor allem der nördlich angrenzende Bereich mit hochglazialer Grundmoränen-Bedeckung rutscht quer zum Hang in Richtung Bergsturzablagerung und erzeugt im Feld eine markante, bis zu ca. 20 m hohe Abrisskante. Manche Bergsturz-Blöcke werden am Rand sehr dünn von Grundmoräne überlagert, was darauf schließen lässt, dass die Grundmoränen-Rutschungen nach dem Bergsturz erfolgten. Hauptsächlich dürfte das nach dem Bergsturz fehlende randliche Widerlager dafür verantwortlich gewesen sein.

Schloßalm

Das Gebiet der Schlossalm ist quartärgeologisch schwierig zu erfassen, da die ursprüngliche Morphologie aufgrund des Skigebietes sehr stark durch anthropogene Nutzung verändert wurde. Mehrere Speicherseen, Lawinenverbauungen und die allgegenwärtige Skipiste zeugen von intensiver Bautätigkeit. Die wichtigsten Wallstrukturen zur Rekonstruktion einer spätglazialen Ausdehnung sind jedoch noch zu erkennen und decken sich mit den Beobachtungen von Exner (1956) und Jaksch (1956). Die Schloßalm wird gegen Süden hin zum Lafental durch einen Kamm begrenzt, der sich vom Siebenspitz im Westen über den Lungkogel (2.327 m) bis zum Ochsenriedel im Osten zieht. Die Festgesteinsgeologie ist mit der Leidalm sehr vergleichbar. Auch hier befindet sich zwischen 1.900 und 2.100 m der N–S streichende Kontakt zwischen Kalkglimmerschiefer im Kammbereich und Prasinit, der den gesamten unteren Teil aufbaut. Richtung Gasteiner Tal im Bereich Kaserebenwald wird der Prasinit ohne aufgeschlossenen Kontakt durch schwarzen Phyllit ersetzt. Das Einfallen der Schichtung bzw. Schieferung der Hauptlithologien ist gleichbleibend flach bis mittelsteil nach W und kann als gleichbleibend zur Leidalm angesehen werden.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Wie auch die Leidalm, sind die tieferen Bereiche der Schloßalm ab ca. 1.700–1.600 m großflächig mit hochglazialer Grundmoräne oder Moränenstreu bedeckt. Die Grundmoräne ist teilweise überkonsolidiert und als Dmm mit sandig-schluffiger Matrix zu klassifizieren. Im unteren Bereich beinhaltet diese ein rein monomiktes Spektrum mit sub-angularen bis angularen Prasinitgeschieben. In den oberen Bereichen Richtung Schloß-Hochalm und möglichem Gschnitz-Endstand nimmt der Anteil an sub-angularen bis angerundeten Kalkglimmerschiefer-Komponenten und an untergeordneten Schwarzphyllit-Komponenten kontinuierlich zu. Dazu gegensätzlich nimmt die maximale Größe der Komponenten von Blockgröße bis Steingröße kontinuierlich ab. Die von Jacksch (1956) kartierten Zentralgneis-Erratika auf 1.420 m Seehöhe wurden nicht gefunden. Ebenso wurde in den tieferen Bereichen in Bacheinschnitten kein Zentralgneis angetroffen.

Gschnitz

Östlich der Schloß-Hochalm sind sowohl eine orografisch linke, als auch eine orografisch rechte Seitenmoräne einer größeren Gletscherausdehnung erhalten. Vor allem der rechte Wall ist aufgrund des Straßen- und Pistenbaus kaum noch zu erkennen. Jedoch liefert die Sedimentologie der schwach wahrnehmbaren Anlagerung an den südlichen Hang den Beweis für einen ehemaligen Seitenmoränenwall. Der linke Wall ist noch besser erkennbar und hebt sich morphologisch als nunmehr hinterfüllte 20 bis 30 m hohe Stufe vom steilen nördlichen, aus subanstehenden Prasinit bestehenden Hang ab. Beide Wälle bestehen aus Dmm mit feinsandiger Matrix und sub-angularen bis angerundeten, maximal blockgroßen Komponenten (Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit, Amphibolit, Prasinit). Aufgrund ihrer Höhenlage und des hohen orografisch linken Walls sind diese vorgefundenen glazialen Ablagerungen sehr wahrscheinlich mit einem stabilen Gschnitz-zeitlichen Stand zu korrelieren. Eine aufgrund der zuvor erwähnten Geländedaten rekonstruierte ehemalige Gletschergeometrie lässt einen Endstand in ca. 1.590 m Seehöhe als plausibel erscheinen. Eine Abschätzung der Schneegrenze mit Hilfe der Methode Lichtenecker ergibt ca. 1.850 m.

Anzeichen für einen jüngeren Gletscherstand im Sinne einer Egesen-zeitlichen Gletscherausdehnung konnten nicht gefunden werden. Die von früheren kartierenden Geologen gefundenen möglichen holozänen Moränenwälle westlich der Hamburger Hütte sind Blockgletscherablagerungen (siehe Kapitel Blockgletscher). Interessant ist eine Wallform, die von der hohen Scharte bis zur Hamburger Hütte zieht. Dies ist sicher aufgrund der Nähe zum Kammbereich kein Moränenwall, aber auch hier ist die Interpretation aufgrund der massiven anthropogenen Überprägung sehr schwierig. Am ehesten handelt es sich hierbei um einen anstehenden Kalkglimmerschieferriedel mit Moränenstreubedeckung.

Blockgletscher

EXNER (1956) und JAKSCH (1956) kartierten im Bereich hinter der heutigen Liftstation westlich der Hamburger Hütte mehrere Moränenwälle. Diese sind jedoch eindeutig Blockgletscherwälle und daher kein Ausdruck einer jungen Gletscherausdehnung. Die Blockgletscherablagerungen bestehen aus mehreren morphologisch typischen vorgewölbten halbmondförmigen Wulstformen und dahinterliegenden flachen Rampen. Der interne Aufbau ist typisch für Blockgletscher und ist als SSC (Scree with sand matrix; Deutsch: Schutt mit Sandmatrix) mit meist angularen, teilweise angerundeten blockgroßen Kalkglimmerschiefer-Komponenten anzusprechen. Der Bau von den großen Lawinenbrechern erfolgte wahrscheinlich in die vorgegebene Morphologie der Blockgletscherablagerung.

Massenbewegungen

Im gesamten Schloßalmgebiet gibt es keine nennenswerten Massenbewegungsablagerungen. Der gesamte Kammbereich aus Kalkglimmerschiefer ist stark multipel zerklüftet und als subanstehend auszuscheiden. Sowie auch der gesamte Bereich zwischen kleiner Scharte, Hofgasteiner Haus und Haitzingalm als glazial geschliffener stark geklüfteter subanstehender Prasinitkörper anzusprechen ist.

Lafental

Das Lafental ist ein Ost–West streichendes Seitental des Angertales. Es schließt im Süden an das Schloßalmgebiet an. Die Begrenzung zu letzterem bildet der im Kapitel Schloßalm beschriebene Kamm. Dieser Kamm zeigt noch die gleiche Festgesteinsgeologie wie die Schloßalm. Im Westen zum Hüttwinkltal wird die Grenze durch Rührkübel (2.482 m), Stanzscharte (2.102 m) bis Kalkbretterkopf (2.412 m) beschrieben. Die westliche nördliche Talflanke besteht aus den Teilgebieten Lafenmähder und Rockfeldalm und ist sehr steil. Diese zwei Teilgebiete zeigen aufgrund dieser Steilheit keine quartären Ablagerungen und werden deswegen auch nicht weiter besprochen. Hinzu kommt die sehr komplexe Festgesteinslithologie des gesamten Lafentales. Der untere Teil des Tales (Kaserebenwald, Brandachwald, Karteisenwald) besteht zum größten Teil aus Schwarzphyllit mit konstantem flachen bis mittelsteilen Schichteinfallen nach NW. Richtung taleinwärts häufen sich Einschaltungen von Hellglimmer führenden Schiefern, Quarzit und Karbonatquarzit. Die orografisch linke obere Talseite (nordwestliche Talflanke, Rockfeldalm) besteht aus einer komplizierten Wechselfolge von Kalkglimmerschiefer, Prasinit, Schwarzphyllit, Serpentinit, Quarzit und Karbonatquarzit. Östlich des Rührkübels zieht sich diese Abfolge fort. Es wird dafür auf die Kartierung von MATURA 1963 (Dissertationskartierung Türchlwand – Kramkogel, Gebiet im Rauristal 1:10.000, 1961–1963, Archiv GBA) verwiesen, welche den komplexen Gebirgsbau sehr gut widerspiegelt. Der Hangbereich unter dem Kalkbretterkopf und nördlich des Schwalbenkars (Gadauner Hochalm) wird hauptsächlich aus Wechselfolgen von Schwarzphyllit und Marmor aufgebaut. Messungen an einigen Marmoraufschlüssen zeigen kein konsistentes Einfallen der Schieferung. Sehr wahrscheinlich ist der Schwarzphyllit/Marmor Körper stark verfaltet und boudiniert.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Große Bereiche des Lafentales sind mit hochglazialer Grundmoräne oder Moränenstreu bedeckt. Die oftmals nur wenige Dezimeter dicke Bedeckung in den Gebieten Karteisenwald, Kaserebenwald, Brandachwald und Gadauner Hochalm lässt manchmal den Blick auf die komplexe unterliegende Lithologie zu. Mächtigere Grundmoräne ist typischerweise überkonsolidiert und liegt als Dmm vor. Das Geschiebe spiegelt überall ein lokales Spektrum wider und setzt sich aus der jeweiligen Untergrundlithologie sowie den Lithologien des darüber liegenden Kammbereiches zusammen. Anzeichen für eine spätglaziale Vergletscherung in Form von Moränenwällen wurden in diesen Gebieten nicht gefunden, daher wurden auch aufgrund der Höhenlage mögliche spätglazial bedeckte Bereiche mit der hochglazialen Signatur ausgeschieden. Der von EXNER (1956) eingezeichnete erratische Zentralgneisblock im Karteisenwald wurde selbst nach intensiver Suche nicht gefunden.

Gschnitz

Der südlichste Teil des Gebietes, das Schwalbenkar, wurde sicher aufgrund seiner Höhenlage (ca. 2.300 bis 1.900 m) und seiner ostgerichteten Exposition zuletzt während spätglazialer Stadiale durch glaziale Erosion geformt. Jedoch sind keine Wallstrukturen oder Sedimentkörper erhalten. Nordöstlich des Schwalbenkars befindet sich ein weiteres namentlich nicht bekanntes Kar, das bei einer Höhe von ca. 2.050 m beginnt. Dieses SW–NO streichende Kar zeigt im unteren Teil jeweils an der orografisch linken und rechten Seite, ein bis zwei Meter hohe, 50 bis 60 Meter breite Sedimentkörper mit ansatzweiser Kammform. Der interne Aufbau offenbart eine Dmm-Fazies mit feinsandiger Matrix und angularen bis sub-angularen, max. 50 cm großen Komponenten. Die Komponenten setzten sich aus Schwarzphyllit mit Hellglimmer-Einschaltungen und untergeordnet Marmor und Quarzit zusammen. Aufgrund der Höhenlage der Ablagerungen und der Mächtigkeit der Sedimentkörper kann diese Situation sehr plausibel einer Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung zugeordnet werden. Letztere würde demnach in diesem kleinen und niedrigen Kar eine Seehöhe von ca. 1.800 m erreicht haben.

Interstadiale Hangbrekzie

Die von EXNER (1956) kartierte „Interstadiale Gehängebrekzie“ entlang der unteren orografisch linken Seite des Lafentales konnte nicht anstehend angetroffen werden. Lediglich ein Bachaufschluss an der Straße oberhalb des Hofes Schockgüter zeigte wenige Komponenten einer typischen Hangbrekzie.

Egesen

Hinweise auf eine jüngere spätglaziale Vergletscherung finden sich auf der orografisch rechten Seite des Rührkübelkars in Form eines ca. 400 m langen, 2–3 m hohen, leicht mäandrierenden Walls mit einem ausgeprägten Kamm. Etwas oberhalb befindet sich ein zweiter kleinerer, ähnlicher Wall auf der orografisch rechten Seite. Die typische Morphologie lässt auf Seitenmoränenwälle schließen. Die Sedimentfazies des Wälle und auch der umliegenden Grundmoränenbedeckung ist als Dmm, manchmal Dcm mit sandiger Matrix und maximal blockgroßen angularen bis

sub-angularen, sehr selten angerundeten Schwarzphyllit- und Prasinit-Komponenten anzusprechen. Aufgrund dieser Sedimentfazies, der typischen Morphologie und der Höhenlage (ca. 2.200 m) ist es sehr plausibel, den vorgefundenen Wall als Egesen-zeitliche Seitenmoräne auszuscheiden. Eine mögliche rekonstruierte Ausdehnung erreichte eine Höhe von ca. 2.090 m. Die rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.230 m liegen und sehr gut mit der im Feld bestimmten und berechneten Schneegrenze der maximalen Egesen-Ausdehnung des Goldbergkees im benachbarten Hüttwinkltal (auch 2.230 m) korrelieren (Bichler & Reindl, 2013). Im oberen Bereich des Rührkübelkars sind auffällige 3 bis 4 Tal-parallele Sedimentkörper anzutreffen. Die Sedimentfazies ist gleich wie die oben erwähnte Sedimentfazies der Seitenmoräne mit zusätzlichen Kalkglimmerschiefer-Komponenten anzusprechen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um subglaziale Ablagerungsformen (Flutes).

Massenbewegungen

Im westlichen oberen Talbereich sind die wenigen kleinräumigen Massenbewegungen an SO–NW streichenden Bergzerreißungen und Zerrspalten am Kamm von Lungkogel bis Türchlwand und an S–N streichende Bergzerreißungen und Zerrspalten am Kamm südlich des Rührkübels gebunden. Erwähnenswert ist eine ca. 2 ha große Ablagerung von Felssturz- bzw. Gleitmasse aus Kalkglimmerschiefer, die sich von der Abrissnische direkt südlich des Lungkogels bis zur Rockfeldalm (Hütte) erstreckt und hochglaziale Grundmoräne überlagert. Ebenso interessant ist eine kleinräumige isolierte Talzuschubsmasse, bestehend aus Schwarzphyllit-Blöcken im hintersten Talboden-Bereich. Diese Masse stammt vermutlich aufgrund ihrer Schwarzphyllit-Komponenten aus den westlichen steilen Hängen der Rockfeldalm (Gebiet). Die Vermischung von dünner Grundmoränenbedeckung und Massenbewegungsablagerung an den Rändern lässt Spekulationen über das relative Alter der Bewegung offen. Entweder sind die randlichen Bereiche stark erodiert und erwecken den Eindruck einer Grundmoränenbedeckung, oder die Massenbewegung wurde von einem Gletscher überfahren. Ob diese mögliche Überprägung im Hochglazial erfolgte, ist ebenfalls nicht sicher, da theoretisch der hinterste Talbereich zumindest im Gschnitz vergletschert gewesen sein könnte. Am wahrscheinlichsten ist jedoch die Vorstellung, dass es sich hierbei um einen Talzuschub nach dem Hochglazial handelt. Die sackende oder rutschende Bewegung zerlegte den Schwarzphyllit in große Blöcke und lagerte ihn mitsamt der hochglazialen Grundmoränenbedeckung am Talboden an. Durch die heutigen Bacheinschnitte wurde die Bedeckung stellenweise erodiert und erweckt nunmehr den Eindruck einer isolierten Massenbewegung. Im östlichen unteren Talbereich auf der orografisch linken Seite kann man am Übergang Kaserebenwald zu Brandachwald einen mit hochglazialer Grundmoränen bedeckten, ca. 95 ha großen sackenden Talzuschubskörper abgrenzen. Der obere Bereich dieses Talzuschubs ist durch mächtige Zerrspalten gekennzeichnet und der untere Bereich zeigt eine typische Hangfuß-Vorwölbung.

Blatt 158 Stadl an der Mur

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur

Ralf Schuster

In diesem Bericht sind Beobachtungen aus dem Jahr 2010, entlang eines Profils zwischen Prebersee und dem Preberkessel am Südrand der Niederen Tauern zusammengefasst. Das Gebiet wird von verschiedenen Komplexen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Das kartierte Gebiet ist in der Karte von Thurner (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl-Murau, Geol. B.-A., 1958) dargestellt.

Am Westende der Felsnase, die vom Wengerkogel (1.797 m) kommend südlich des Prebersees vorbeizieht, sind direkt am Bach Marmore des Wölz-Komplexes anstehend. Diese ziehen gegen Westen von glazigenen Sedimenten verdeckt zum Gipfel des Lärchriegel (1.723 m). Es handelt sich im Wesentlichen um graue, selten auch weiße und häufig gebänderte Kalkmarmore. Gegen Norden zu sind bis 1.580 m Seehöhe nur glazigene Sedimente, vornehmlich Grundmoräne vorhanden. Ab dann folgen bis 1.640 m immer wieder kleine Aufschlüsse von feinkörnigen, hellglimmerreichen Glimmerschiefern des Radenthein-Komplexes. Diese sind durch silberig glänzende Schieferungsflächen und eine häufig vorhandene Krenulation charakterisiert. Rundliche Granatkristalle sind oft vorhanden und erreichen 1 bis 4 mm im Durchmesser. Biotit bildet einzelne Aggregate und Blasten mit 0,5 bis 3 mm Größe. Quarzmobilisate sind eher selten anzutreffen. Die Hauptschieferung (S_X) fällt gegen WNW bis SW, die Faltenachsen der Krenulation (F_{X+1}) sind W–E orientiert. Rund um die Ebnerhütte sind auch Lesesteine von schwarzgrün gefärbtem Amphibolit zu finden.

Die Grenze zwischen dem Radenthein-Komplex im Liegenden und dem Wölz-Komplex im Hangenden sollte etwa im Bereich der Prodingerhütte liegen. Es müsste sich um eine steilstehende, gegen Süden einfallende miozäne Störung handeln. Sie ist aber durch Moränenablagerungen völlig verdeckt. Hangaufwärts konnte bis 1.980 m kein weiterer Festgesteinsaufschluss gefunden werden. Überall verstreute exotische Blöcke sind bis 1,5 m groß und zeigen eine große Vielfalt an Lithologien aus dem Ostalpinen Kristallin der Niederen Tauern. Es finden sich Augengneise, Metagabbro-Amphibolite, Gneise und Granat-Glimmerschiefer, die durch das Eis transportiert sind. Besonders auffällig ist eine Ansammlung von hellen Orthogneisen im Bereich Roßboden, die wahrscheinlich der Grund dafür ist, dass in der Karte von Thurner (1958) in diesem Bereich

anstehender Orthogneis eingezeichnet ist. Der Orthogneis würde im Wölz-Komplex auftreten, aus dem bisher noch keine derartigen Gesteine bekannt sind. Eine genaue Nachsuche zeigt, das keiner der dort auftretenden Orthogneise als anstehend betrachtet werden kann.

Mehr oder weniger durchgehende Profile aus dem liegenden Anteil des Wölz-Komplexes finden sich im Graben auf der Preberalm zwischen 1.850 und 2.130 m, und in den Felsbauten auf der östlichen Seite des Preberkessel bis etwa 2.200 m. Es sind enge Wechselfolgen aus Granat-Glimmerschiefern, Paragneisen und Amphiboliten. Die Glimmerschiefer sind grobkörniger als jene des Radenthein-Komplexes, und neben Muskovit ist immer wieder auch Biotit und Granat zu sehen. Über quarzitische Glimmerschiefer gibt es Übergänge zu Paragneisen, die zum Teil auch Hornblende führen. In den Amphiboliten sind schwarze Hornblendestängel, heterogen verteilter Plagioklas und manchmal auch Granat auszumachen. Die Hauptschieferung (S_x) fällt mittelsteil bis steil gegen NW, Faltenachsen (F_{X+1}) fallen mittelsteil gegen Westen ein.

Die Grenze zwischen Wölz- und Schladming-Komplex liegt in einem Bereich mit unzusammenhängenden Aufschlüssen und konnte nicht genau festgelegt werden. Über 2.200 m werden die Wände des Kares jedenfalls durch Gesteine des Schladming-Komplexes aufgebaut. Der Schladming-Komplex besteht vorwiegend aus Paragneisen bis Glimmerschiefern. Diese sind heterogen, gröber kristallisiert als jene im Wölz-Komplex und brechen blockig mit rostbraunen Verwitterungsoberflächen. Eingeschaltet finden sich Granat führende Quarzite mit bis zu 1 cm großen Granatkristallen und dünne, schwarz gefärbte Grafitquarzitlagen. Weiters sind Augengneise mit bis zu 1,5 cm großen Kalifeldspataugen und feinkörnige Orthogneise vorhanden. Eine Einschaltung dieser Orthogneise erreicht eine Mächtigkeit von über 50 m. Auch Lagen von Amphiboliten mit hellen Aplitgneisgängen und grobkörnige Metagabbro-Amphibolite sind zu finden. Darin sind Harnische mit Chloritbelägen vorhanden. Die Gesteine stehen sehr steil und fallen nach Norden oder Süden ein.

Im Talschluss und unter den südlichen Ausläufern auf der Westseite des Kares sind inaktive Blockgletscher vorhanden.

Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur

CHRISTOPHER KOLLMANN (Auswärtiger Mitarbeiter) &
RALF SCHUSTER

Der vorliegende Bericht beinhaltet Ergebnisse von Kartierungen um Krakaudorf, entlang des Südrandes der Niederen Tauern. Das Gebiet wird von verschiedenen Komplexen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Die Grenzen zwischen den Komplexen sind kretazische Deckengrenzen oder känozoische Störungen, deren Lage im Zuge der Kartierungen erstmals festgelegt werden konnte. In diesem Bereicht werden zunächst die verschiedenen, in den einzelnen Komplexen vorhandenen Lithologien beschrieben. Im Anschluss daran folgt die Beschreibung der Lagerungsverhältnisse.

Das Gebiet ist in der Karte von THURNER (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl-Murau, Geol. B.-A., 1958a) dargestellt und in den Erläuterungen von THURNER (Erläuterungen zur Geologischen Karte Stadl-Murau, 106 S., Geol. B.-A., 1958b) beschrieben. Zusätzliche petrologische und strukturgeologische Daten über den westlichen Teil des Kartierungsgebietes sind der Masterarbeit von KOLLMANN (Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria), Masterarb. Univ. Wien, 56 S., 2014) zu entnehmen.

Tektonische und Lithostratigrafische Einheiten

Das tektonisch tiefere ostalpine Deckensystem im Kartierungsgebiet ist das Silvretta-Seckau-Deckensystem, welches aus dem Schladming-Komplex aufgebaut wird. Darüber lagert das Koralpe-Wölz-Deckensystem, welches mit zwei bisher unbenannten Decken vertreten ist. Die liegende wird vom Wölz-Komplex, die hangende vom Rappold-Komplex aufgebaut.

Der **Schladming-Komplex** wird vornehmlich von Orthogneisen, Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut. Die graugrün gefärbten Paragneise brechen nach einem ausgeprägten Kluftsystem und nach den Schieferungsflächen zu Blöcken und Platten mit bis zu mehreren Kubikmetern Größe. Auf den Trennflächen sind häufig rostbraune Eisenhydroxid-Beläge vorhanden. Plan ausgebildete, steilstehende und etwa Nord–Süd orientierte Kluftflächen sind oft mit Chlorit überzogen. Makroskopisch erkennt man unterschiedlich stark chloritisierten Biotit und Feldspat. Immer wieder sind intensiv duktil verfaltete Typen mit diffus begrenzen Quarz-Feldspat-Mobilisaten vorhanden, die als migmatische Paragneise zu bezeichnen sind. Quarzmobilisate haben eine Dicke von wenigen Zentimetern und sind stark verfaltet, lokal sind refold-structures zu sehen.

Nördlich von Krakaudorf finden sich feinkörnige, leukokrate Orthogneise, die sich innerhalb der Paragneise als massige helle Lagen zu erkennen geben. Diese Lagen sind oft boudiniert und zumeist nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig. Makroskopisch ist Feldspat/Quarz und Biotit zu erkennen. Lokal sind einzelne größere Feldspataugen enthalten.

Amphibolite bilden im Gelände sehr dunkle, leicht grünliche und sehr massige Lagen. Manchmal sind darin geringe Mengen Pyrit anzutreffen.

Im **Wölz-Komplex** dominieren Granat-Glimmerschiefer, daneben sind Paragneise, Amphibolite, Marmore, Arkosegneise, Quarzite und Grafitschiefer vorhanden.

Die Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes erscheinen ocker bis silberig und brechen blockig bis linsenförmig. Eine großräumige Verfaltung der Einheit kommt im Aufschlussbereich durch Falten höherer Ordnung zum Ausdruck. Zumeist sind es weit offene wellige Falten, und eine sehr häufig anzutreffende Krenulation. Nördlich der Raffalthütte sind quarzreichere Mylonite vorhanden. Granat erreicht eine Größe von lokal über 5 mm, er ist aber nicht überall zu finden. Östlich der Fixlhütte sind geringmächtige grafitreiche Lagen in den Glimmerschiefern vorhanden. An deren Oberflächen sind weiße Gipsausfällungen zu erkennen.

Die Verteilung der Amphibolite ist im Gelände sehr heterogen. Der Schafsitz (2.164 m) und der von dort nach SW führende Kamm bestehen aus einem über 10 m mächtigen Amphibolitzug. Das feinkörnige Gestein hat eine deutliche Schieferung. Es bricht in großen Platten und Blöcken. Lokal sind kleine grüne Aggregate von Epidot anzutreffen. Granat, der eine Größe von einigen Millimetern erreicht, ist lagenweise vorhanden. Quarzmobilisate sind in den Amphiboliten zu *pinch-and-swell* Segmenten deformiert.

Bei den Marmoren handelt es sich um silikatisch verunreinigte Dolomitmarmore mit einzelnen Kalkmarmorlagen. Tremolit konnte nur in einem Rollstück nahe der Raffalthütte gefunden werden. Der Dolomitmarmor ist stark geschiefert, oft sehr feinkörnig und hell grau(blau) gefärbt. Lokal ist eine leichte Bänderung vorhanden, die zu *pinch-and-swell* Strukturen deformiert wurde. Kalkmarmorlagen befinden sich bevorzugt an den Rändern. Die sind etwas grobkörniger und zumeist weiß gefärbt. Lokal können deformierte Quarzlagen mit einer Dicke von 1 cm beobachtet werden, welche auch Schersinnindikatoren aufweisen.

Quarzite sind im Gipfelbereich des Hochfeldes (2.304 m) und immer wieder auch an dessen Hängen zu finden. Sie sind weiß bis gelblich gefärbt und brechen zu Platten mit bis zu 1,5 m Kantenlänge bei nur wenigen Dezimetern Dicke. Damit vergesellschaftet, finden sich feinstückig brechende, durch Grafit grau bis dunkelgrau gefärbte Quarzite und quarzitische Grafitschiefer.

Mittelkörnige Glimmerschiefer bis Paragneise bilden die Grundmasse des **Rappold-Komplexes**. Die Gesteine zeigen an den Kluftflächen häufig rostbraune Eisenhydroxid-Beläge. Xenomorpher Granat erreicht im Normalfall eine Größe von einigen Millimetern, östlich Gehöft Berger erreichen Querschnitte idiomorpher Granatkristalle in einem Aufschluss aber bis zu 4 cm Durchmesser. Dazwischen sind xenomorphe Kristalle mit etwa 5 mm zu sehen. Man kann daher davon ausgehen, dass zwei unterschiedlich alte Granatgenerationen im Gestein vorhanden sind. Hellglimmer zeigen im Normalfall einen Durchmesser von 1–3 mm, entlang einer Forststraße südlich der Fixlhütte auf Seehöhe 1.520 m sind jedoch einzelne Muskovitblasten mit bis zu 4 cm Durchmesser in muskovitreichen Glimmerschiefern zu beobachten. Lagenweise, besonders im Kontakt zu den Amphiboliten kann Biotit häufig sein. In den Glimmerschiefern und Paragneisen sind große Mengen an Quarzmobilisaten vorhanden. Diese sind durchschnittlich einige Zentimeter mächtig, können aber auch eine Dicke von bis zu 25 cm erreichen. Sie sind in die Schieferung eingeregelt und halten nicht lange an, da sie durch intensive Deformation und Verfaltung als verfaltete und zerscherte *pinch-and-swell* Segmente vorliegen. An manchen Stellen sind Übergänge zwischen Granat-Glimmerschiefer und Paragneis zu beobachten. In den Paragneisen sind manchmal mylonitische Gefüge zu beobachten.

Die Amphibolite bilden Lagen mit einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis Dezimetern. Sie haben eine dunkelgraue bis schwarze Färbung, können aber auch dunkelgrün erscheinen. Trotz einer ausgeprägten, zum Teil mylonitischen Schieferung sind die Gesteine sehr massig und brechen blockig. Immer wieder sind offene bis enge Falten zu beobachten. Dünnere Amphibolitlagen zeigen *pinch-and-swell* Geometrien, sowohl im kleinen als auch im großen Maßstab. Oft sind die Amphibolite als Granatamphibolite mit bis zu 2 mm großen, poikiloblastischen Granatkristallen ausgebildet. Die Granate sind in einzelnen Lagen unterschiedlich häufig, vereinzelt gibt es aber auch granatfreie Lagen oder Aufschlussbereiche. In mylonitischen Varietäten bilden die Granate deutliche Sigma- und Deltaklasten aus. Weiters sind Amphibolite mit bis zu 5 mm großen, braunen Biotitblasten zu finden.

Die Marmore bilden Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Lagen innerhalb der Glimmerschiefer. Die meist weißen, selten leicht gelblichen Marmore enthalten dünne biotitreiche Lagen. Diese Glimmerplättchen haben eine Größe von einigen Millimetern. Zumeist handelt es sich um Kalzitmarmore, es sind aber auch Dolomitmarmore und Übergänge zu Kalksilikaten vorhanden. Der beste Aufschluss findet sich im Graben, der westlich der Fixlhütte hinaufzieht, in 1.380 m Seehöhe direkt an der Straße.

Die Pegmatite fallen durch ihre weiß-gelbe Farbe und den blockigen Bruch auf. Das auffälligste Merkmal der Pegmatite ist jedoch das Auftreten von zentimetergroßen Muskovitplättchen. Typisch sind massige, nur wenig deformierte zentrale Bereiche und deutlich geschieferte Randzonen.

Räumliche Verteilung und Lagerung der Gesteine

Der **Schladming-Komplex** des Silvretta-Seckau-Deckensystems baut als tektonisch liegendste Einheit die Bereiche um den Etrachsee auf. Gegen die überlagernden Einheiten ist er durch eine flach bis mittelsteil, S-fallende Phyllonitzone bzw. durch kataklastisch überprägte Mylonite begrenzt. Die Phyllonite der Scherzone sind einige Dekameter mächtig und olivgrün bis dunkelgrau gefärbt. Das Gestein bildet C'-Typ Scherbänder aus, nach denen es auch bricht. Die Gefüge zeigen eine NNW-gerichtete Bewegung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies an. Die Phyllonitzone ist auf der Westseite des Etrachtales im Graben nördlich der Raffalthütte bei etwa 1.600 m an den Forststraßen gut aufgeschlossen. Von hier lässt sie sich bis etwa zum Fuchsgraben verfolgen. Auf der Ostseite ist sie im Talgrund etwa 500 m nördlich der Ulrichskirche vorhanden und zieht über den Heinzlberg bis in die Scharte nördlich des Trübeck (2.367 m). Eine Komplikation ergibt sich durch eine jüngere E–W streichende, sehr steilstehende Störung, welche sich auf der Westseite des Tales knapp südlich des Etrachsees befindet, während sie auf der Ostseite von der Karlhütte Richtung Scharte nördlich des Trübeck zieht. Messungen am Westhang ergaben einen dextralen Schersinn mit einer leichten Abschiebungskomponente. Da die Verteilung der Einheiten auf der östlichen Talseite eine Absenkung des Nordblockes um mindestens 300 m impliziert, muss mit einer bedeutenden seitlichen Verschiebung gerechnet werden. Wahrscheinlich ist im Etrachtal eine noch jüngere Störung vorhanden, die sowohl die Deckengrenze, als auch die steilstehende Störung dextral um 300–500 m versetzt.

Die prägende Schieferung (S_X) im Schladming-Komplex fällt bevorzugt nach SW, aber auch nach NW und SE ein, wobei eine relativ große Streuung im Fallwinkel, im Rahmen von 30° bis 90° zu verzeichnen ist. In den migmatischen Paragneisen ist die Schieferung (S_{X-1}) variszisch, häufig dominiert aber eine Schieferung (S_X), die unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstand und die als kretazisch einzustufen ist. Die Streckungslineare (L_x)

in den Paragneisen zeigen eine starke Streuung, da L_{X-1} und L_X nicht gut zu unterscheiden sind. Faltenachsen der Krenulation fallen mit einem Winkel von 10°–60° nach Süden bis SSW ein. Die Axialebenen stehen steil (75°–80°) und fallen nach WSW und NNW ein.

Während die Liegendgrenze des **Wölz-Komplexes** durch die grünschieferfazielle Phyllonitzone gebildet wird, ist die Hangendgrenze zum Rappold-Komplex durch eine spröde, S-fallende, kaum aufgeschlossene Störung gegeben. Diese liegt nördlich der Fixlhütte in ca. 1.750 m Seehöhe und quert das Etrachtal etwa 400 m nördlich der Ulrichskirche. Von hier aus zieht sie gegen ENE bis etwa 1.460 m und dann hangabwärts gegen Roßangen, wo sie etwa an der Vereinigung von Mühlbach und Kaserbachl den Graben quert.

Die interne Deformation des Wölz-Komplexes ist durch eine aufrechte Verfaltung mit Amplituden von einigen hundert Metern und mittelsteil bis steil S-fallenden Achsenebenen gegeben. Sie lässt sich am besten an Hand der über mehrere Kilometer weit verfolgbaren Marmorlage entschlüsseln. So bildet diese auf der Westseite des Etrachtales eine große Synform. Der Hangendschenkel zieht vom SE-Grat des Hochfeldes in 2.150 m bis zum Scheitelbereich bei der Raffalthütte. Von dort aus zieht die Marmorlage wieder hangaufwärts bis knapp nördlich des Gipfels der Tockneralm (2.357 m). Auf der westlichen Talseite findet man sie am Grat zwischen Feldkögel (2.203 m) und Feldeck (2.460 m) in 2.360 m Seehöhe und in den Felswänden auf der Ostseite von Feldeck, Brennfeldeck (2.507 m) und Arfeld (2.491 m). In der Scharte zwischen den beiden letztgenannten Gipfeln ist eine Zehnermetergroße Falte mit flach E–W streichender Achse vorhanden, die eine Vergenz gegen Norden zeigt. Die im Aufschlussbereich beobachtbaren Strukturen stehen im Einklang mit den großmaßstäblichen Strukturen. Die Schieferung ist in allen Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes sehr deutlich ausgebildet und fällt nach Norden oder Süden ein. Streckungslineare und Faltenachsen fallen flach gegen Osten bis mittelsteil gegen Westen ein. Je nach Position sind S-, Z-, oder wie z.B. um die Raffalthütte, M-Falten ausgebildet. Axialebenen fallen mit 20° bis 70° nach Süden ein. Im Marmor sind innerhalb des Scharniers bei der Raffalthütte ältere Strukturen erhalten geblieben. Ein Quarz-Sigma-Klast zeigt einen Schersinn gegen Norden an. Des Weiteren sind *pinch-and-swell* Strukturen und duktile N-vergente intrafolial *duplex-structures* zu finden.

Auch im **Rappold-Komplex** ist eine enge Verfaltung um E–W orientierte Achsen gegeben. Bedingt durch fehlende Markerhorizonte ist diese aber schlechter aufzulösen. Mit Bezug auf die boudinierten Amphibolit- und Pegmatitlagen ist eine noch intensivere interne Deformation anzunehmen. Die Schieferung fällt mit 30°–85° nach N–WNW bzw. S–SSE ein. Streckungslineare und Faltenachsen fallen flach bis mittelsteil nach Westen ein. *Refold-structures* mit S- und Z-Falten sind im Gelände zu finden.

Quartäre Ablagerungen

Glazigene Ablagerungen zeigen im Bereich der Südabfälle der Niederen Tauern eine charakteristische Verteilung. Die S- und SW-Hänge sind von den Gipfeln bis etwa 1.800 m von grobblockigem Periglazialschutt überronnen. Darunter folgen vom Eis abgeschliffene Bereiche mit Rundbuckeln und Resten von Moränenmaterial. In den gegen NE- und N- abfallenden Hängen sind Kare ausgebildet und es finden sich Blockgletscherablagerungen. So z.B. im Kar östlich der Tockneralm (2.357 m). Die Blöcke bestehen hier aus Glimmerschiefern und Amphiboliten des Wölz-Komplexes. In den Talausgängen gegen Süden sind Eisrandsedimente in verschiedenen Höhenlagen vorhanden. Im Mühlbachgraben in 1.640 m sind noch gut erkennbare Reste von Eisrandterrassen. Im Etrachtal reichen sie nahe dem Talausgang auf beiden Talseiten bis in ca. 1.400 m Seehöhe. Im Haupttal erreichen die glazigenen Sedimente Mächtigkeiten von über 100 m. Noch gut sind die Konturen von bis über 1 km langen und 500 m breiten Toteiskörpern auszumachen, auch wenn deren Ränder durch kleinräumige Massenbewegungen verrutscht sind. Ein gut erhaltenes Toteisloch mit 400 m Länge und bis zu 180 m Breite ist auch SW der Ortschaft Krakaudorf erhalten. Die Bezeichnung Krakauebene erklärt sich damit, dass in diesem Bereich Eisrandterrassen vorhanden sind. Immer wieder sind auch talparallele ehemalige Abflussrinnen, zum Teil mit Terrassenbildungen vorhanden. Der Etrachsee wird durch zwei größere Schwemmfächer, welche von den Seiten kommend das Tal sperren, aufgestaut. Talauswärts findet sich ein weiterer Staubereich, der aber bereits mit Talalluvionen verfüllt und verlandet ist. Kleinräumige Massenbewegungen in den Festgesteinen sind z.B. östlich Schafspitz (2.164 m) und südlich Rupprechtseck (2.591 m) vorhanden.

Blatt 181 Obervellach

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

Tanja Ilickovic & Ralf Schuster

Das kartierte Gebiet erstreckt sich entlang des Mölltales zwischen Rakowitzen und Flattach. Es umfasst den südöstlichsten Teil der Sadnig-Gruppe bei Rakowitzen, die nordwestliche Kreuzeckgruppe zwischen Gößnitz und der Ragga und den Grafenberg nördlich von Außerfragant. Weiters wurden der Talausgang des Wöllatales um Wöllatratten, das Gebiet um die Raggaalm in der Ragga und der untere Teil der Alten Straße in der Teuchl mit Hinblick auf die Deformationsgeschichte untersucht.

Geologisch umfasst es vom Liegenden gegen das Hangende die Sonnblick-Decke des Subpenninikums, Elemente des Glockner-Deckensystems und die Matreier-Zone des Penninikums, das Unterostalpin im Rahmen des Tauernfensters und verschiedene Einheiten des Oberostalpins. Zu nennen sind dabei die Prijakt-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems und die Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems.

Für das Gebiet der Sadnig-Gruppe existiert eine Karte von FUCHS & LINNER (Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone, Jb. Geol. B.-A., 145, 193–301, 2005), die Bereiche des Tauernfensters werden von EXNER (Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000, Geol. B.-A., 1962) abgedeckt.

In diesem Bericht werden zunächst die auftretenden Lithologien und im Folgenden die Lagerungsverhältnisse und Strukturen beschrieben.

Tektonische, lithostratigrafische und lithologische Einheiten

Subpenninikum

Die Sonnblick-Decke findet sich an den Nordhängen des Grafenberges und in der Schlucht des Fraganter Baches nördlich von Laas. Sie wird von Augengneisen aufgebaut.

Die grob zerklüfteten Augengneise verwittern zu grobem Blockwerk, welches oft größere, helle Schuttflächen bildet, die schon aus größerer Entfernung auffallen. Im frischen Anschlag weisen die Augengneise eine hellgraue Farbe auf. Die Hauptminerale sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas sowie Biotit. Die Feldspäte bilden teilweise deutlich erkennbare, bis zu 5 cm große Augen. Immer wieder sind schieferungsparallel angeordnete Quarzmobilisate vorhanden. Im hangendsten Bereich sind bis zu 50 cm dicke, stark zerscherte und zerklüftete, schiefrige und hellglimmerreiche Bereiche eingeschaltet.

Penninikum

Die Einheiten des Penninikums ziehen, vom Grafenberg kommend, den Nordhang des Mölltales entlang. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, dass die von Kalkglimmerschiefern dominierte Einheit im Liegenden aus Elementen des Glockner-Deckensystems besteht, während das Hangende von der Matreier-Zone aufgebaut wird, obwohl es nicht möglich ist, im Gelände eine klare Grenze zu ziehen. Dafür spricht, dass die Kalkglimmerschiefer im liegenden Anteil mit Glimmer-Marmoren wechsellagern und Einschaltungen von Grünschiefern und Serpentiniten aufweisen, während im hangenden Teil Einschaltungen von Quarziten, Muskovitschiefern, Muskovit-Chloritschiefern, grafitreichen Schiefern, Kalzit-Marmoren und Dolomiten vorhanden sind.

Die Kalkglimmerschiefer weisen eine dunkelgraubraune bis silbergraue Farbe auf. Sie verwittern zumeist dunkelgrau mit rostbraunen Flecken aus verwittertem Karbonat. Die feinkörnigen Gesteine zeigen eine ausgeprägt schiefrige Textur und brechen häufig zu flachen, linsigen Stücken. An Hauptmineralen führen sie Hellglimmer, Quarz, Kalzit sowie Biotit und Chlorit. Die graue Färbung ist auf einen Grafitgehalt zurückzuführen. Zudem kommen immer wieder dünne, bis zu 5 mm dicke Kalzit- sowie Quarzmobilisate vor. Die Kalkglimmerschiefer gehen bereichsweise in Glimmer-Marmore über. Diese sind dunkel- bis hellgrau (bläulich) gefärbt. Sie sind massiger als die Kalkglimmerschiefer und brechen nach der Schieferung und orthogonal verlaufenden Klüften zu wenige Dezimeter bis etliche Zentimeter dicken Platten. Die Verwitterungsflächen sind dunkelgrau bis mittelgrau. Neben dem dominierenden Kalzit sind auf den Schieferungsflächen Hellglimmer als einzelne Blättchen oder in Aggregaten zu erkennen. Die Grünschiefer sind durch den dominierenden Chlorit grün bis grünlichgrau gefärbt. Aufgrund der ausgeprägten Schieferung brechen die Gesteine linsig, parallel sowie subparallel zu den Schieferungsflächen. Verwitterungsoberflächen zeigen eine dunkelgraugrüne Färbung. Makroskopisch ist neben Chlorit manchmal etwas Biotit und/oder Hellglimmer zu erkennen. Die Grünschiefer-Einschaltungen erreichen eine maximale Mächtigkeit von bis zu 5 Metern. Der Quarzit ist relativ massig, stark zerklüftet und zeigt einen splitterigen kleinstückigen Bruch. Er weist eine weiße, gelbliche oder graue Farbe auf. Zumeist ist er mit silbrigen Muskovitschiefern oder silbrig-grünlichen Muskovit-Chlorit-Schiefern vergesellschaftet. Die Einschaltungen dieser Lithologien erreichen am Südhang des Grafenberges bis 10 m Mächtigkeit. Der grafitreiche Schiefer ist dunkelgrau bis schwarz gefärbt und seine Verwitterungsflächen erscheinen dunkelgrau. Die Gesteine sind relativ weich und brechen sehr kleinstückig. Eine Klüftung ist in diesen stark geschieferten Gesteinen meist nicht zu erkennen. Grafitreiche Schiefer finden sich am Grafenberg südlich von Pritschnig und an der Straße in die Innerfragant südlich von Waben. Der Kalzit-Marmor ist weiß bis hellgrau und verwittert blassgelb bis weiß. Die Kluftflächen sind kantig und das Gestein bricht zu zentimeterdicken Platten. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus Kalzit, wobei sich an den Schieferungsflächen feinkörniger Serizit finden lässt. Der gelblich bis grau gefärbte Dolomit zeigt einen eckigen und splitterigen Bruch entlang einer engen, homogen verteilten Klüftung. Eine Schieferung ist in Form einer feinen Bänderung oftmals gut zu erkennen. Der Dolomit bzw. Dolomit-Marmor ist in Form einer Schuppe bei Grafenberg südlich von Pritschnig zu finden.

Unterostalpin (Radstadt-Deckensystem)

Das Unterostalpin baut den südöstlichen Teil der Sadnig-Gruppe und die gegenüberliegenden Hänge der Kreuzeckgruppe zwischen Gößnitz, dem Lobitzbauer und Außerfragant auf. Nach FUCHS & LINNER (2005) lässt es sich vom Liegenden gegen das Hangende in den Alpinen Verrucano (Zaneberg Serie), den Sadnig-Komplex und den Melenkopf-Komplex untergliedern. Diese Abfolge ist allerdings durch ein überprägendes Störungssystem stark zerlegt und die Unterscheidung zwischen den schiefrigeren Anteilen des Alpinen Verrucano und dem Sadnig-Komplex nicht immer eindeutig zu ziehen.

Die Hauptlithologien des Alpinen Verrucano sind Quarzite und Quarzphyllite. Diese kommen in Wechsellagerung vor. Selten kann auch ein Marmor oder Kalkschiefer zwischengeschaltet sein.

Die Quarzite sind weiß, hellgrau bis hellgrün und die Verwitterungsfarbe ist grau bis weiß. Sie brechen scharfkantig zu zentimeter- bis dezimetergroßen polygonalen Stücken, die oft als offene Schutthalden die Hänge überziehen. Neben Quarz sind auf den Schieferungsflächen immer wieder Serizit sowie Chlorit zu erkennen. Der Übergang von den Quarziten in die Quarzphyllite ist relativ kontinuierlich. Letztere sind oft sehr gut an ihrer hellgrün-silbrigen bis violett-grauen Farbe zu erkennen. Sie sind schiefrig ausgebildet, jedoch durch die vorhandenen feinen Quarzlagen sehr kompakt, scharfkantig und plattig brechend. An den Schieferungsflächen ist viel Serizit sowie Chlorit zu sehen. Der Marmor ist feinkörnig und sowohl im frischen Bruch als auch an seinen Verwitterungsflächen zumeist weiß und

selten hellgrau gefärbt. Die gut geklüfteten Gesteine sind als bis zu 2 m mächtigen Lagen in den Quarziten sowie in den Quarzphylliten eingeschaltet. Manchmal sind sie von Kalkschieferlagen begleitet. Zu finden ist der Marmor nur lokal südlich des Kraftwerkes bei Außerfragant.

Der Sadnig-Komplex wird durch Phyllonite sowie quarzitische Glimmerschiefer aufgebaut. Diese sind silbrig-grün, graugrün oder dunkelgrau gefärbt und zeigen unruhig wellige Schieferungsflächen mit einer grauen Verwitterungsfarbe. Die recht feinkörnigen Gesteine sind je nach Quarzgehalt unterschiedlich durchgreifend geschiefert. Als Hauptminerale sind Quarz, Chlorit, Biotit sowie etwas Hellglimmer zu nennen.

Der Melenkopf-Komplex besteht im kartierten Gebiet hauptsächlich aus quarzitischen Paragneisen, welche teilweise mit Glimmerschiefern wechsellagern. Zudem kommen vereinzelt Amphibolite sowie Orthogneise vor.

Die quarzreichen Paragneise sind hellgrau und manchmal etwas grünlich gefärbt. Sie brechen blockig nach der Klüftung, sodass die Lage der Schieferung bereichsweise nur undeutlich zu erkennen ist. Die Verwitterungsflächen weisen eine hellgraue Färbung auf. Nur sehr selten sind bräunliche Verfärbungen, welche durch Eisenhydroxide entstehen, vorhanden. Immer wieder kommen bis zu 30 cm dicke Quarzmobilisate vor, welche sich in Schieferungsrichtung anordnen. An Hauptmineralien gibt es Quarz, Muskovit, oft vollständig chloritisierten Biotit sowie Plagioklas. Zudem kommt nördlich von Grischnig Granat in den Paragneisen vor. In manchen Bereichen wechsellagern die Paragneise mit quarzreichen, feinkörnigen Glimmerschiefern. Die fein gebänderten Amphibolite sind im frischen Bruch dunkelgrün. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Hornblende, Plagioklas sowie Quarz. Die massigen Orthogneise sind weiß bis hellgrau-braun. Die Kluft- und Schieferungsflächen verwittern hellgrau. An Hauptmineralen sind Muskovit, Plagioklas, Kalifeldspat sowie Quarz zu nennen. Biotit ist nur selten makroskopisch zu finden. Die Kalifeldspäte bilden bis zu 5 mm große Augen, welche in der prägenden Hauptschieferung angeordnet sind. Amphibolit und Orthogneis kommen im kartierten Gebiet nur nördlich von Grischnig vor.

Oberostalpin

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Glimmerschiefer und Paragneise bilden den Hauptteil des Prijakt-Polinik-Komplexes. Darin finden sich vereinzelt Einschaltungen von Amphibolit, Marmor sowie Pegmatitgneis.

Die tektonisch tiefsten Anteile, welche im Bereich der Ragga Schlucht aufgeschlossen sind, werden aus feinkörnigen Glimmerschiefern bis Paragneisen aufgebaut. Diese weisen im frischen Bruch eine graue bis bräunlich-graue, selten auch grünlich-graue Farbe auf, wobei auf den Schieferungsflächen auch bis zu 1 mm große silbrige Muskovitplättchen vorhanden sein können. Die Verwitterungsflächen erscheinen dunkelgrau. Die massigen Gesteine brechen bevorzugt nach der Schieferung und nach parallelen Klüftung zu gröberen Blöcken oder Platten. In der Schieferung sind bis zu 10 cm dicke Quarzmobilisate eingeregelt. Bei ungestörten Abfolgen nimmt die Korngröße in den Glimmerschiefern bis Paragneisen gegen das Hangende mehr oder weniger kontinuierlich zu. Die grobkörnigen Typen im Hangenden erscheinen braun, wobei die Schieferungsflächen durch die darauf verteilten Muskovite silbrig schimmern. Die Muskovite erreichen eine Größe von bis zu 4 mm, vereinzelt sind auch bis über 1 cm große Blasten vorhanden. Auch die übrigen Hauptmineralien Biotit, Quarz sowie Plagioklas sind zumeist gut zu erkennen. Lokal ist auch xenomorpher Granat mit bis zu 5 mm Durchmesser erkennbar. Im weißen Marmor erreichen die Kalzit-Kristalle eine maximale Größe von 4 mm. Zudem sind wenige Millimeter große Pyrite sowie einzelne Biotite enthalten. Die weiß verwitternden Flächen weisen rostrote Verwitterungsflächen auf. Zu finden ist der Marmor nordöstlich von Stadlberg. Der unterschiedlich durchgreifend geschieferte Pegmatitgneis ist sowohl im frischen Anschlag als auch an seinen Verwitterungsflächen weiß. An grobkörnigen Mineralen sind bis mehrere Zentimeter große Muskovite, Plagioklas, Turmalin sowie Quarz in heterogener Verteilung zu finden.

Drauzug-Gurktal-Deckensystem

Der Strieden-Komplex wurde bei der Raggaalm kartiert. Als Hauptlithologie sind biotitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise vorhanden. Zudem kommen immer wieder Marmor, Amphibolit sowie Pegmatit-(Gneis) vor.

Die Glimmerschiefer bis Paragneise weisen gut abgegrenzte dunkel braunschwarze sowie helle geplättete Lagen auf. Die dunklen Lagen bestehen hauptsächlich aus Biotit sowie vereinzelt Hellglimmer. Die hellen Lagen hingegen setzen sich aus Quarz sowie aus Feldspat zusammen. Die Gesteine brechen plattig im cm- bis dm-Bereich. Aufgrund eines hohen Biotitanteils bilden sich an den Verwitterungsflächen rostrote Eisenhydroxid-Fällungen. Der weiße Marmor baut einen durch Störungen zerlegten, etwa 10 m mächtigen Zug an der Straße zwischen Raggaalm und dem Berghaus auf. Die dunkelgrünen bis schwarzen Amphibolite weisen bräunliche Verwitterungsflächen auf. An Mineralien sind Feldspat, Quarz, Amphibol sowie Epidot makroskopisch zu erkennen. Sie brechen nach der Schieferung und der Klüftung in cm- bis dm-dicke Platten. Amphibolite sind am Felsriegel über der Straße zur Latischhütte vereinzelt zu finden. Ebenso sind an der Straße zwischen der Raggaalm und der Latischhütte mehrere Meter mächtige, mylonitische Quarzite zu finden. Im frischen Anschlag sind sie dunkelgrau bis mittelgrau und oft fein gebändert. Sie brechen scharfkantig und weisen eine polygonale Klüftung auf. Die Pegmatit-(Gneise) sind immer wieder als einige Dezimeter bis 10 m mächtige Lagen in die Glimmerschiefer und Paragneise eingeschaltet. Sie liegen zumeist subparallel zur Schieferung und werden von dieser unterschiedlich durchgreifend erfasst. Das grob- bis mittelkörnig ausgebildete Gestein besteht aus Feldspat, Quarz, Muskovit und Turmalin. Zudem lässt sich vereinzelt auch Granat finden. Sie bilden Teile des Felsriegels südöstlich der Latischhütte. Mehrere Kubikmeter große Blöcke sind häufig auch in den Schuttflächen südlich der Latischhütte anzutreffen.

Lagerungsverhältnisse und Strukturen

Subpenninikum und Penninikum

Nachfolgend wird die interne Struktur im hangendsten Anteil der Sonnblick-Decke gemeinsam mit jener im Glockner-Deckensystem und in der Matreier-Zone beschrieben, da diese eine identische Strukturprägung aufweisen. Die

prägende Schieferung (S_X) fällt flach bis mittelsteil mit einem Winkel von 20° bis 60° und relativ homogen nach SW bis SSE ein. In kompakten Grünschiefern und Glimmer-Marmoren sind selten flach (10°) gegen SSE fallende Streckungslineare (L_X) zu beobachten. In den Kalkglimmerschiefern dominieren flach, mit durchschnittlich 20° einfallende, E–W gerichtete Faltenachsen (L_{X+1}). Harnischflächen sind nur sehr selten zu finden, sie fallen hauptsächlich mit 15° flach gegen NNE. Außer in den Kalkglimmerschiefern ist aber zumeist eine gut ausgebildete Klüftung vorhanden. Das Kluftsystem bildet N–S sowie E–W streichende Klüfte aus. Ebenso sind NE–SW, mittelflach (30°) bis steil (80°) orientierte Flächen zu finden.

Unterostalpin

In den Gesteinen des Alpinen Verrucano fallen die Schieferungsflächen (S_X) mit einem mittelflachen bis steilen Winkel (30°–80°) gegen SSW. Streckungslineare (L_X) streichen vornehmlich E–W. Selten ist eine überprägende Kinkfaltung (L_{X+1}) mit flach (ca. 10°) südwärts gerichteten Faltenachsen vorhanden. Abschiebende, WNW bzw. SSE gerichtete Störungen bilden das vorherrschende Störungssystem.

Die Schieferungsflächen (S_X) im Sadnig-Komplex fallen konstant, mittelflach bis steil (35°–80°) gegen SW–SSW ein und die Streckungslineare (Lx) streichen vorwiegend E–W. Im Bereich des Sadnig-Komplexes kann man zwei wesentliche Störungssysteme unterscheiden. Einerseits ein älteres NE–SW streichendes System mit mittelsteil bis steil (60°–90°) in beide Richtungen einfallenden Harnischflächen und mit einem sinistral-aufschiebendem Versatz. Andererseits finden sich jüngere, steil (80°) gegen WSW einfallende Störungen mit abschiebendem Charakter.

Beim Melenkopf-Komplex sind zwei Schieferungen zu unterscheiden. Einerseits eine reliktische Schieferung (S_{x-1}), welche hauptsächlich flach bis mittelsteil (10°–60°) gegen NE sowie SW einfällt. Andererseits die Hauptschieferung (S_x), welche flach mit 15° gegen SE einfällt. Eine späte Kinkfaltung bildet gegen SE einfallende Faltenachsen (F_{x+1}).

Weiters lassen sich zwei sprödtektonische Störungssysteme unterscheiden. Einerseits ein steilstehendes, mit einem Winkel von durchschnittlich 85° gegen NW bzw. SE einfallendes Störungssystem mit sinistralem Versatz. Dazu gehören NNE–SSW streichende Riedelflächen mit sinistralem Versatz sowie NNW–SSE streichende dextrale Antiriedelflächen. Gegen Norden hin nimmt eine abschiebende Komponente zu. Ein jüngeres Störungssystem fällt mittelsteil bis steil (60°–85°) gegen WSW. Dabei zeigen die Harnische eine aufschiebende Kinematik.

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Prijakt-Polinik-Komplex

Die Hauptschieferung (S_x) im Prijakt-Polinik-Komplex streut wegen einer weit offenen Verfaltung (F_X) um flach (15°) gegen W[SW] einfallende Achsen. Die Schieferungsflächen fallen dadurch bevorzugt gegen S–SE oder NW–N. Die Streckungslineare (L_x) fallen hauptsächlich flach (15°) gegen [W]SW bzw. [E]SE. Ein älteres, reliktisches Faltensystem zeigt mit 40° gegen NW sowie SE einfallende Faltenachsen (F_{x-1}) und eine NE–SW laufende Verkürzungsrichtung. Überprägt werden diese durch eine dritte Generation an Faltenachsen (F_{x+1}). Diese nach N bzw. nach S mittelflach mit durchschnittlich 30° einfallenden Faltenachsen reaktivieren vorhandene Strukturen und bilden dabei eine offene, wellige Verfaltung bei einer E–W gerichteten Verkürzungsrichtung. Diese ist vor allem in den leicht deformierbaren Glimmerschiefern zu beobachten. Schließlich sind kleinmaßstäbliche Kinkfalten mit flach (10°) gegen SW einfallenden Achsen (F_{X+2}) vorhanden. Ausgeprägt sind diese Falten vor allem in den Paragneisen.

An sprödtektonischen Störungen lassen sich zwei Hauptsysteme unterscheiden. Das ältere System bildet relativ steil (85°) stehende, NE–SW gerichtete Harnischflächen mit sinistral-abschiebendem Versatz. Diese sind ident mit den NE–SW gerichteten Störungen im Melenkopf-Komplex und bilden auch über weite Strecken die Grenze zwischen den beiden Einheiten. Ein abschiebender Versatz an den Störungen nimmt gegen Norden hin zu. Im Norden wird das erste System durch ein jüngeres, steilstehendes System mit E–W gerichtetem, abschiebendem Versatz durchschlagen. Es wäre möglich, dass die abschiebende Komponente auf den NE–SW gerichteten sinistralen Störungsflächen auf eine Reaktivierung während der Aktivität des E–W orientierten Störungssystems zurückzuführen ist und mit der Exhumation des Tauernfensters in Zusammenhang stünde. Ein weiteres untergeordnetes Störungssystem ist in Form von steilstehenden (85°), N–S verlaufenden Harnischflächen, mit dextral-aufschiebendem Charakter, zu beobachten. Es ist nur im Norden nahe der Grenze zum Tauernfenster zu beobachten.

Ragga-Teuchl-Störung

Die Bezeichnung Ragga-Teuchl-Störung stammt von HOKE (The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps-Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone, Jb. Geol. B.-A., 133, 5–87, 1990). Nach der Literatur zeigt die Störung einen dextralen Versatz und war vor allem im Oligozän aktiv. Sie bildet über weite Strecken die Grenze zwischen dem Drauzug-Gurktal- und dem Koralpe-Wölz-Deckensystem. Im Folgenden werden drei Bereiche beschrieben, die von der Ragga-Teuchl-Störung betroffen sind. Die Beschreibung erfolgt von Westen gegen Osten.

Bereich Wöllatratten

Im Bereich um Wöllatratten bildet die Ragga-Teuchl-Störung die Grenze zwischen dem Prijakt-Polinik-Komplex im Norden und dem Strieden-Komplex im Süden. Die Schieferung (S_x) der Paragneise und Glimmerschiefer des Prijakt-Polinik-Komplexes fällt steil (mit bis zu 70°) gegen SW, jene in den Glimmerschiefern und Paragneisen des Strieden-Komplexes fallen mittelsteil (mit durchschnittlich 40°) nach SSW.

Die Ragga-Teuchl-Störung tritt im Gelände markant hervor. Sie quert von Westen kommend das Tal und zieht den Struggenbach bergauf gegen Osten. Durchschnittlich fällt sie mit 75° gegen SSW ein. Zudem kann man ein weiteres Störungssystem beobachten, welches steil mit 70° gegen WSW fällt. Mit Bezug darauf, dass es sich bei der Ragga-Teuchl-Störung um eine dextrale Störung handelt, könnte man das 2. Störungssystem als Antiriedel interpretieren, da der Winkel zwischen der Ragga-Teuchl-Störung und den postulierten Antiriedeln ca. 70° beträgt.

Bereich um die Raggaalm

Auch im Bereich um die Raggaalm bildet die Ragga-Teuchl-Störung die Grenze zwischen dem Prijakt-Polinik-Komplex und dem Strieden-Komplex im Süden. Nach der Kartierung von HOKE (Jb. Geol. B.-A., 133, 5–87, 1990) ist sie in diesem Gebiet aber durch jüngere Störungen mehrfach versetzt. Das Einfallen der Hauptschieferung (S_x) im Strieden-Komplex streut von SW bis SE. Der Einfallswinkel liegt dabei zwischen 15° bis 40°. Die Streckungslineare (L_x) fallen flach mit einem durchschnittlichen Winkel von 30° gegen WNW bzw. ESE. Aufgrund der allgemeinen Geometrie lässt sich auf eine offene Verfaltung um etwa N–S gerichtete Achsen schließen.

Im Gebiet um die Raggaalm kann man zwei Hauptstörungssysteme unterscheiden. Einerseits ein älteres, spröd-duktiles Störungssystem mit neu gewachsenem Chlorit, welches steil mit einem Winkel von 70° gegen Süden einfällt. Dabei ist die Versatzrichtung auf den Harnischen sinistral-aufschiebend. Andererseits ist ein sprödes, mit durchschnittlich 70° ebenfalls gegen Süden einfallendes Störungssystem vorhanden. Dieses weist einen mit ca. 30° gegen Osten geneigten dextral-abschiebenden Versatz auf. Steil mit 80° gegen WSW einfallende Störungen bilden mit den S-fallenden Hauptstörungssystemen einen Winkel von 60°. Diese konjugierte Störung zeigt ebenso einen dextral-abschiebenden Versatz.

Alte Straße in die Teuchl bei Nappalach

In diesem Gebiet liegt die Ragga-Teuchl-Störung innerhalb des Prijakt-Polinik-Komplexes. Die dominierenden Lithologien sind grobkörnige Paragneise sowie Glimmerschiefer, wobei im Norden der Störung Eklogite auftreten, während im Süden nur Amphibolite anzutreffen sind.

Die prägende Schieferung (S_x) fällt einheitlich mit einem durchschnittlichen Winkel von 40° gegen Norden bzw. Süden ein. Das Streckungslinear (L_x) fällt mit ca. 15° flach gegen Osten. Aufgrund des Einfallens der prägenden Schieferung kann man auf eine offene Verfaltung schließen.

In den fast durchgehenden und frischen Aufschlüssen entlang der Straße ist eine intensive tektonische Beanspruchung zu erkennen. Dies wird durch mehrere Generationen an sprödtektonischen Störungszonen sichtbar. Allgemein kann man von zwei Hauptstörungssystemen und zwei untergeordneten Störungssystemen ausgehen. Das älteste und am deutlichsten ausgeprägte Störungssystem bildet die Ragga-Teuchl-Störung. Diese streicht steil (mit durchschnittlich 80°) einfallend W[NW]–E[SE]. Es finden sich drei parallel angeordnete Kataklasitzonen mit jeweils bis zu 15 m Breite. Die Paragneise und Glimmerschiefer in diesen Kataklasitzonen sind in bis zu einige dm-große Stücke zerrschert sowie zerklüftet. Zudem finden sich direkt im Kern der Scherzonenbereiche bis zu 2 cm breite, ultrakataklasitische Zonen. Lineare auf Harnischflächen streichen W[NW]–E[SE] und weisen einen dextral-abschiebenden Schersinn auf. Parallele Störungen ohne markant ausgebildete kataklastische Bereiche sind sowohl NE als auch SW einfallend. Das zweitälteste Störungssystem bildet gegen NW einfallende Störungen, welche nur lokal ausgebildet sind. Ihr durchschnittliches Einfallen liegt bei 60° und der Schersinn weist einen sinistral-abschiebenden Charakter auf. Nachfolgend gibt es einige nach Osten gerichtete, mit durchschnittlich 50° gegen Osten einfallende Störungen mit unbekanntem Schersinn. Zum jüngsten und wiederum sehr deutlich ausgebildeten zweiten Hauptstörungssystem gehören steilstehende (durchschnittlich mit 75°) NW[NNE]–SE[SSW] streichende Störungen. Diese weisen einen dextral-abschiebenden Schersinn auf. Aufgrund ihrer Orientierung und der räumlichen Nähe handelt es sich wahrscheinlich um Anteile der Mölltal-Störung. Zudem konnte ein mittelsteil (65°) gegen SSE einfallendes, dextral-aufschiebendes Störungssystem beobachtet werden.

Zusammenfassung der Strukturen

Die ältesten beobachteten Strukturen gehören der hochtemperierten Deformationsphase (D_{X-1}) im Melenkopf-Komplex an. Diese sollten während des Variszischen Ereignisses gebildet worden sein. Als kreidezeitlich (eoalpidisch) ist die prägende Deformationsphase (D_X) im Prijakt-Polinik-Komplex einzustufen. Hingegen ist die duktile Deformation (D_X) im Alpinen Verrucano und im Sadnig-Komplex in der spätesten Kreide und im Paläogen anzusiedeln. Möglicherweise ist eine subparallel miozäne Überprägung vorhanden. In den Einheiten des Subpenninikums und Penninikums muss die duktile Deformation (D_X) im Oligozän und Miozän entstanden sein. Mit Bezug auf die Deformationsphasen in SCHMID et al. (Swiss Journal of Geosciences, 106, 1–63, 2013) ist davon auszugehen, dass sie im Zuge von Exhumationsprozessen vor und während der Tauernkristallisation (D_1–D_4) und auch noch während der Exhumationsphase des östlichen Tauernfensters (D_5) um 20 bis 17 Ma entstanden ist.

Die ältesten spröden Störungen sind die steilstehenden NW bzw. SE einfallenden Störungen, die zu beiden Seiten des Mölltales zwischen Sadnig- und Kreuzeckgruppe den Alpinen Verrucano, den Sadnig-, Melenkopf- und Prijakt-Polinik-Komplex zerlegen. Diese werden von der Ragga-Teuchl-Störung abgeschnitten. Diese zeigt einen spröd-duktilen sinistral-aufschiebenden Versatz und einen überprägenden, spröden dextral-abschiebenden Versatz. Letzterer ist mit Bezug auf die Literatur als oligozän einzustufen. Miozäne spröde Deformation ist in Form der dextralen Mölltal-Störung und den E–W orientierten, S-abschiebenden Störungen am Südrand des Tauernfensters vorhanden. Dazu kommen eine Reihe weiterer, lokal ausgebildeter Störungsscharen, die oft nur lokal von Bedeutung sind.

Eine detaillierte Beschreibung der Strukturdaten erfolgt in ILICKOVIC & SCHUSTER (New analysis of cretaceous to miocene brittle fault systems in parts of the SE-Tauern Window and the Kreuzeck Mountains, in Vorb.).

Quartär

Im gesamten bearbeiteten Gebiet finden sich an den Hängen Reste von Moränenablagerungen. In den höheren Karen werden diese von schlecht gerundetem Lokalmaterial dominiert, während in tiefen Lagen gut gerundetes, ferntransportiertes Material vorhanden ist. Im Mühlbachgraben, NE von Stadlberg sind in 1.000–1.100 m Eisrandsedimente mit bis zu mehr als 20 m Mächtigkeit vorhanden. In der Ragga, beim Striedensee, befindet sich ein gut erhaltener inaktiver Blockgletscher.

Der Talboden des Mölltales wird an mehreren Stellen, bei Außerfragant, Gößnitz und Rakowitzen von Schwemmfächern aus den Seitentälern gesperrt. Dahinter sind Verlandungsbereiche mit Alluvionen, Auenablagerungen und Seesedimenten vorhanden.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und -nummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe Österreichische Karte 1:50.000-UTM.

Blatt 2223 Innsbruck

Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck

KATRIN BÜSEL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Geografischer Überblick

Das Kartierungsgebiet vom Sommer 2013 für das Blatt UTM 2223 Innsbruck liegt im zentralen Karwendelgebirge zwischen der Vomper-Kette (Karwendel-Hauptkamm) im Norden und der Gleirsch-Halltal-Kette im Süden. Es umfasst das gesamte hintere Hinterautal, das sich bei der Talweitung der Kastenalm (1.220 m) in das nach Südosten weisende Lafatscher Tal und das nach Osten führende Rossloch verzweigt. Das Lafatscher Tal bildet mit dem breiten Überschalljoch (1.912 m) im Osten und mit dem Lafatscher Joch (2.081 m) im Süden zwei tiefe Übergänge in das Vomper Tal bzw. in das Halltal. Unter den Nordwänden der Gleirsch-Halltal-Kette führen zudem kurze Täler, getrennt durch den Kleinen (1.899 m), Mittleren (1.941 m) und Großen Gschnierkopf (2.055 m), in das vordere Lafatscher Tal. Im größten Kar liegt der Lafatscher Hochleger. Das tiefe, trogförmige Rossloch ist an seiner Südseite größtenteils ungegliedert. An der Nord- und Ostseite liegen mehrere Kare (Sonnkar, Bockkar, Rosskar, Schneepfanne), die nur durch flache Felsriegel getrennt sind, wodurch eine beeindruckende, zusammenhängende Hochfläche entsteht. Im vorderen Rossloch mündet von Norden das Tal des Moserkarbaches (Unteres Moserkar, Alpenvereinskarte Bl. 5/2), das sich im Talschluss fingerförmig in das Rosskar, Raukarl und Obere Moserkar sowie in das Große und Kleine Kühkar verzweigt. In der Gebirgsumrahmung erreichen mehrere Gipfel über 2.600 m. Die höchsten in der Gleirsch-Halltal-Kette sind die Speckkarspitze (2.621 m) und der Große Lafatscher (2.696 m). In der Nordumrahmung ragen die Kaltwasserkarspitze (2.733 m), die beiden Gipfel der Sonnenspitze (2.668 bzw. 2.650 m) sowie die Dreizinkenspitze (2.603 m) und die Grubenkarspitze (2.663 m) heraus. Der trennende markante Felskamm zwischen Rossloch und Lafatscher Tal kulminiert in der Brantlspitze (2.626 m). Aufgrund des generellen Südfallens der Schichten sind die Nordhänge meist sehr steil und weisen hohe Wände auf, die Südhänge zeigen hingegen eine mäßig steile Morphologie. Daraus resultiert auch die häufigere Verbreitung der z.T. weitläufigen Kare an den Südhängen. Die Entstehung der Nordwände am Lafatscher und an der Speckkarspitze ist weiters durch die senkrechte Schichtlagerung und den Übergang von Wetterstein-Lagunenkalk in Raibler Schiefertone bedingt (siehe unten). Hydrografisch liegt das Hinterautal im Einzugsgebiet der Isar, wobei der Isar-Ursprung selbst ca. 2 km westnordwestlich der Kastenalm liegt.

Der Kartierungsauftrag bestand in erster Linie in der Aufnahme und Klassifizierung der Lockergesteine und der glazialen und fluviatilen morphologischen Phänomene. Darüber hinaus wurden in groben Zügen die Festgesteine kartiert, Schicht- und Störungsflächen gemessen sowie Faltenstrukturen und Störungen erfasst.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Das Kartierungsgebiet liegt vollständig innerhalb der Inntal-Decke des Tirolischen Deckensystems. Es wird gänzlich von Wettersteinkalk in Riffhang- und Lagunenfazies, geringmächtigen Beckensedimenten (Reifling-Formation) sowie von den Nordalpinen Raibler Schichten aufgebaut. Hauptfelsbildner ist der Wettersteinkalk, der fast alle Felskämme und Gipfel bildet.

Stratigraphie der Festgesteine (Mitteltrias–Obertrias)

Wettersteinkalk (Riff- und Lagunenfazies)

Zum größten Teil wird das Kartierungsgebiet aus deutlich und eben gebankten, wechselnd stromatolithischen Kalken mit laminaren Gefügen und strukturlosen Schlammkalken der Lagunenfazies aufgebaut. Teilweise ist die Bankungsmächtigkeit zyklisch schwankend ausgebildet, meist liegt sie zwischen 5 und 50 cm. Im Anschlag sind die Kalke hellbeige oder -grau und sparitisch ausgebildet. Am Lafatscher Joch, in der Schneepfanne, im Ross-, Bock- und Sonnkar zeigt der Wettersteinkalk linsenförmige Hohlräume (Messerstichkalk). Riffschuttkalke sind generell in den tiefer gelegenen Abschnitten der Kare, z.B. auf den Karstufen des Raukarl, des Kleinen Küh- und Bockkars anzutreffen. Die stratigrafisch höher gelegenen Bereiche des Wettersteinkalks sind in Lagunenfazies entwickelt. Die mäßig steil einfallenden Riffschuttzungen zeigen eine generelle Progradation der Karwendel-Plattform nach Süden an (siehe KILIAN, Jb. Geol. B.-A., 153/1–4, 411–417, Wien, 2013; BRANDNER & KRYSTYN, Jb. Geol. B.-A., 153/1–4, 417–420, Wien, 2013). Der Übergang von der Hang- in die Lagunenfazies ist von weitem anhand des Wechsels von dickerer in dünnere Bankung ersichtlich. Aufgrund von Faltung und Störungen ist dieser Übergang auf der Nordseite des Rosslochs nicht leicht ausmachbar. Die Mächtigkeit der Riffschuttbänke reicht von wenigen Zentimetern- bis zu Meter-Dicke mit teils grobem Detritus. Es lassen sich Grainstones, Rudstones und Brekzienschüttungen auseinander halten.

Die im oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges auftretenden Pb-Zn-Vererzungen bildeten über Jahrhunderte die Basis für einen bedeutenden Bergbau in den Ostalpen. In diesem Zusammenhang muss auch das lagergangartige Erzvorkommen im Wetter-

steinkalk des Nordflügels der Überschall-Synklinale im Abschnitt Kastenalm bis Vomper Loch erwähnt werden, das von SCHULZ (Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol), Veröff. d. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, 61, 55–104, 1981) zuletzt ausführlich beschrieben wurde. Der Bergbau ist hier seit dem Mittelalter bekannt. In den 1950er und 1960er Jahren wurde ein letzter großer Stollen von der Kastenalm aus in die Lagerstätte Lafatsch vorgetrieben. Zeugen des Bergbaus sind zahlreiche Stollen und Abraumhalden, die größte Halde befindet sich am Westende des Repskammes nahe der Kastenalm. Weitere Informationen siehe SCHULZ (1981).

Beckensedimente (Reifling-Formation?)

Auf der Karschwelle zwischen dem Moserkarbach und dem Raukarl sieht man darüber hinaus eine Verzahnung von Riffschuttablagerungen mit Beckensedimenten. Am Steig in das Raukarl ist auf einer Höhe von 1.805 m ein Schichtpaket aus dm-mächtigen, wellig gebankten, dunkelgrauen Kalken mit ockergelben, mergeligen Bioturbationsspuren aufgeschlossen. Im Anschlag ist der Kalk dunkelgrau und mikritisch bis feinsparitisch. Er bildet eine nach Westen abtauchende Steilstufe, die sich auch in östlicher Richtung in das Moserkar verfolgen lässt. Diese dunklen Kalke, die einer Beckenfazies zuordenbar sind, sind in die deutlich helleren Riffschuttkalke eingeschaltet. Somit liegt hier eine Verzahnung von distalem Riffhang und Becken vor. Mittels Dünnschliffuntersuchungen von Proben soll noch geklärt werden, ob diese Kalke dem Reiflinger oder eventuell schon dem Partnachbecken zuordenbar sind.

Nordalpine Raibler Schichten

Die Raibler Schichten sind entlang dem Lafatscher Tal im Kern einer E-W-streichenden Synklinale (Überschall-Synklinale) anzutreffen. Die klastischen Sedimentpakete wittern gegenüber dem Wettersteinkalk markant zurück, wie an der Nordseite der Gleirsch-Halltal-Kette zu beobachten ist. Im „Durschschlag“, am Weg vom Hallerangerhaus zum Lafatscher Joch, ist der steil gestellte Kontakt zwischen Wettersteinkalk im Süden und den Raibler Schichten im Norden aufgeschlossen. An der Basis liegen schwarze Schiefertone und Sandsteine. Eine gelbe Mergelbank ist zwischen den klastisch dominierten Schichtpaketen und hangenden Kalken und Dolomiten eingeschaltet. An der nördlichen Talseite des Lafatscher Tales dominieren hellgraue und –braune Brekzien und Rauwacken in Wechsellagerung mit dünnbankigen Mergeln, Kalken und Dolomiten. Die Schichten sind teils eng verfaltet. Kleiner, Mittlerer und Großer Gschnierkopf zeigen ein Verwitterungsprofil senkrecht zum Streichen der Synklinale aus eng verfalteten Raibler Schichten in Form von bizarr gezackten Graten.

Tektonik

Der tektonische Bau im Kartierungsgebiet 2013 ist durch großflächige E–W streichende Faltenstrukturen und durch einige größere Überschiebungen innerhalb der hier allein vertretenen Inntal-Decke gekennzeichnet. Das zentrale strukturelle Element ist die so genannte Überschall-Synklinale und ihre westliche Fortsetzung in der Hinterau-Synklinale (Bezeichnungen nach TOLLMANN [Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt, Mitt. Geol. Ges. Wien, 62, 1970]) mit einem senkrechten Südschenkel und einem steil S-fallenden Nordschenkel, mit lagunärem Wettersteinkalk an den Flanken und Raibler Schichten im Kern. Diese Synklinale ist des Weiteren durch sekundäre Faltung, Überschiebungen und Seitenverschiebungen intern überprägt. Der senkrechte Südschenkel der Synklinale ist gleichzeitig der Nordschenkel der Bettelwurf-Antiklinale, die westlich des Lafatscher Jochs durchgeschert ist. Diese Überschiebung fällt flach nach SW ab und ist in den Nordwänden vom Kleinen Lafatscher bis zur Praxmarerkarspitze als markante, bis in das Kar der Hinterödalm streichende Störungsfläche verfolgbar. In der Liegendscholle ist hierbei ein Schichteinfallen nach SW, in der Hangendscholle nach E bis SE erkennbar. Daraus ergibt sich der Schluss, dass in den Großfaltenstrukturen auch eine eoalpine Einengungskomponente steckt. Dies gilt auch für die nach Westen und Osten einfallenden Auf- und Überschiebungen, die von nach Süden einfallenden Überschiebungen überprägt werden. Eine solche S-fallende Fläche ist am Westhang der Speckkarspitze und am Osthang des Lafatscher Rosskopfes zu beobachten (siehe BRANDNER, Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes von Absam, Dorfbuch Absam, 9–35, 2008). Der flache Nordschenkel der Überschall-Synklinale ist gleichzeitig der Südschenkel (Karwendel-Hauptkamm) einer großen, nach Norden überkippten Antiklinale der Inntal-Decke, deren inverser, durchgescherter Nordschenkel einige Kilometer weiter nördlich in der Nördlichen Karwendelkette (Östliche Karwendelspitze, Falke, Gamsjoch) vorliegt (siehe KILIAN, 2013). Auf Höhe des Rosslochs ist der Südschenkel der Antiklinale, in dem das Kartierungsgebiet liegt, sekundär verfaltet. Im Gebiet der Rosslochscharte zeigt ein steiler Südschenkel und ein flacherer Nordschenkel einer kleineren Synklinale sehr klar die nach Norden geneigte Achsenebene und damit die „tertiäre“ S-N-Einengung an. Die Faltenstrukturen erreichen Amplituden von Deka- bis Hektometern. Die Anlage der Täler und Kare hält sich immer wieder an das Streichen von Faltenstrukturen und Störungssystemen. Tektonische Versätze, die das E-W-Streichen der Synklinale zerhacken, sind anhand des vor- und zurückspringenden Wettersteinkalkes leicht zu verfolgen. Sinistrale und insbesondere dextrale Blattverschiebungen mit Versätzen von mehreren Metern bis Dekametern sind z.B. bei der Großen Kohlerrinne am Reps und beim „Durchschlag“ (1.898 m) nördlich des Lafatscher Joches zu beobachten. In der Nordabdachung der Speckkarspitze und des Lafatscher Rosskopfes bilden die E-fallenden Aufschiebungsflächen u.a. die Gleithorizonte für die großen Felsstürze bei der Halleranger Alm und Kohleralm. Somit sind diese Felsstürze störungsinduziert. Im südlich benachbarten Halltal sind die Berg-/Felsstürze hingegen schichtparallel aus dem steil S-fallenden Wettersteinkalk des Südschenkels der Bettelwurf-Antiklinale heraus geglitten, beispielsweise an der Hohen Wand am Südhang der Speckkarspitze (siehe auch BRANDNER, 2008).

Stratigrafie der quartären Ablagerungen

Glaziale Ablagerungen

Grundmoräne der Lokalgletscher (?Würm-Hochglazial–Würm-Spätglazial)

Im Rossloch, auf einer Höhe von 1.280 und 1.310 m, sind am Weg gelbe, verfestigte Tone mit einzelnen, cm-großen Klasten anzutreffen, die Reste einer Würm-Hochglazialen oder Würm-Spätglazialen Grundmoräne darstellen könnten. Deutlich größere Aufschlüsse aus Grundmoräne liegen

an der orografisch rechten Seite des Großen Kühkars zwischen 1.590 und 1.620 m im Mündungsbereich zum Moserkarbach. Etwa 2 m über dem Bachbett, auf Wettersteinkalk, besteht der Diamikt aus einer rund 1,5 m mächtigen Lage von massivem, matrixgestütztem, überkonsolidiertem Ton und Silt. Vereinzelt sind cm-große, kantengerundete Klasten eingeschaltet. Einige davon sind geknackt. Im Hangenden befindet sich eine rund 3,5 m mächtige Diamiktlage, die sich aus deutlich gröberer Matrix und reichlich Klasten zusammensetzt. Der Übergang dieser beiden Lagen ist fließend. Eine Blocklage (Durchmesser > 20 cm) trennt das subglazial abgelagerte Schichtpaket darunter von ebenfalls verfestigtem, korngestütztem Grobschutt und Kies mit wechselndem Matrixgehalt darüber.

Spätglaziale Sedimente

Seiten- und Endmoränen
In tieferen Lagen sind oft erosiv überformte Wallreste anzutreffen, wie z.B. im Moserkarbach und östlich des Gumpenkopfes im Lafatscher Tal. Gestaffelte End- und Seitenmoränenwälle sind im Grubach südlich vom Lafatscher Niederleger anzutreffen, weiters im Mündungsbereich des Großen Kühkars und im Kar östlich des Großen Gschnierkopfes. Ein Mittelmoränenwall mit Grundmoräne an der Basis, an welchem jüngere Seitenmoränenwälle angelagert sind, befindet sich am Zusammenfluss von Großem Kühkar und Moserkar. In höheren, günstig exponierten Lagen wie im Raukarl oberhalb von 2.100 m sind meist schmale, aber scharf geformte Wälle abgelagert worden. Auch im Kleinen Kühkar und im Sonnkar trifft das zu. Im Kleinen Kühkar und im Raukarl wird Ausschmelzmoräne von Moränenwällen umschlossen. Aufgrund der Höhenlage und engen Staffelung der häufig auftretenden Moränenwälle und ihrer teils gut erhaltenen, markanten Wallformen sind diese vermutlich dem Egesen-Stadium zuzuordnen (KERSCHNER, Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol, Innsbrucker Geographische Studien, 20 (Heuberger Festschrift), 47–55, 1993).

Blockgletscherablagerungen (fossile Blockgletscher) sind im Raukarl am Fuß des Gipfels mit der Kote 2.526 m und im Lafatscher Tal am Fuß der Speckkarspitze anzutreffen.

Die nach Norden, vom Lafatscher Roßkopf und von der Speckkarspitze abgegangenen Felsstürze dürften sich während bzw. nach dem Eisfreiwerden des Tales ereignet haben.

Gebiete

Lafatscher Tal und Lafatscher Joch

Morphologie und Verbreitung quartärer Sedimente

Lafatscher Tal
Südöstlich der Kastenalm mündet das Lafatscher Tal in das Hinterautal. Der Höhenunterschied von rund 170 m zwischen dem Haupt- und dem höher gelegenen Seitental wird in Form einer Klamm überwunden. Erst nach einer Engstelle am oberen Ende der Klamm zwischen dem Gumpenkopf (1.960 m) im Westen und dem Westgrat des Reps im Osten öffnet sich das Lafatscher Tal. Steil nach Süden fallende Schichten aus Wetterstein-Lagunenkalk bauen den felsigen Rücken des Reps auf. Östlich des Reps bzw. der Großen Kohlerrinne werden die Gipfel von Sunntiger-, Halleranger-, Gamskar- und Brandlspitze sowie Hochkanzel zunehmend höher. Hier bilden Raibler Brekzien, Rauwacken und Sandsteine eine etwas flacher geneigte und gut bewachsene Hangflanke unterhalb der Gipfel. Auf der südlichen Talseite, zwischen Praxmarerkarspitze (2.638 m) und Großem Lafatscher (2.696 m), sind über einem Felsriegel aus Wettersteinkalk und Raibler Schichten drei Kare angelegt, die bis an den Fuß der Nordwände der Gleirsch-Halltal-Kette reichen. In diesen nordexponierten Karen zeugen teils mächtige Moränenwälle von spätglazialen Gletscherständen. Unterhalb von diesem Felsband ist die Talflanke mit umgelagertem Moränenmaterial in Form von Wällen und Resten von Schwemmkegeln und Murschuttfächern bedeckt. Zahlreiche Paläorinnen im nördlichen Teil der Kare zeugen vom Schmelzwasserabfluss, der im Würm-Spätglazial an ganz anderen Stellen erfolgte als an den heute angelegten Gerinnen. Von der Klamm bis zum Lafatscher Niederleger ist das Tal V-förmig eingeschnitten, weiter im Osten wird es U-förmig. Der Hang, auf welchem die Hütten des Lafatscher Niederleger stehen, ist von mehreren Rücken und dazwischen eingeschnittenen Rinnen gekennzeichnet. Die Rücken setzen etwas unterhalb der Felswand an, an welche im obersten Abschnitt kleine Hangschuttfächer angelagert sind. Aufschlüsse aus teils sehr tonigem Sediment und gerundete sowie gekritzte Lesesteine lassen annehmen, dass der Hang ursprünglich mit dem Material eines Seiten- oder Endmoränenwalles bedeckt war, von dem heute nur noch erosive Reste übrig geblieben sind. Östlich vom Lafatscher Niederleger ist der Talboden deutlich breiter ausgebildet. Raibler Schichten stehen an beiden Talseiten an, die durch ihre leichte Erodierbarkeit für reichlichen Sedimenteintrag sorgen. So breiten sich von der Nordseite des Großen Gschnierkopfes mächtige Murschuttfächer bis zum Lafatscher Bach aus. Auch der gegenüberliegende Hang ist mit Murschuttmaterial bedeckt. Am Murschuttfächer südlich der Großen Kohlerrinne liegen Felssturzblöcke. Diese Rinne verläuft parallel zum steilgestellten Kontakt zwischen Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Da die Raibler Schichten stärker zurückwittern, bricht der nach Süden einfallende Wettersteinkalk nach, weil ihm das Widerlager fehlt. Auf der Talsohle zwischen 1.600 und 1.640 m breitet sich im östlichen Anschluss eine buckelige, von Blöcken (Durchmesser > 3 m) übersäte Felssturzmasse aus. Im Süden wird diese zunehmend vom Murschuttmaterial, das vom Großen Gschnierkopf geschüttet wird, einsedimentiert. Nach Südosten lässt sich ein schmaler Streifen aus demselben Material verfolgen, der bis an die Ostseite des Lafatscher Rosskopfes zieht. Auch an den Wall ist hangseitig Murschuttmaterial angelagert. Er zieht bogenförmig in die Nische unter dem Lafatscher Joch, wo die Felswand nach Süden zurückspringt. Die Ausbruchnische der Felssturzmasse befindet sich am Nordostgrat des Lafatscher Rosskopfes, wo eine Störungsfläche ein Schichtpaket aus senkrecht stehendem Wettersteinkalk unterschnitt. Die Felssturzmasse und der Moränenwall stauten den Lafatscher Bach so auf, dass dieser den Talboden bis auf eine Höhe von 1.655 m mit ebenen Stausedimenten verfüllte. Zwei schmale, blockbedeckte Endmoränenwälle ragen am östlichen Rand aus dieser Ebene heraus. Ein mächtiger Endmoränenwall mit einer Ost–West-Erstreckung von 250 m und seine westlich vorgelagerte Sanderfläche füllen beim Hallerangerhaus und bei der Hallerangeralm den Talboden auf. Der Wall wird vom Lafatscher Bach in einen

kleineren nördlichen Teil und einen deutlich größeren südlichen Teil getrennt. Auf dem südlichen Teil des Endmoränenwalles, auf welchem grobes Blockwerk und Wälle jüngerer Stadien von Gletschern, die vom Hang nach Norden vorstießen, liegen, wurde das Hallerangerhaus errichtet. Die Halleranger Alm befindet sich am nördlichen Teil des Walles, an welchem hangseitig Murschuttsediment angelagert ist. Dieser Endmoränenwall grenzt im Osten an eine weitere Felssturzmasse an. An einer nach Osten einfallenden Fläche glitt ein senkrecht stehendes Schichtpaket aus Wettersteinkalk aus der Nordwand der Speckkarspitze herab. Das Felssturzmaterial breitete sich bis an die gegenüberliegende Talseite und auch talaufwärts aus. Einige Blöcke kamen auf dem Endmoränenwall südöstlich des Hallerangerhauses zu liegen. Heute ist zwischen dem südlichen Endmoränenwall und der Felssturzmasse ein Bachbett eingetieft, in welchem wenige Meter östlich des Fahrweges, der das Hallerangerhaus mit der Hallerangeralm verbindet, die Quellen des Lafatscher Baches entspringen. An der Ostseite der Felssturzmasse ist eine Schwemmebene angelagert. Zwischen der Bergsturzmasse und dem Überschalljoch breitet sich eine Schichtstufenlandschaft aus. Durch glaziale und fluviatile Erosion wurden die unterschiedlich kompetenten Lithologien der E–W streichenden Raibler Schichten verschieden stark abgetragen, wodurch der Talboden im Süden durch einen Rücken und nördlich davon durch mehrere, parallel zum Tal verlaufende Tälchen gekennzeichnet ist. Auf dem Rücken ist der Hangschutt von Speckkarspitze und Signalkopf geschüttet. In der westlichen Verlängerung des Rückens befindet sich eine Blockgletscherablagerung, deren 40 m hohe Böschung nach Nordwesten weist. Ein Moränenwall zieht in der östlichen Verlängerung der Blockgletscherablagerung zur Nordwand der Speckkarspitze hin. Westlich des Überschalljochs liegen flach ausgebildete Seiten- und Endmoränenwälle, welche zwei kleine Seen aufstauen. Unter der Nordwand des Signalkopfes befindet sich eine wellig-kuppige Geländeoberfläche mit zahlreichen Toteislöchern.

Kar des Lafatscher Hochlegers

Der hinterste Karwinkel wird Grubach genannt. Mächtige Moränenwälle im westlichen und nördlichen Teil und Hang- bzw. Murschutt an der Nordwand der Gleirsch-Halltal-Kette charakterisieren das Kar. Das Grubach-Kar ist mit über 10 m mächtigen, Ost–West verlaufenden, von Blöcken übersäten, gestaffelten Seiten- und Endmoränenwällen ausgefüllt. Dazwischen liegt Ausschmelzmoräne, die auch mit zahlreichen Blöcken bedeckt ist. Der nördlichste der Seitenmoränenwälle biegt beinahe rechtwinkelig nach Norden um. Dieser Wall wird an der Westflanke durch zwei Murschuttrinnen zweimal unterbrochen und von Murschuttmaterial verschüttet. Der Wall umschließt den zentralen, tief ausgeschürften Teil dieses Kares, an dessen Nordrand sich mehrere tiefe Einsturztrichter befinden. Im Nordabschnitt dieser Hohlform ist eine Sanderfläche angeschlossen. Östlich des Lafatscher Hochlegers befindet sich die wellig-kuppige Landschaft einer Ausschmelzmoräne, die im Norden von undeutlich geformten Endmoränenwällen begrenzt ist. Nach Norden anschließend und teilweise vom Material der Endmoränenwälle überdeckt, liegen die Reste zweier rechtsseitiger Seitenmoränen und auf gleicher Höhe im Westen die korrespondierenden linksseitigen Wälle. Die Karstufe ist mit steil geböschten diamiktischen Sedimenten überlagert, die als Sanderfläche von der Stirn eines Gletschers in das Lafatscher Tal geschüttet wurden. Im Graben zwischen 1.520 und 1.580 m ist mehrere Dekameter mächtiger, teilweise geschichteter Diamikt aufgeschlossen. Zwei weitere Wälle setzen unterhalb der Felsstufe im Nordosten des Kares auf 1.540 m an. Der westliche Wall ist parallel zum Bachverlauf bis zum Lafatscher Bach auf 1.360 m zu verfolgen. Zwischen letzterem Wall und einem weiter östlich ansetzendem Rücken verläuft eine Paläorinne.

Kar zwischen Kleinem und Mittlerem Gschnierkopf (Kleines Gschnierkar, laut Alpenvereinskarte Bl. 5/2 Karwendelgebirge Mitte)

Das Kar wird von den unregelmäßig gezackten Rücken des Kleinen und Mittleren Gschnierkopfes im Westen bzw. Osten eingerahmt und rückwärts von der Nordwand der Bachofenspitzen überragt. In diesem Kar ist ein morphologisch gut erhaltener Moränenwall anzutreffen, der den südlichen Teil des Kares nach Norden zum Lafatscher Tal abgeriegelt. Sein Kamm verläuft auf einer Höhe von 1.740 m und erhebt sich rund 15 m über dem Karboden. An der steilen Innenseite der Böschung wittern Blöcke mit Durchmessern von über 1 m hervor. Im Westen geht der Kamm in einen wenige Meter breiten, von Blöcken übersäten, an die Westflanke angepressten Seitenmoränenwall über. Im Osten hingegen ist der Seitenmoränenwall breiter und im südlichen Abschnitt flach als kleine Eisrandterrasse ausgebildet. Der von den Wällen umschlossene Karboden ist mit umgelagertem Murschuttmaterial aufgefüllt, so dass die ursprünglich durch Ausschmelzmoräne unruhige und von Toteislöchern durchsetzte Oberfläche nur noch stellenweise erkennbar ist. Das Material stammt von Murschuttkegeln, die an den Wandfuß der Bachofenspitze angelagert sind und den südlichsten Bereich des Kares dominieren. Die Nordseite des Endmoränenwalles fällt keilförmig nach Norden bis auf eine Höhe von 1.620 m ab. An den Wall schließt sich westlich des Grabens, der aus dem Kar ins Lafatscher Tal führt, eine blockbedeckte Masse mit unruhiger Oberfläche an. Im Westen wird diese vom Material eines Murschuttfächers überlagert. Nördlich dieses Fächers, zwischen 1.605 und 1.630 m auf der Felsstufe, die das Kar vom Lafatscher Tal trennt, liegt der Rest eines linksseitigen Moränenwalles. Der Hang unterhalb der Felsstufe ist von zahlreichen Paläorinnen, die durch Schmelzwasserabfluss entstanden sind, eingeschnitten. Ein kurzer, Nord–Süd verlaufender Rücken, der östlich der Weggabelung Lafatscher Tal–Lafatscher Hochleger (Bildbaum in ÖK) nach Süden zu diesem Kar zieht, begrenzt die Erosionsformen im Osten und scheint der Rest einer Kegelform zu sein.

Kar zwischen Mittlerem und Großem Gschnierkopf (Großes Gschnierkar, laut Alpenvereinskarte Bl. 5/2 Karwendelgebirge Mitte)

Im Gegensatz zu den beiden westlich gelegenen Karen fließt aus diesem Kar ein Bach, der beim Lafatscher Jagdhaus (auf einer Höhe von ca. 1.500 m) in den Lafatscher Bach mündet. Dieser schnitt sich in Form einer Klamm tief in die Raibler Schichten ein, so dass nur der südlichste Bereich ab einer Höhe von 1.760 m als flacher Karboden ausgebildet ist. Auf dem Felsband orografisch links der Klamm, auf rund 1.650 m, liegt ein erhabener Sedimentkörper, der westseitig von einer kleinen Wallform begrenzt ist. Im südlichen Teil des Kares lassen sich vier

unterschiedliche Stadien von Endmoränenwällen auseinander halten. Bis auf die beiden jüngsten Stadien nahe der Felswand im Süden sind die Wälle breit, rund und ohne deutlich geformte Kämme ausgebildet. Der älteste und am tiefsten gelegene Wall biegt von der orografisch linken Talseite nach Nordosten um und endet auf rund 1.670 m Höhe. Das rechtsseitige Gegenstück ist nur als schmaler, kleiner Rest eines Walls zu erkennen, der eine südlich von ihm gelegene Hohlform an der Talflanke einrahmt. Ein Anriss in der Böschung zeigt, dass diese Hohlform in bis zu 10 m mächtigem, lockerem Diamikt eingetieft ist, der über anstehenden Raibler Schichten liegt. Diese beiden korrespondierenden Wälle werden von der Klamm durchbrochen. Weiter südlich ist ein Endmoränenwall abgelagert, der nach Westen in einen gestaffelten Seitenmoränenwall übergeht, welcher sich zum Mittleren Gschnierkopf hinaufzieht. Dieser Wall überlagert den vorhin beschriebenen linken Seitenmoränenwall, der, eingeebnet, noch kurz weiter nach Süden zu verfolgen ist, wo er durch die nächst jüngere Wallform auf 1.760 m erosiv begrenzt ist. Die jüngsten und rund 15 m höher gelegenen Moränen wurden abgelagert, als sich das Eisfeld ganz an den Nordfuß des Großen Lafatscher zurückzog. Westlich vom Bach liegt ein mit Hangschutt bedeckter Sedimentkörper einer End- oder Ausschmelzmoräne und östlich davon finden sich gestaffelte Seitenmoränenwälle. Der dazugehörige rechtsseitige Wall zieht aus der Nische zwischen der Nordwand des Großen Lafatscher und einem nördlich davon gelegenen Rücken nach Westen zum Bachbett. Der westliche Teil des Eisfeldes scheint früher kollabiert zu sein, während der östliche Teil durch die geschützte Lage sich etwas länger halten konnte.

Kar an der Ostseite des Großen Gschnierkopfes (Kohlerkarl, laut Alpenvereinskarte Bl. 5/2 Karwendelgebirge Mitte)
Zwischen dem Ostgrat des Großen Gschnierkopfes und der Nordwand des Lafatscher Rosskopfes liegt das kleine Kohlerkarl. An den erwähnten Grat angeschmiegt, ist eine deutliche Wallform zu erkennen, die nach Nordosten zusehends unter Hang- und Murschutt verschwindet. Der Wall eines jüngeren Gletscherhaltes ist nur noch als Erosionsrest am Fuß des Lafatscher Rosskopfes zu erkennen.

Lafatscher Joch
Die breite passartige Hochfläche des Lafatscher Jochs (2.081 m) stellt eine tiefliegende Verbindung zwischen dem Halltal (Inntal) und dem Lafatscher Tal (Hinterau-/Isartal) dar. Die Kare unterhalb der Speckkarspitze und des Großen Lafatscher sind mit Hangschutt bedeckt. Am Westhang der Speckkarspitze, auf einer Höhe von 2.140 m, befindet sich ein Endmoränenwall, welcher mit einem rechten Seitenmoränenwall in Verbindung steht, der weiter in das Kar Richtung Gipfel hochzieht. Unterhalb des Endmoränenwalls ist der Hang mit umgelagertem, diamiktischem Material bedeckt. Das Kar am Osthang des Kleinen Lafatschers (Jochreisen, laut Alpenvereinskarte Bl. 5/2 Karwendelgebirge Mitte) bildet zwischen 2.100 und 2.125 m eine Verebnung, die, dicht bewachsen, mit Löchern und Senken übersät ist. Nördlich des Lafatscher Jochs, an den Südwestgrat der Speckkarspitze angeschmiegt, befindet sich eine kleine Blockgletscherablagerung. Das weiter südlich gelegene Joch ist mit einem Diamikt aus Blöcken und Schutt in einer tonigen Matrix bedeckt, der in Form mehrerer Girlanden ausgebreitet ist.

Prozesse

Lafatscher Tal
Im Lafatscher Tal geben drei Moränenwälle am Talboden und weitere kleinere Wallformen nördlich unterhalb der Speckkarspitze und des Signalkopfes Hinweise auf den Vorstoß von Gletscherzungen. Die Wallformen beim Lafatscher Niederleger geben weder morphologisch noch anhand der Sedimente eine eindeutige Auskunft über deren Entstehung. Möglicherweise handelt es sich um die Reste einer stark erodierten Seitenmoräne. Hinweise auf eine ehemals stärkere Erosionstätigkeit geben die Murschuttfächer östlich des Lafatscher Niederleger. Das Material wurde früher bis an den Lafatscher Bach geschüttet. Heute ist der Fächer nur mehr im obersten Bereich aktiv. Nachdem das Eis schon stark zurückgewichen und das Tal vermutlich stellenweise schon eisfrei war, kam es aus den Nordflanken von Lafatscher Rosskopf und Speckkarspitze zu Felssturzereignissen. Die Felssturzmasse auf der Kohleralm wurde vermutlich auf einer Eiszunge abgelagert, die vom „Durchschlag“ (siehe Alpenvereinskarte Bl. 5/2) an der Westseite der Speckkarspitze in einem Bogen nach Westen in das Tal vorstieß. Der Sturzkegel wurde gegen einen Seitenmoränenwall geschüttet. Da zwischen dem Sturzkegel nordöstlich unterhalb des Lafatscher Rosskopfes und der Felssturzmasse ein Bereich des Talbodens mit Blöcken ausgespart ist, ist der talauswärtige Materialtransport durch das Eis naheliegend. Da die Felssturzmasse den Bach aufstaute, füllte sich der Talboden östlich davon mit Rückstausedimenten. Ein mächtiger Endmoränenwall riegelt das Lafatscher Tal im Meridian der Speckkarspitze ab; auf diesem stehen die Hallerangeralm und das Hallerangerhaus. Von der Stirn des Walles breitet sich eine Sanderfläche aus, die zwischen 1.660 und 1.700 m mit Felssturzmaterial bedeckt ist, das vom Lafatscher Rosskopf abbrach. An den Endmoränenwall und die Sanderfläche sind Murschuttsedimente angelagert, die von der nördlichen Talflanke stammen und welche heute in die Luft ausstreichen. Der Lafatscher Bach durchschnitt das Moränenmaterial und grub sich bis auf den anstehenden Fels ein. Eine weitere Felssturzmasse breitet sich östlich dieses Walles aus. Das Material ist in diesem Falle von der Nordabdachung der Speckkarspitze zu beziehen. Einige Blöcke kamen auf dem südlichen Teil des Endmoränenwalles und auf den Blockgletscherablagerungen unterhalb der Speckkarspitze zu liegen. Daher scheint dieser Felssturz jünger als der vom Lafatscher Rosskopf zu sein, da sich zur damaligen Zeit das Eis schon bis ganz an die Südseite des Tales zurückgezogen hatte. Aus den Karen an der südlichen Talseite zwischen dem Gumpenkopf und dem Großen Gschnierkopf stießen drei Gletscherzungen in das Lafatscher Tal vor. Im Vorfeld dieser Gletscher lagerte sich fluviatil umgelagertes Material an. Die Talflanke unterhalb der Kare ist mit diesem Material bis an den Lafatscher Bach bedeckt. Zahlreiche Paläorinnen zeigen, dass sich das Schmelzwasser abseits der heutigen Gerinne in das Sediment eingrub. Durch den Lafatscher Bach und die Gerinne aus den Karen werden diese unsortierten, mit Blöcken durchsetzten Sedimente, wie z.B. beim Lafatscher Jagdhaus, angeschnitten und erodiert.

Kar des Lafatscher Hochlegers
In diesem Kar lassen sich mindestens fünf verschiedene spätglaziale Gletscherstände einer nach Norden vorstoßenden Gletscherzunge auseinander halten. Da das Nähr-

gebiet wegen des im Südwesten gelegenen Grubach deutlich größer als in den östlicher gelegenen Karen ist, konnte das Eis auch verhältnismäßig weit ins Lafatscher Tal vorstoßen. Die beiden Seitenmoränenwälle, die unterhalb der Karschwelle ansetzen und bis zum Lafatscher Bach hinunter ziehen, stellen das älteste Stadium dar. Die Böschungen dieser Wälle sind erosiv überprägt. Die dem Bach zugewandte Seite des mächtigeren Walles wirkt terrassiert, zwischen den beiden Wällen verläuft eine Paläorinne. Die Reste der scharf akzentuierten Seitenmoränenwälle, die auf der Karstufe liegen, stellen den nächst jüngeren Stand dar. Die Eiszunge reichte in diesem Stadium gerade noch über die Karschwelle nach Norden in das Lafatscher Tal hinab. Nach einem weiteren Rückzug des Eises wurde der mächtige, von Murschuttsediment bedeckte Seitenmoränenwall abgelagert. Sowohl die von Endmoränenwällen umgebene Ausschmelzmoräne als auch die östlich daran anschließende fluviatil überprägte Oberfläche sind dem nächst jüngeren Halt zuzuschreiben. Während an der Ostseite des Kares das Eis wegen der längeren Sonneneinstrahlung früher kollabierte und es zur Ablagerung der Ausschmelzmoräne kam, konnte es sich im zentralen Teil länger halten. Von seiner Stirn wurde eine Sanderfläche bis über die Karschwelle nach Norden geschüttet. Als sich das Eis nach Süden in den Schutz der Felswände zurückgezogen hatte, lagerte eine schmale Eiszunge südlich des mächtigen, umbiegenden Seitenmoränenwalles mehrere Staffeln von Endmoränenwällen und einen weiteren Seitenmoränenwall ab. Da die Endmoränenwälle an ihrer Südseite gestaucht aussehen und an dieser Stelle ein weiterer Wall ansetzt, könnte zeitgleich ein Eisfeld am Fuß der Kaskarspitze existiert haben. Bei den teils über einen Meter tiefen Löchern südlich des Lafatscher Hochlegers dürfte es sich um Einsturztrichter handeln, die durch Lösung von Evaporiten in den Raibler Schichten im Untergrund bedingt sind, da auch das Material des Murschuttfächers eingesunken ist.

Kar zwischen Kleinem und Mittlerem Gschnierkopf (Kleines Gschnierkar)
Anhand der Moränenwälle lassen sich zwei Vorstöße der Gletscherzunge festhalten. Der Rest des Moränenwalles auf dem Felsband orografisch links vom Graben bezeugt, dass die Eiszunge bis über diese Stufe ins Lafatscher Tal reichte. Nachdem sich das Eis weiter nach Süden zurückgezogen hatte, lagerte es einen deutlich mächtigeren, steil zum Lafatscher Tal geböschten Moränenwall ab. An seinem Verlauf ist zu erkennen, dass sich das Eis leichter an der schattigeren Westseite halten konnte, wo der Seitenmoränenwall dünn an die Felswand angelagert ist. An der weniger günstig exponierten Ostseite hingegen sind ein wesentlich breiterer Seitenmoränenwall und eine südlich angeschlossene Eisrandterrasse abgelagert. Im Norden ist der Übergang von der Böschung des Endmoränenwalles zu verschwemmtem, diamiktischem Material fließend. Möglicherweise ist die Senke orografisch links des Grabens über der Felsstufe auch ursprünglich mit Ausschmelzmoräne verfüllt gewesen. Rege Umlagerungstätigkeiten und die Bedeckung mit Murschuttmaterial von der Westflanke charakterisieren diesen Abschnitt. Wallformen von jüngeren Gletscherständen sind aufgrund der starken Umlagerungstätigkeit der Murschuttfächer im höher gelegenen Karbereich nicht mehr erhalten.

Kar zwischen Mittlerem und Großem Gschnierkopf (Großes Gschnierkar)
Die hier vorgefundenen Moränenwälle zeigen eine deutlich rundere und weniger markante Ausbildung im Gegensatz zu den Wällen in den östlich gelegenen Karen. Von den im südlichen Abschnitt gelegenen Moränenwällen zeichnen die beiden ältesten und am weitesten nach Norden reichenden Wälle die Form einer lang gestreckten Gletscherzunge nach. Die beiden jüngeren Wälle erstrecken sich hingegen quer zum Kar. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass sich die Gletscherzunge zwar für eine gewisse Zeit stabilisieren, aber nicht weiter vorstoßen konnte. Etwa 15 m höher liegen die Wälle des jüngsten Stadiums. Das Eisfeld zog sich ganz an den Wandfuß des Großen Lafatscher zurück. Westlich des Baches liegt ein mit Hangschutt bedeckter Sedimentkörper einer End- oder Ausschmelzmoräne. An seiner Ostseite sind gestaffelte Seitenmoränenwälle angelagert. Der dazugehörige rechtsseitige Wall zieht aus der Nische zwischen der Nordwand des Großen Lafatscher und einem nördlich davon gelegenen Rücken nach Westen zum Bachbett.

Lafatscher Joch
Das Joch wurde vom Eis als Transfluenzpass genutzt und ist dementsprechend glatt geschliffen. In den Karen unterhalb der Speckkarspitze und des Kleinen Lafatscher bezeugen Moränenwälle und diamiktische Sedimente sowie nördlich des Kreuzes am Lafatscher Joch eine Blockgletscherablagerung einen spätglazialen Gletscherstand. Dies ist anhand eines End- und Seitenmoränenwalles am Westhang der Speckkarspitze klar zu erkennen. Am gegenüberliegenden Osthang des Kleinen Lafatscher ist zwar diamiktisches Material auf der Verebnung im Kar abgelagert, es ist aber keine Wallform erkennbar. Hingegen scheint das Lockermaterial kreisrunde Senken mit Durchmessern von mehreren Metern und Rinnen des im Untergrund anstehenden Wettersteinkalkes zu überziehen. Insofern sind diese Hohlformen als Dolinen zu sehen. Zwei kleine Endmoränenwälle nördlich des Lafatscher Jochs zeugen davon, dass eine schmale Eiszunge zwischen der Verebnung im Kar und dem Südostgrat des Kleinen Lafatscher lag. Das Eis konnte, ohne eine Stufe zu überwinden, auf die Hochfläche fließen und schmolz daher vermutlich nach dem Kollabieren auf der Verebnung zwischen 2.100 und 2.125 m ab. Auch hier sind kleine, von den Wällen umschlossene Dolinen anzutreffen. Bei den girlandenförmigen Körpern aus stark tonigem Diamikt an der Südseite des Lafatscher Jochs könnte es sich ursprünglich um Grundmoräne gehandelt haben, die durch Permafrosttätigkeit weiter verformt wurde.

Einzugsgebiet des Rosslochs

Morphologie und Verbreitung quartärer Sedimente

Rossloch im engeren Sinn
Das Rossloch ist eines der beiden Quelltäler des Hinterautales, genau genommen bildet es dessen Talschluss. Als schmales Trogtal führt es von der Kastenalm (1.220 m) bis auf 1.430 m an den Fuß der Karstufe von Sonn-, Bock- und Rosskar und der Schneepfanne. Im Süden wird es vom steilen Nordabfall des Reps und vom Gipfelzug aus Sunntiger- Halleranger- und Gamskarspitze begrenzt. Kurz nach dem Mündungsbereich zweigt zwischen dem Heissenkopf (2.038 m) und dem Südwestgrat der Südlichen

Sonnenspitze das Tal des Moserkarbachs nach Norden ab. Das Rossloch setzt sich nach dieser Talweiterung ostwärts schmal und U-förmig zwischen senkrechten Felswänden fort. Bis zum Hinteren Boden auf etwa 1.630 m ist an beiden Talflanken durchgehend Hang-, Mur- und Sturzschutt angelagert. Das Tal verfügt über keinen durchgehenden, permanenten Oberflächenabfluss. Der Bach, der vom Hinteren Boden in das Rossloch fließt, versickert nach wenigen 100 m in den Schottern des Talbodens. Die Talsohle lässt sich in vier Abschnitte gliedern. Der westlichste Abschnitt zwischen 1.220 m und 1.320 m steigt gleichmäßig an und wird im zentralen Teil von Flussablagerungen dominiert, welche hauptsächlich vom Moserkarbach und in geringerem Ausmaß von einem ehemaligen Bach aus dem Rossloch angelagert wurden. An der Mündung des Moserkarbachs orografisch links, am Fuß eines Murschuttkegels, liegt der Rest eines Moränenwalls. Dieser ist an der Westseite vom Moserkarbach anerodiert und hangseitig vom Material des vorbauenden Murschuttfächers bedeckt worden. Südlich von Punkt 1.266 m befindet sich ein vorgelagerter, blockreicher Sedimentkörper. Da keine Abbruchstelle in der Nordwand des Reps zu erkennen ist, dürfte es sich dabei vermutlich um glaziale Ablagerungen handeln. Der mittlere Talabschnitt ist mit glazialen Sedimenten und Murschuttablagerungen verfüllt. Auf einer Höhe von 1.320 m steigt der Talboden an, da hier zwei Endmoränenwälle und Ausschmelzmoräne abgelagert wurden. Beide Wälle befinden sich auf der orografisch rechten Talseite und die Ausschmelzmoräne verteilt sich über den Talboden und die südliche Talflanke. Östlich dieser glazialen Ablagerungen drängen sehr aktive Murschuttkegel in das Tal vor, die aus Rinnen an der Südwestflanke der Sonnenspitze mit Sediment beliefert werden. Hier ist die Talsohle vollständig mit abwechselnd von Norden und Süden geschüttetem Murschuttmaterial verfüllt. Der Talboden weitet sich zwischen 1.360 und 1.415 m erneut in Form einer Schwemmebene, die sich zwischen den Murschuttkegeln ausbreitet. Der höchstgelegene Talabschnitt ist mit Rückstausedimenten ebenflächig verfüllt, als Stauer dient das im mittleren Talabschnitt abgelagerte Murschuttmaterial. Dieser Talboden reicht im Osten bis an eine Felsstufe auf 1.440 m heran. Zwischen 1.440 und 1.630 m verläuft das Tal in anstehendem Wettersteinkalk und wird Hinterer Boden genannt. Unter einer Felsstufe auf 1.680 m befindet sich ein Quellaustritt, so dass in diesem Talabschnitt permanent Wasser fließt. Aus zahlreichen Rinnen an beiden Talseiten wird Murschuttmaterial geschüttet. Auf etwa 1.600 m und zwischen 1.640 und 1.660 m orografisch rechts liegen die Reste zweier seitlicher Endmoränenwälle. Der Hintere Boden wird viertelkreisförmig im Norden, Nordosten und Osten von einer teils felsigen Karstufe umrahmt. Im Osten steigt die Karstufe bis auf rund 2.100 m, im Norden auf rund 2.300 m an. Darüber breitet sich eine durchgehende Karfläche aus, die sich von der Nördlichen und Südlichen Sonnenspitze im Westen bis unterhalb der Gipfel von Bockkarspitze, Laliderer Spitze, Dreizinkenspitze im Norden, Grubenkarspitze, Rosslochspitze und Hochkanzel im Osten erstreckt.

Schneepfanne
Dieses Kar schmiegt sich an den Fuß der Nordwand der Gipfelkette Halleranger-, Gamskar-, Brandlspitze, Hochkanzel an. Der höchste Teil der Schneepfanne wird vom Westgrat der Rosslochspitze, von der Rosslochscharte und vom Nordgrat der Gamskarspitze kesselförmig umschlossen. Die wannenförmige Vertiefung entlang der Felswand und der daran anschließende Rücken sind strukturell im Wettersteinkalk vorgezeichnet. Eine W-E streichende Antiklinal- und im Norden eine anschließende Synklinalstruktur pausen sich an der Oberfläche auch morphologisch durch. Schwach akzentuierte, undeutlich gestaffelte Moränenwälle sind auf der Nordseite des Rückens abgelagert. In der wannenförmigen Vertiefung nahe der Wand liegen auf einer Höhe von 2.060 und 2.100 m diamiktische Sedimentkörper mit Blöcken, deren Durchmesser bis zu 2 m erreichen. An den höher gelegenen Sedimentkörper schließt sich an der Ostseite ein seitlicher Endmoränenwall an, der in das Kar unterhalb der Rosslochscharte zieht.

Rosskar
Dieses Kar liegt östlich des Hinteren Boden und ist über eine von senkrechten Gräben durchzogene Steilstufe, die durch zwei Verflachungen unterbrochen ist, zu erreichen. Diese Gräben sowie die flacheren Stufen sind von steilen W–E streichenden und flacheren N–S streichenden Störungsflächen vorgezeichnet. Auf der Stufe zwischen 1.800 und 1.900 m liegen inmitten von Hang- und Lawinenschutt die Reste zweier spitz zusammenlaufender Moränenwälle. Der südliche Teil der Karfläche, die sich über 2.100 m mit mäßiger Steigung bis unterhalb der Gipfelwände ausbreitet, besteht aus verkarsteten Schichtköpfen des gebankten Wettersteinkalks. Der Karboden ist unterhalb der Grubenkarspitze als strukturelle Fläche parallel zum Einfallen der Schichten nach S und SSE angelegt. Glaziale Ablagerungen sind auch in der Rinne östlich des Felsriegels, welcher das Ross- vom Bockkar trennt, zu finden. Zwischen 2.160 und 2.200 m sind girlandenförmige, knapp 1 m mächtige Wälle entwickelt.

Bockkar
Das Bockkar liegt nördlich des Hinteren Boden über einem felsigen Hang. Ab einer Höhe von 1.880 m bis zur Karschwelle auf rund 2.100 m ist dieser Hang mit Lawinenschutt bedeckt. Darüber ist die Karfläche durch hervorwitternde Schichtköpfe geprägt. Westlich vom Riegel, der das Bockkar vom Rosskar trennt, befindet sich eine schleierförmige, diamiktische Ablagerung. Südlich der Laliderer Spitze ist der Wettersteinkalk stark verkarstet, so dass einige Dolinen anzutreffen sind.

Sonnkar
Dieses Kar mündet über einer Felswand nordwestlich des Hinteren Boden in das Rossloch. Die Wände unterhalb der Südlichen und Nördlichen Sonnenspitze sowie der Bockkarspitze sind mit Hangschutt bedeckt und umschließen den felsigen Karboden. An der Westseite lässt sich zwischen 2.060 und 2.280 m Höhe ein geschwungener, Nord–Süd verlaufender Moränenwall verfolgen. In der Senke zwischen anstehendem Wettersteinkalk und der Hangschuttschürze südlich der Bockkarspitze liegt eine buckelige und von grobem Blockwerk bedeckte Lockergesteinsmasse. In der Scharte östlich der Bockkarspitze ist eine steile, N–S streichende Störungsfläche zu erkennen, deren weiterer Verlauf mittels einer Rinne zu verfolgen ist, die im östlichen Teil des Kares bis in das Rossloch führt.

Prozesse

In den großen Karen, die über das Rossloch zu erreichen sind, und im Tal selbst sind nur relativ wenige Spuren der

ehemaligen Vergletscherung erhalten geblieben. Der Rest eines Moränenwalles an der Mündung des Moserkarbaches orografisch links könnte zu einem Endmoränenwall einer aus dem Tal des Moserkarbaches nach Süden vorstoßenden Gletscherzunge gehören. Es ist aber auch möglich, dass es sich um einen Mittelmoränenwall handelt, der zwischen den zusammentreffenden Eiszungen aus dem Rossloch und dem von Norden einmündenden Moserkartal abgelagert wurde. Die beiden Moränenwälle, welche auf 1.350 m im mittleren Abschnitt des Rosslochs liegen, scheinen von einem kleinen Gletscher zu stammen, welcher von der südlichen Talflanke nach Norden und Nordwesten vorgestoßen ist. Insofern ist kein eindeutiger sedimentärer Hinweis für einen Talgletscher im Rossloch vorhanden, nur die steilen Troghänge zeugen von seiner einstigen glazialen Tätigkeit. Die Talsohle wurde westlich der Wälle mit Schmelzwassersedimenten eingeebnet; sie wird heute vermehrt von Hang- und Murschuttsedimenten überlagert. Die topografischen Bedingungen erschwerten möglicherweise einer Gletscherzunge das Vorstoßen bis in das Tal. Die Karflächen bieten zwar flächenmäßig ein großes Nährgebiet, aber die Süd- bzw. Westexposition speziell von Roß- und Bockkar sind für die Akkumulation von Gletschereis nicht optimal. Außerdem müssen vom Gletscher über 500 Höhenmeter von der Karschwelle bis zum Hinteren Boden überwunden werden. Schmale und geringmächtige Wallformen am Hinteren Boden und auf den Verflachungen des Rosskars zeugen vom Ansatz dünner Eiszungen, die Stufe zu überwinden. Nur in den geschützteren Lagen, wie in der Schneepfanne und an der Westseite des Sonnkars konnten sich kleinere Eisfelder halten. In der Schneepfanne lassen sich vier Gletscherstände unterscheiden: Die schleierförmigen, geringmächtigen Wallformen am West–Ost verlaufenden Rücken zeigen die ältesten Wallformen. Die Moränenwälle der drei jüngeren Stadien liegen alle in der parallel zur Felswand verlaufenden Senke, da sich das Eis schon deutlich weiter zurückgezogen hatte. Diese Wälle sind aus wesentlich gröberem Material zusammengesetzt als die des ältesten Stadiums, die aus cm-großen Klasten mit wenig Ton und Silt aufgebaut sind. Die Flussablagerungen westlich des Moserkarbaches wurden, dem Gefälle nach zu schließen, aus dem Rossloch geschüttet. Heute reicht die Abflussmenge aber offensichtlich nicht aus, um diese ebene Fläche anzulegen. Auch ist keiner der umliegenden Schuttkegel erodiert worden. Insofern wurden diese Flussablagerungen zu einer Zeit abgelagert, als aus dem Kar genügend Schmelzwasser angeboten wurde, welches mit ausreichender Kraft den Schutteintrag von den Talseiten erodieren konnte.

Raukarl, Moserkar, Großes und Kleines Kühkar

Morphologie und Verbreitung quartärer Sedimente

Raukarl, Moserkar, Großes und Kleines Kühkar vereinigen sich zum Tal des Moserkarbaches (Unteres Moserkar, laut Alpenvereinskarte Bl. 5/2 Karwendelgebirge Mitte). Dies gilt auch für die Bäche aus dem Raukarl und aus dem Großen Kühkar, die ab 1.540 m Höhe als Moserkarbach in das Rossloch fließen. Das Bachbett verläuft für rund 150 m südlich des Zusammenflusses in terrassierten Sedimenten, unterhalb schneidet sich der Bach schluchtförmig in den felsigen Talboden ein. Der Bach überwindet den Höhenunterschied in das 100 m tiefer gelegene Rossloch in einer schönen Klamm. Am Übergang von der Trogsohle zum Troghang ist Hangschutt angelagert, welcher große diamiktische Sedimentkörper bedeckt, die von der Talsohle teilweise bis an die Felswände hinaufziehen. Der Wall auf der orografisch rechten Seite über der Klamm und ein weiterer orografisch links im mittleren Talabschnitt sind eindeutig als spitzwinkelig zusammenlaufende Endmoränenwälle auszumachen. Südlich des Zusammenflusses der Bäche aus dem Raukarl und Großen Kühkar ist ein weiterer rechtsseitiger Moränenwall erkennbar. Auch unter der Karstufe des Raukarl ist orografisch rechts ein seitlicher Endmoränenwall ausgebildet, dessen korrespondierender, linksseitiger Wall steil aus dem Moserkar herunterzieht. Die anderen Sedimentkörper sind erosiv überformt. Am Zusammenlaufen von Raukarl und Moserkar (von Norden) und von Großem und Kleinem Kühkar (von Nordosten) ist am Südwesthang der Moserkarspitze (2.533 m) ein mächtiger Mittelmoränenwall angelagert. Er wird an seiner Basis von den beiden Bächen, die aus den Karen fließen, angeschnitten und reicht bis auf eine Höhe von 1.760 m. An seiner Ostseite geben Aufschlüsse Einblick in den internen Aufbau.

Großes und Kleines Kühkar

Das Große Kühkar erstreckt sich nordwestlich der mächtigen Südlichen und Nördlichen Sonnenspitze. Das Kar ist im unteren Teil V-förmig angelegt und steht mit dem Tal des Moserkarbaches stufenlos in Verbindung. Das Kleine Kühkar mündet von Norden als Hängetal in das Große Kühkar. Beide Kare sind durch den abgeschliffenen Gratrücken der Kühkarlspitze (2.464 m) voneinander getrennt und werden gegen Westen durch den Südwestgrat der Moserkarspitze (2.533 m) begrenzt. Der Bach aus den Kühkaren erodiert im Mündungsbereich zwischen 1.590 und 1.620 m einen stark überformten Endmoränenwall. Dieser liegt orografisch rechts direkt dem oben genannten Mittelmoränenwall auf, der von den Eiszungen aus dem Raukarl bzw. Moserkar und aus dem Kleinen und Großen Kühkar angelagert wurde. Im Bereich zwischen 1.660 und rund 1.700 m liegen ein älterer, spitz zusammenlaufender, mit reichlich Blockwerk bedeckter Endmoränenwall und ein linksseitiger, jüngerer und stark erodierter Moränenwall. Diese beiden Wälle verfüllten das Tal, wodurch sich taleinwärts zwei Murschuttfächer anlagerten. An der Nordwestwand der Südlichen Sonnenspitze setzen mehrere Murschuttkegel an, die heute in die Luft ausstreichen. Sie wurden zu einer Zeit gebildet, als das Bezugsniveau für die Schuttanlieferung noch höher lag, vielleicht durch eine Gletscherzunge bedingt. Südlich der Einmündung des Kleinen Kühkar liegen zwei kleine, gestaffelte rechtsseitige Moränenwälle. Im Großen Kühkar ist erst wieder ab 2.210 m glaziales Sediment anzutreffen. Ein geringmächtiger aber deutlich ausgebildeter Moränenwall liegt auf felsigem Untergrund und umrahmt eine buckelige, blockdurchsetzte Masse zwischen 2.220 und 2.280 m. Der felsige und verkarstete Karboden ist von allen Seiten von Hangschutt gesäumt. Der Karboden des Kleinen Kühkars ist zwischen 2.055 und 2.100 m mit Ausschmelzmoräne ausgefüllt. Im südlichen Bereich ist diese von Toteislöchern durchsetzt, im höher gelegenen Teil mit Blöcken übersät. Im Osten und Süden wird die Moräne von einem Seiten- bzw. Endmoränenwall umgeben, der auf der Felsstufe liegt, welche Großes und Kleines Kühkar voneinander trennt. Der Wall fällt steil geböscht nach Süden zum Großen Kühkar ab. Eine in den Wall eingeschnittene Rinne fungiert als Sedimentlieferant

für die Aufschüttung unterhalb der felsigen Stufe. Der felsige Karboden zwischen 2.200 und 2.270 m ist mit Moränenstreu bedeckt. In einer kleinen Verflachung auf 2.280 m liegt Ausschmelzmoräne in Form einer 1–2 Meter mächtigen Schutt- und Blockbedeckung, die eine wellige Oberfläche zeigt. Moränenstreu und ein geringmächtiger aber deutlich zu erkennender Moränenwall sind des Weiteren auch auf dem flach ausgebildeten Südwestgrat der Kühkarlspitze zwischen 2.300 und 2.320 m anzutreffen.

Moserkar

Das Moserkar liegt westlich vom Kleinen Kühkar zwischen den schmalen und parallel verlaufenden Südwestgraten der Moserkarspitze (2.533 m) und dem namenlosen Gipfel mit der Höhe 2.526 m. Das Kar ist über eine rund 500 m hohe Karstufe mit dem Tal des Moserkarbachs verbunden. Auf dieser liegt zwischen 1.600 und 1.840 m ein stark erosiv überformter Sedimentkörper aus Diamikt. Im Moserkar ist der zentrale Teil des Karbodens bis auf 2.360 m felsig ausgebildet. Der Hang- und Murschutt, welcher am Fuß des Südwestgrates der Moserkarspitze ansetzt, ist zwischen 2.020 und 2.220 m an einen linksseitigen Moränenwall angelagert, der auf einer Höhe von 2.100 m in einen Endmoränenwall umbiegt. Südlich an den Endmoränenwall ist ein weiterer Wall angeschlossen, der von einem Gletscher stammt, der nach Südwesten vorstieß. Am Osthang der Östlichen Moserkarspitze ist ein von Hangschutt bedeckter, girlandenförmiger Wall ausgebildet.

Raukarl

Dieses größte der vier Kare erstreckt sich zwischen dem kurzen, scharfen Südgrat von Punkt 2.526 m und dem langen und mächtigen Südgrat der Kaltwasserkarspitze. Unter der Kaltwasserkarspitze (2.733 m) und der Westlichen Moserkarspitze (2.660 m) ist das Kar nach Norden ausgebuchtet. Ein Nord–Süd verlaufender Moränenwall trennt den Karboden in einen östlichen und einen westlichen Abschnitt. Im Westen ist dieser als konvexer, rund geschliffener und verkarsteter Felsrücken vorwiegend ohne Sedimentbedeckung. An seiner Ostseite befinden sich drei stark überformte Wallreste. Hingegen ist der östliche Teil als Hohlform angelegt, die überwiegend mit quartären Sedimenten ausgefüllt ist. Über der Felsstufe auf 2.100 m liegt ein Endmoränenwall, der U-förmig Tälchen und Rücken nachzeichnet. Nördlich schließt eine von Toteislöchern übersäte Fläche an, die nach oben in eine blockbedeckte Ausschmelzmoräne übergeht. Im Osten ist diese Fläche durch den oben beschriebenen Wall begrenzt, der den konvexen, östlichen Teil an dessen Nordseite umschließt. Der Wall begrenzt unterhalb von Punkt 2.526 m eine nördlich an ihn anschließende Fläche aus Ausschmelzmoräne, die mit Felssturzblöcken bedeckt ist. Am Westhang dieses Gipfels befindet sich ein kleiner ?aktiver Blockgletscher.

Prozesse

Da der Moserkarbach in einer Klamm verläuft, konnte er die an beiden Talseiten abgelagerten quartären Sedimente nicht weiter erodieren. Die Endmoränenwälle auf der Schwelle über der Klamm (Trogboden), der links- und rechtsseitige Endmoränenwall im mittleren Talabschnitt und die gestaffelten Wälle am Fuß der Karstufe unter dem Raukarl und im Mündungsbereich des Großen Kühkars zeugen von einem schrittweisen Zurückschmelzen der Eiszunge. Nachdem sich die einzelnen Eiszungen aus den Teilkaren separiert hatten, blieb die Gletscherzunge aus dem schattigen Großen Kühkar trotzdem für längere Zeit im Mündungsbereich stabil, wie gestaffelte Moränenwälle beweisen. Eine weitere Staffel deutlich weniger mächtigerer Wälle liegt unterhalb der Einmündung des Kleinen Kühkar. Daraufhin dürfte das Eis in diesem Kar zügig abgeschmolzen sein, da erst wieder auf 2.220 m Höhe ein kleiner Wall anzutreffen ist. Der mächtige Endmoränenwall auf 2.055 m im Kleinen Kühkar zeigt, dass sich die Gletscherzunge stabilisieren konnte, bevor sie sich – bis auf ein kleines Eisfeld abgeschmolzen – in die Senke auf 2.280 m zurückzog. Da auch auf der Hochfläche südwestlich der Kühkarlspitze ein Moränenwall und Moränenstreu zu finden sind, scheint auch hier ein kleines Eisfeld für längere Zeit existiert zu haben. Die Endmoränenwälle am Fuß der Karstufe zum Raukarl zeigen, dass aus diesem großen und günstig exponierten Kar eine mächtige Gletscherzunge die rund 600 Höhenmeter der Karstufe überwinden konnte. So stellt der Sedimentkörper, welcher auf der Karstufe des Moserkar liegt, einen erosiv überprägten seitlichen Endmoränenwall dar, der vom Gletscher aus dem Raukarl abgelagert wurde. Auch deuten die verschiedenen Wallformen und die Bedeckung mit Ausschmelzmoräne im besser geschützten, westlichen Karbereich darauf hin, dass vor dem endgültigen Abschmelzen eine große Fläche des Kares im Westen und unterhalb von Punkt 2.526 m mit Eis bedeckt war. Der konvex ausgebildete östliche Karbereich war schon früher eisfrei. Der Gletscher umfloss diesen Rücken und lagerte im Norden und Osten einen rundum laufenden Moränenwall ab. Hingegen scheint der Gletscher im Moserkar aufgrund seiner Südexposition wesentlich früher zurückgeschmolzen zu sein.

Blatt 2230 Mayrhofen

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Floitengrund auf Blatt 2230 Mayrhofen

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In 2011, Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of about 38 km^2 in the Floitengrund valley. The valley catchment is built up of homogenous crystalline rocks of the Zentralgneiss; the middle and lower valley sections are incised into the Tux Gneiss core and the upper section into the Zillertal Gneiss core. Bedrock structures and metamorphic foliations are stretching there perpendicular to the valley axis. The valley is a textbook example of a glacial trough, one of the best-developed in the Zillertal Alps, as already noticed by PENCK & BRÜCKNER (Die Alpen im Eiszeitalter, vol. 1, p. 289, 1909).

The Floitengrund is 11 km long, right-hand tributary valley of the Zemmtal valley. It is hanging 60–70 m above the Zemmtal valley in Ginzling village. The Floitengrund valley catchment is relatively narrow in comparison to other Zillertal Alps valleys, e.g., the neighbouring Zemmgrund and Stillupgrund valleys. The distance between the Floitengrund valley-side ridgelines is 3.5 to 4 km; however, valley floor is deeply incised, 1,200–1,600 m below the ridgelines. It gives extremely steep terrain, dominated by rock walls devoid of sedimentary cover. The steepest terrain predominates in almost vertical and 300–400 m high trough walls stretched along both valley sides. Quite well visible are there also gentler sloped, glacial polished rock surfaces that extend above trough walls. They constitute typical morphological zone of an alpine valley where trough shoulders occur. Quaternary sediments are mainly confined to the trough floor and gentler sloping glacial cirques, which occur on both sides of the valley. Floors of valley-side cirques are hanging several hundred meters (500–800 m) above the trough and are hardly accessible. Additionally, wide and relatively gently sloping area, where Lateglacial and Holocene moraines occur, lies in a cirque basin around the trough's end, in the head of the valley. The upper part of the valley is covered with Floitenkees glacier and several smaller, avalanche-supplied niche glaciers located below high walls of the E and NE flank of Großer Mörchner and Kleiner Mörchner massif and north of Roßköpfe.

Evidence of maximum ice extent (LGM)

The limit of vertical extent of glacially moulded bedrock surfaces (trimline) on valley-sided spurs provides evidence of the maximum ice extent during the Last Glacial Maximum (Würm-Hochglazial). In the mouth of the Floitengrund valley, the highest moulded bedrock surface occurs around 2,310–2,320 m on the spur descending from Dristner summit toward SW (cf. ZASADNI, Jb. Geol. B.-A., 151, 138–140, 2011). At a similar altitude (2,330 m), smoothed rock surface occurs on the northern side of Rauher Kopf summit (south of Ginzling village). In the lower section of the Floitengrund valley (north of Böckachalm), glacial erosional overprint on valley-side spurs can be traced no higher than 2,350 m. The trimline is there visible as a sharp border or gradual transition between the lower, smoothed section of valley-side spurs, and the upper, jagged section of the spurs. In few cases trimline is expressed as a nickpoint between the lower, steeper section of the spur and the upper, gentler sloping spur's ridgeline (arête). Such truncated spurs occur in the left-hand side of the valley: at 2,330 m on the spur running eastward from Friderich summit, and at 2,340 m, on the spur located east of Kellerkopf summit. In the upper section of the Floitengrund valley, in valley-side spurs which enclose from the north cirque amphitheater around the trough end, the trimline reaches a level of ca. 2,500 m. On the spur located 700 m east of Nördliche Mörchenscharte notch, glacially moulded rock surface on the spur reaches a level of 2,510 m, and on the spur descending from Gigalitz summit towards SW it can be seen at a level of 2,500 m. At the second location, hardly weathered and frost shattered streamlined bedrock features (roches moutonnées) can be seen close to the highest occurrence of ice-moulded surface. They are directed to the west (azimuth 280°) and are oblique to spur crest.

Lateglacial moraines

Lateglacial latero-frontal moraines and till cover occur in the upper part of the valley, primary in the area of Griesfeld and in some valley-side cirques. Thicker till cover occurs in the northern part of the Griesfeld area. There are also latero-frontal moraines that indicate the position of glacier margin during two subsequent advances. The age of these advances can be considered as an equivalent of the Egesen stadial. These moraines are the first Lateglacial sequence of glacial deposits below the Holocene glacial system. Additionally, they are located quite high, at an elevation of up to 2,400–2,500 m; therefore, their correlation with older advances than the Egesen stadial can be excluded. The position of older moraines indicates that glaciers, which originated in cirque below the Gigalitz summit and in the southern part of the Griesfeld area flowed down to the glacial trough floor. Evidence of this ice movement direction comes also from glacial erosional marks in the southern part of the Griesfeld area, below Holocene glacier forefield. Glacial striae and crescentic gouges are there oriented towards the west (azimuth 255–275). Because of considerable infill of postglacial sediments in the trough floor, the terminal position of the main glacier during this time cannot be traced in geomorphological evidence. In glacial cirques located west of the Greizer Spitze summit and south of the Gigalitz summit, the extent of the second glacial advance was limited to these cirques' floors. Evidence for this comes from prominent, high and blocky latero-frontal moraines. Especially well developed, morphologically fresh moraine with considerable content of large, angular boulders occurs in cirques below the Gigalitz summit. It lies at an elevation of 2,360 to 2,470 m and has relict rock glacier appearance what can be linked to high content of passively transported debris that covered a glacier which formed this moraine. On the left-hand side of the valley, 1 km east of the Mörchenscharte notch, in elevation range between 2,250 and 2,320 m, some Lateglacial till cover and remnants of left lateral moraine occur.

In floor of cirques which hanged above the trunk valley, postglacial talus and debris flow accumulation predominate; however, in some places, patches of till cover and pure developed latero-frontal moraines of hanging Lateglacial glaciers also occur. These glacial sediments are also considered to be an equivalent of the Egesen stadial. The best preserved ridges of lateral moraine can be observed in the northern part of Bichlerkar cirque. There are two closely spaced, left-lateral moraine ridges descending from 2,280 to 2,130 m. A latero-frontal moraine occurs also in the cirque north of Rauher Kopf summit. Small remnants of moraines occur in Sonntagsfeld, Tiefenkar, Äußeres Kelleregg, Friderichkar and Freie Sprünge cirques. In the right-hand valley side, well visible moraines occur in the northern part of Breitstallkar cirque. There occur three blocky latero-frontal moraines, which record three subsequent glacial advances. Fully preserved latero-frontal moraines occur also in Wandeggkar cirque, south of Dristner mountain. In the remaining cirques of the right-hand side of the Floitengrund valley: Brandkar, Grünkar Höhenbergkar, cirque north-west of Floitenturm summit, Bleiarzkar and cirque south-west of Toifler summit, only steep and short sections of lateral moraines can be observed. Most of these cirques have too steep floor to bear full moraine sequence of Lateglacial cirque glaciers. Beside moraines, in the Breitstallkar cirque, also prominent bulge of debris

material interpreted as a relict rock glacier, occurs. It lies at a level of 2,200 m, is 200 m wide and 100 m long, and has well-defined frontal slope as well as barely visible flow structures morphology on the surface.

A conspicuous landform occurs in the Floitengrund valley floor, on the right-hand side of the valley, north-west of Tristenbachalm. The terrace-like landform is stretching there along the valley course over a distance of 600 m. The 50–60 m high edge of this terrace is partially eroded by water which comes from valleys-side ravines. Additionally, at some locations terrace's surface is covered with debris flow and avalanche deposits. The material which builds the terrace is exposed in small landslide niches close to the Floitenbach stream. It reveals compact, massive and matrix supported diamicton with subangular to rounded boulders, up to 1.5 m in diameter. This indicates a glacial origin of this landform (till). Probably, this is a moraine terrace deposited in the ice-marginal position during one of Lateglacial re-advances when the Floitengrund valley glacier reached almost the valley mouth. However, the Zillertal core gneiss lithology in this sediment was not observed, which would confirm a glacial transport from the head of the Floitengrund valley.

Compacted diamicton (till) is also exposed farther down valley (1,050 m), in a small landslide which occurs in the right-hand gorge's slope below the road, 100 m west of the place of water conduit crossing the road. The till lies on bedrock and is covered with rockfall deposits composed of large angular boulders and debris. Beside the above mentioned locations, in the entire valley floor of Floitengrund glacial deposits are lacking. The only exception is the upper section of the valley where Holocene moraines occur.

Holocene moraines

During the 1850 advance (Little Ice Age), the Floitenkees glacier reached the lowest elevation in the Zillertal Alps. Its end moraine occurs at a level of 1,680 m. However, present-day glacier terminus lies at a level of 2,470 m and is located 1,000 m north of Westliche Floitenspitze summit. This implies considerable glacier recession over a distance of 2.7 km during the last 150 years. Quick ice decay resulted in disintegration of the main glacier tongue and emergence of a large, 400 m long, dead ice body in the flat area in the end of the glacial trough. Dead ice lies 1 km south of Greizer Hütte, at an elevation between 2,150 and 2,300 m. The Floitenkees glacier's extent during the 1850 advance can be easily outlined on the basis of moraines, vegetation trimlines and analysis of old topographic maps. During this time, ice masses flowed concentrically down from high elevated ice-field in the head of the valley to the glacial trough, where they started to flow down along the valley course as a main glacier tongue. Additionally, there were two lateral ice-flow units (ice lobes), independent of the main glacier tongue, which deposited latero-frontal moraine systems on the sides of the trough head basin. One of them was a glacier tongue above Griesfeld area, which reached an elevation of 2,430 m, and in the opposite site of the valley there was a glacier tongue below the eastern flank of Großer Mörchner, which extended as high as 2,120 m. The right lateral moraine of the main glacial tongue can be traced over a distance of 1,800 m, from 2,330 to 1,745 m elevation. The left lateral moraine is stretching over a distance of 1,300 m, from 2,130 to 1,730 m. A fragment of the 1850 advance end moraine is preserved in a place where a marked path leading to the Greizer Hütte crosses 1,680 m contour line. The wall of this moraine is 90 m long and 2–4 m high. It is composed of big, several metres in diameter, angular boulders devoid of matrix. Close to this moraine, at a distance of 10–20 m down the valley, remnants of older moraine occur, which is almost entirely covered with talus debris. In the central part of the valley floor, end moraine crests are completely destroyed by an outwash fan. Farther up the valley (1,900–1,950 m), outside prominent right-lateral moraine, close to the point where a path crosses the moraine crest, a moraine older than the 1850 advance can also be traced. South of this point, inside glacier forefield, a 2–3 m high, blocky latero-frontal moraine occurs. It reaches the lowest position at an elevation of 1,880 m. This moraine was deposited during the 1920 advance as can be inferred from old topographic maps. Farther up the valley, approximately at a distance of 1,100 m and at elevations between 2,170 to 2,230 m, a younger moraine occurs, which was likely deposited during the 1970/1980 advance.

A complicated arrangement of end and lateral moraines in the Griesfeld area forefield points to the presence of five smaller lobes. A prominent section of the end moraine crest occurs in the southern part of this forefield, 900 m SE of the Greizer Hütte. It has 60–70 m high frontal slope and is mostly built of rounded and subrounded boulders. Less high is the end moraine section in the northern part of this forefield, 600 m east of Greizer Hütte. Characteristic for this part of the forefield is also a large content of angular boulders and glacial flutings on the till cover. Only in the southern part of the Griesfeld area forefield, a 2–4 m high recessional moraine can be traced. It lies at a distance of 100–300 m from the most extensive end moraine of the 1850 advance. It is also composed of numerous big, up to 3 m across, angular boulders. This moraine was probably formed during the 1920 advance. A blocky latero-frontal moraine of the 1920 advance can be also distinguished in the forefield of the glacial lobe that flowed below the eastern flank of Großer Mörchner massif, in the opposite side of the valley. It reaches an elevation of 2,280 m and is located 240 m NNW of the elevation point 2,386 m.

High and blocky Holocene moraines of small avalanche-supplied glaciers occur also in the cirque east from Mörchenscharte notch and in the southern part of Sonntagsfeld cirque. In both cases, moraines are several tens of metres high and are composed of several close-spaced moraine crests. Additionally, some small debris walls accompany snow and firn patches below the high rock wall in the eastern flank of Kleiner Mörchner mountain.

Valley floor

The valley floor is almost completely covered with large talus, avalanche and debris flow cones, which are supplied from valley-side ravines. There are valley sections where these cones are interlocking making natural valley blockades dissected by Floitenbach stream. Such situation occurs in Tristenbachalm, Franzes Jh. Sulzenalm, near Seinbockhaus and in Baumgartenalm. Wider alluvial valley floor covered with rounded blocks, gravels and sand occurs south of Steinbockhaus.

A heavy rainfall that has occurred in 3–4 August 2011 caused many large debris flows which descended to the valley floor and made considerable destruction on the road which leading trough the valley. The largest debris flow deposits occurs 500 m north of Baumgartenalm. Its thick tongue of debris flow material reached Floitenbach stream channel and forced the stream to flow to the right-hand side of the valley.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen

JERZY ZASADNI

(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2012 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of ca. 40 km^2 in the western slope of the Zillergrund valley (in-between Nößlrain and In der Au settlements) in the western slope of the Sundergrund valley and in the area of the Bodenbach stream valley. All of these valleys are typical glacial troughs dissected in the Zentralgneiss crystalline rocks. Quaternary sediments mostly occur there in valley floors and in bottoms of hanging glacial cirques.

Evidence of the maximum ice extent (Last Glacial Maximum, LGM)

In the northern part of the investigated area the highest position of ice-moulded bedrock occurs in the spur descending to the north from the Trenker mountain at a level of 2,240 m. It indicates the ice-surface in the Zillergrund valley around location of the Nößlrain at a level of ca. 2,250 m. Trimmed facet of the spur which steeply running down from Äußere Gefallschneid towards Bodenbach stream valley point out maximum ice erosion in the middle section of this valley up to the level of 2,420 m. In the mouth of this valley, in the ridge which fencing the valley from the east, traces of ice erosion can be seen up to ca. 2,330 m. Two well-developed truncated spurs in the mouth of the Sundergrund valley: Stange and Grünkarlegg, mark trimline at the level of 2,400 and 2,440 m adequately. Further up the Sundergrund valley the former ice-surface has lifted up to 2,560 m in location of the spur which descends from the Vordere Stangenspitze towards the east and up to 2,620 m in the head of the Sundergrund valley in location of Roßkopf truncated spur (outside of reported map area). There are also traces of ice erosion (ice moulded bedrock, partially frost cracked) in the valley-head's watershed ridge around Hörndljoch cool (2,553 m). The ice moulded bedrock can be seen there over a distance of 600 m and up to 2,580 m. Also the north facing slope below this ridge bears traces of ice erosion, what is not common situation on a typical cirque back-wall. It might be considered that during the LGM some portion of ice accumulated in the Sundergrund valley head flowed over the Hörndljoch cool to the south, to the Ahrntal valley system (Italy), but the discharge of ice was there not enough large to effectively erode-down the ridge (ca. 20–30 m of ice thickness on the cool). The Hörndljoch cool in this respect can be considered as transfluence pass, but in the initial stage of development.

Lateglacial

In the study area two groups of Lateglacial moraines are distinguished basing on morphostratigraphic relations. Older moraines were most probably formed during the Eastern Alpine Gschnitz advance and the younger moraines ordered in multi-walled sequence were formed during the Egesen stadial advances.

Gschnitz age moraines occur only in the northern part of investigated area and in a lower altitude, below 1,850 m. The highest Gschnitz moraine wall (ca. 40 m high) occurs in the Hansenegg location, in the mouth of the Stadelbachalm valley, 2 km north of the Trenker mountain. It is a right-hand lateral moraine of glacier which occupied the Stadelbachalm valley. The highest position of this moraine reaches 1,850 m. The glacier, which formed this moraine, probably existed independently of the glacier which occupied the Zillergrund valley. Further up in the Stadelbachalm valley there is also well-developed and multi-walled Egesen moraine sequence (outside of map area). Very interesting moraine wall/terrace occur in the left-hand side of the Zillergrund valley, close to the mouth of the Bodenbach stream valley, 500 m east of Graßegg alp. This is the left-hand lateral moraine of the glacier which occupied the trough of the Zillergrund valley. The moraine extends parallel to the main valley axe on relatively low-sloped area of a glacial shoulder. The ridge of this moraine descends from 1,620 to 1,600 m. It indicates 580 m thick glacier in the Zillergrund valley (valley floor is at a level of 1,040 m in this location). Boulders which built this moraine are composed purely of Tuxer Kern gneiss lithology. A lack of well distinguishable Zillertaler Kern gneiss lithology in composition of this moraine implies relatively short glacial transport route from the tributary Bodenbach stream valley where this parent lithology does not occur in contrary to the upper catchment of the Zillergrund valley system (Zillergründl, Hundskehle and upper Sundergrund valleys). The highest position of moraine associated with the same glacial system can be considered in the mouth of the Bodenbach stream valley, in its right-hand side, 600 m NW of the Bärlahnerkopf mountain. This moraine descends from 1,730 to 1,660 m where it ends at the cliff of the Zillergrund trough edge. Presented moraine configuration indicates a large Gschnitz dendritic glacier system in the Zillergrund valley in which the glacier in the Bodenbach stream valley was the last large tributary affluent of the main trunk glacier.

Well-developed moraine sequences of the Egesen stadial can be observed especially in the Bodenbach stream valley and in the Rachkaralm cirque (the northernmost left-hand tributary cirque of Sundergrund valley). Moraines assigned in this report to the Egesen stadial moraines occur below 2,300–2,400 m. The exception is blocky, south exposed, rock glacier like moraine in the Rachkar cirque which reaches ca. 2,500 m. In the Bodenbach stream valley two morphological fresh, latero-frontal moraine walls stretch subparallel in the mouth of this valley, in its right-hand side, between 1,580 and 1,700 m. They mark positions of Bodenbach glacier tongue probably during the Egesen I and II advance. Several meters high terminal

moraine of the Egesen III advance occurs exactly in the Bodenalm alp location at a level of 1,680 m. Further up the valley talus and debris flow cone deposits entirely cover the valley floor. Some rest of the left-hand lateral moraines (Egesen I and III) and several meters thick till cover, however, occur on the slope running down to the valley floor form the Lahnkar cirque. In the bottom of the Lahnkar cirque distinct sequence of 5–6 fresh in shape and boulder-rich moraine ridges occurs which probably represent full Egesen sequence (I–III). These latero-frontal moraines are arranged into two independent moraine lobes. Frontal moraines of these lobes occur at elevation 2,050–2,160 m, are up to 5 m high and are composed of till with large, angular boulders up to 2–3 m in diameter. Less distinct, a third morainic lobe, composed of schistose material (Schönach zone lithology) occurs in the northern part of this cirque (2,200–2,300 m). In the Rachkaralm cirque distinct terminal moraines occur at 2,100–2,140 m (Egesen I?). They surround cirque overdeepening. Further up the cirque bottom (up to 2,400–2,460 m), these moraines are continued in lateral moraines which bend to form secondary latero-frontal lobe with distinct, high proximal slope (at 2,260 m). In the remaining area of the Sundergrund valley, Lateglacial moraines are poorly developed and are confined to the lower parts of cirques bottoms and areas of the Sundergrund trough shoulders. Steeply descending lateral moraines of glaciers which flowed from Kainzenkar and Hasenkar cirques can be traced close to the Rinderschneid spur (ca. 2,100–2,340 m). A lateral moraine occurs also north of the Mannlschneid spur (2,080–2,280 m) and a blocky till cover and poorly developed moraine walls can be observed in Grasleite site, 1,600 m east of the Vordere Stangenspitze mountain.

In valley floor of the Zillergrund and Sundergrund valley trough lacks of glacial deposits. They are entirely covered with talus, rock avalanche and debris flow deposits. The most of large debris cones are built of angular boulders very often up to 10 m in diameter with finer material matrix.

Holocene

The Holocene glacial landsystem and present-day glaciers occur in the head part of the Bodenbach stream valley and in the Sundergrund valley tributary cirques with exception of the Rachkar cirque. In the Bodenbach stream valley well-developed, high morainic ramps of small cirque/niche glaciers occur in the northern face of Grundschartner mountain (Roβkar cirque). In inner side of the most prominent latero-frontal moraine ramp which surrounds the easternmost glacial niche (north of Kainzenkarscharte cool), close-spaced recessional moraines and debris covers on glacier surface can be observed. A remnant of the most extensive Holocene terminal moraine (older than 1850 advance) is preserved on the high, distal slope of this ramp. Indistinct Holocene moraine systems occur also near small niche glaciers located north of Wilhelmer mountain and west of Pobergscharte cool. A complicated configuration of multilobate latero-frontal moraines of the Holocene system occur in left-hand Sundergrund tributary cirques, mostly above 2,200–2,300 m and below 2,500–2,600 m. The lowermost position of frontal moraine occurs in the trough end, in the Grieslaub site at 2,000 m. This is also an older than 1850 advance moraine, which is considerable rewashed and partially buried by debris flows. A fresh and prominent latero-frontal moraine occurs 80 m higher up slope (1850 advance). In most of the glacier forefields two recessional moraines which were formed during 1920 and 1970/1980 advances, can be distinguished. The best developed sequence of this moraine set occurs in the Schafkarkees glacier forefield. Recessional moraines in glacier forefields are commonly composed with passively transported angular blocks. In areas inside a glacier forefield where thicker till cover occurs, fluted moraines are also developed. They are clear visible, especially in the Schafkarkees glacier forefield, in the northern part of Kainzenkarkees glacier forefield and inside the northern morainic lobes in Hassenkarkees glacier and Grasleitenkees glacier forefields. Some small active rock glacier feature is also developed with association with right-hand lateral moraine of the 1850 advance in the Schafkarkees glacier forefield in Schafleite location (2,340 m). It has fresh looking, 40 m high frontal slope. An active rock glacier also occurs in the head of the Sundergrund valley, 500 m NW of the Hollenzkofel mountain. The front of this rock glacier descends to 2,370 m. There are no other intact (Holocene) rock glaciers in the mapped area.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen

Jerzy Zasadni

(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2013 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of ca. 40 km^2 in the lower section of Zillergrund valley, east from Mayrhofen. The major part of mapping area covers north facing slope of Ahornspitze (2,973 m) massif dissected with Arbesseitbach, Fellenbergbach, Ahornachbach and Stadelbach valleys. Remaining part of mapping area is located in vicinity of Brandberg village, on the 1,400–1,700 m high, south facing slope of Zillergrund valley descending from crest which runs between Hollenzberg, Hochfeld, Torhelm and Brandberger Kolm summits. In this area only one small valley occur. It stretches between location of Kolmhaus inn (1,845 m) and Brandberger Joch pass (2,307 m).

Evidence of the maximum ice extent (Last Glacial Maximum, LGM)

One of the best evidence of the highest position of ice erosion – glacial trimline – in the study area occurs in the spur descending westward from Ahornspitze summit toward Hauser Berg slope above Mayrhofen town. Glacially flattened topography of this spur can be observed up to ca. 2,200 m, close to Filzenkogel summit (2,227 m). Higher part of this spur has sharp, periglacially modeled form (arête). The highest location of roche moutonnées occurs at the level of 2,100 m on the flat ridge, 300 m west from Filzenkogel summit. Flat surface around Filzenalm alp is dominated with ice-moulded bedrock knobs surrounded with thin and patchy cover of till. Continues till cover composed of local Ahorn gneiss boulders occurs on the slope of Hauser Berg, below 1,600 m. Around Filzenalm alp (ca.

1,900 m) an orientation of streamlined bedrock and rarely preserved striation, indicates that ice coming from Stillupgrund valley and overpassing the ridge flowed parallel to Stillupgrund valley axe direction (toward NW). In the lower and steeper part of the spur, above Hauser Berg site (1,500–1,800 m), orientation of striation and streamlined bedrock turn to the NE direction, indicating dominance of ice masses which flowed from Zemmtal valley over the spur descending northward from Dristner summit. Glacial trimline is also well distinguishable around Hochfeld summit (2,350 m). Ice-moulded bedrock occurs there up to 2,170 m in the spur, which goes westward from this summit. In lower part of this spur, in Laberg alp (1,850 m), several angular boulders of Ahorn gneiss are dispersed on the slope. The largest boulders are 3 m in size. Provenance of boulder's lithology clearly indicates their glacial transport (erratic boulders). Very probably they were transported with glacier from the middle section of Zillergrund valley. An evidence of ice transfluence can be seen in the middle section of the ridge which runs between Hochfeld and Torhelm summits. Ice-moulded bedrock occurs there in discernible depression of the ridgeline (below 2,240 m). This section of the ridgeline stretches from point located 100 m east from the Geiskopf summits toward the east over distance of 700 m. Ice overpassed this ridge from the south (Zillergrund valley) to the north (Schönbergbach valley a tributary of Gerlosbach valley), what is evidenced with south faced ice-abraded bedrock surfaces on ridgeline.

Holocene moraines and intact rock glaciers

In the mapped area Holocene moraines occur only on the forefield of small Schneekarl glacier which is located in the highest part of Stadelbachalm valley, in the eastern flank of Ahornspitze summit. Beside high left-hand lateral moraine of 1850 advance, two recessional moraines can be distinguished on this forefield. These moraines are probably related to 1920 and 1980 advances. Two small intact (active or inactive) rock glaciers occur also in upper part of Fellenbergbach valley in Fellenbergkar cirque, north of Popbergschneid ridge. Theirs fronts reach an elevation of 2,470 and 2,650 m.

Lateglacial moraines and relict rock glaciers

In the mapping area two groups of Lateglacial moraines are distinguished basing on morphostratigraphic relations. Gschnitz equivalent moraines represent a sequence of the most distant moraines in glaciated valleys and tributary cirques. In the mapping area lateral moraines of this advance do not occur higher than 1,800–1,900 m. The second group of moraines is related to Egesen advance. It is presented as multi-moraine sequence with clearly fresher appearance than Gschnitz moraines. Egesen moraines are commonly associated with relict rock glaciers. In the Zillertal Alps upper reaches of lateral moraines of this advance commonly occur between 2,200 and 2,500 m of elevation.

Egesen equivalent moraines are restricted to tributary valleys and cirques. In Fellenbergbach valley distinct terminal moraine, represented with three moraine lobes, occurs on the valley threshold close to Hochleger site, at elevation range 1,850–2,020 m. East from Hochleger site, prominent mass of large angular blocks covers the valley floor inside the extent of terminal moraine. This 700 m long tongue of block mass reaches similar position to younger, recessional moraines (? Egesen II). The upper part of this blocky landform reveals distinct, 30–40 m high lateral walls. This landform is interpreted as a deposit of rock avalanche traveled and deposited on glacier surface during or after the second stage of Egesen advance (rock avalanche moraine). In the rooting zone of this landform small relict rock glacier developed probably during the last stage of Egesen. Well-developed relict rock glacier, characterized with distinct ridges and furrows relief on surface, occurs also in small cirque west from Am Glatzer summit. In Ahornachbach valley Egesen moraines display two distinct systems. Two terminal lobes of the first stage are located on the valley threshold in elevation range 1,900–2,100 m. The second system is represented with two rock glacier tongues located closer to cirque side rock walls and terminal moraine in the central part of the cirque (Steinkarl cirque). One of the best developed sequence of Egesen moraines in the Zillertal Alps occurs in Stadelbach valley. In the valley bottom, in Stadelbachalm alp (ca 1,700 m), up to seven moraine systems can be distinguished. Well-developed and sharp in appearance lateral moraines reach there the highest position close to 2,200 m in Stadelbacher Kar cirque. Egesen advance landforms occur also in the valley between Kolmhaus inn and Brandberger Joch pass. Sharp and blocky moraine goes there westward from Brandberger Joch over a distance of 500 m. There are also two relict rock glacier landforms, built of Hochstegen marble boulders, which occupied hanging cirque between Kleiner Kolm and Brandberger Kolm summits.

Remnants of Gschnitz equivalent glacier advance can be mapped in the lower part of tributary valleys and cirques as well in the main valleys. On the slope of Hauser Berg, close to the mouth of Stillupgrund valley, a 1,000 m long moraine wall goes from elevation 1,090 m to 920 m. It is up to 5 m high. The lower section of this moraine is destroyed with large landslide (described below). The end of moraine crest truncated by landslide is located 450 m west from Wh. Wiesenhof inn. The moraine is mostly composed of Zillertal gneiss boulders, what indicate longer transport from middle section of Stillupgrund valley. Larger boulders resting on moraine crest are up to 2 m high. In contrast, all of thick till covers, which stretch on the lower section of the southern slope of Zillergrund valley, revile only local Ahorn gneiss lithology, with no admixture of Zillertal gneiss boulders. The upper part of the moraine goes steeper and parallel to Stillupgrund valley axe, toward the north. In the lower section, the slope of this moraine crest decreases and its direction turn to the east. Course of this moraine in a given topographic context, strongly indicates low sloping, minimum 290 m thick, glacier body which occupied the depression of Mayrhofen during the Gschnitz advance. However, exact extent of terminus of this glacier cannot be determined because of lack of terminal moraine in Zillertal valley (probably filled up by alluvial deposits). Different situation is in Zillergrund valley, where terminal moraine of large Gschnitz dendritic glacier which putted together all of the ice from Zillergrund catchment (glacier ca 22 km long and ca. 130 km^2 in size) is well-preserved in Pignellen village, close to the Zillergrund valley mouth (800 m). Lateral moraines and ice-marginal moraine terraces of this advance are also preserved on both sides of the valley over a distance of 7 km up valley from terminus. On the northern side of the valley remnants of lateral moraine can be observed on slope located 800 m west from cen-

ter of Brandberg village, at elevation of 1,070–1,100 m. It is mostly composed of angular to subangular Zillertal gneiss blocks (up to 4 m in size), partially occurred as open-work deposits. The westward continuation of this moraine was destroyed by landslide which occurs below Emberg site. Redeposited boulders of this moraine are well-visible on the landslide surface. Going toward the east, a moraine terrace associated with this advance can be traced on the slope above Brandberg village and Ritzl hamlet. It ascends in elevation from 1,135 m close to Brandberg village to 1,300 m in location 700 m east from Ritzl hamlet. This terrace is built of matrix supported till with subangular to subrounded boulders, what can be observed in artificial outcrop in Schrofen hamlet, by the route which goes from Brandberg to Ritzl. On the southern side of Zillergrund valley well-developed moraine wall occurs on the slope 750 m west from Burgalm alp. It stretches over a distance of 350 m from elevation 1,205 to 1,280 m. It is composed with large, up to 3 m in size blocks. The moraine is located on the Ahorn gneiss bedrock, however, the Zillertal gneiss lithology predominates in composition of moraine boulders, what also indicates far distance glacial transport from the middle part of Zillergrund valley system. Remarkably, the eastern, upper section of this moraine is built of open-work bouldery deposit. Gschnitz equivalent moraines occur also in the tributary valleys. Remnants of latero-frontal moraines occur close to Alpenrose inn (1,350 m) in Fellenbergbach valley and in Ahornachalm alp (1,510–1,560 m) in Ahornachbach valley. In Stadelbachalm valley, similar to Egesen advance moraines, Gschnitz advance is well-recorded in moraines morphology and it also displays several moraine systems. The left-hand moraine in this valley is composed of six individual moraine walls. This moraine sequence is best discernible in transect located west from Kühböden alp, along the 1,600 m contour line. Partially, these moraines display bouldery surface. Moraine boulders in this valley have local, Ahorn gneiss lithology.

Landslides

On the both slopes of Zillergrund valley, large deep-seated landslides occur. Four such landslides can be distinguished there. The Hauser Wiesen landslide (ca. 1 km^2) is located on the slope located south from Mayrhofen. Its well-developed, 80 m high, main scarp occurs at 1,580 m, below Hauser Berg site. There is also secondary scarp above the main, which is 20–30 m high and begins at 1,750 m. The front of this landslide descends to flat alluvial fan surface at elevation 700 m. The upper part of landslide masses, just below the main scarp, is mainly composed of large blocks of Ahorn gneiss with debris admixture. The middle and lower part of landslide masses is entirely composed of till deposit. Lateral and terminal boundary of the lower part of landslide is well-defined by oversteepened marginal bulges of landsliding masses and ravine conducts along landslide sheer zones. Age of this landslide is younger than the Gschnitz advance, as the landslide destroyed the lower section of Gschnitz equivalent moraine of Stillupklamm described above. It is also younger than Mayrhofen alluvial fan (described below) as it front protrudes on this fan.

Large landslide (1.7 km^2) occurs on Ziller valley side south from Alpachaste location (810 m). Main scarp of this landside is located at 1,810 m, 1.2 km NW from Schafkarspitze. A landslide masse includes crushed bedrock packets and local bedrock blocks as well as thick till cover, which predominates in lower part of the landslide.

The next landslide (0.8 km^2) occurs on the slope between Ritzlaste (967 m) site and Kühböden alp. Mostly it is composed of large Ahorn gneiss blocks and debris/loamy matrix. It begins with prominent rock-wall scarp at elevation 1,510–1,570, below flat, till covered, surface of Kühböden alp.

In the northern side of Zillergrund valley the largest well-mappable landslide occur below Emberg site and above the location Wh. Zillergrund in the valley bottom. It has an area of 0.46 km^2 and a relief of 430 m. In the middle section of the landslide, subangular and subrounded Zillertal gneiss blocks up to 2–3 m in size can be traced on landslide surface. They are related to ice-marginal deposits of Gschnitz advance glacier which were incorporated in landslide.

Mayrhofen alluvial fan

Mayrhofen town is located on large 2.2 km wide and 1.6 km long alluvial fan, covering almost entire valley floor at the head of Zillertal valley. The discharge point of this fan is rooted in the mouth of Zillergrund valley. Interestingly, Zillergrund valley is the one of four large valleys which joins to Mayrhofen depression, but there are no comparable alluvial fans related to remaining valleys. The fan is located in urban area; therefore insight to its original surface relief and sediments is possible only in urban park in the south-eastern part of Mayrhofen. In this park abandoned distribution channels on the fan surface can be observed. They are up to 2 m deep and have steep margins, where sediments also outcrop. The fan is composed of gravels and boulders up to 1.5 m in diameter with sandy matrix. Boulders are subangular and subrounded, rarely rounded. An increase of largest boulder size going upward the fan slope is there clearly visible. Boulders are composed of Ahorn gneiss lithology, with no other lithological components, which commonly occur in the catchment of Zillergrund valley. The fan apex is located in Pignellen hamlet, at the mouth of the latest Zillergrund tributary – Arbesseitbach valley – which is entirely dissected in Ahorn gneiss bedrock. It can be inferred, that the fan deposition was related to an event of high rate of erosion in this small valley. It is worth noting, that in Arbesseitbach valley catchment do not occur any glacial sediments (till). Thus, this valley has to be dissected after full glacial condition of the last glaciation. If taking into account, that the valley dissection is related to Mayrhofen fan deposition its age of formation is also younger than Gschnitz advance.

Blatt 3106 Radenthein-Ost

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Turrach–Weitental auf Blatt 3106 Radenthein-Ost

TANJA ILICKOVIC

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Lithologische Beschreibung zu den lithotektonischen (lithodemischen) Einheiten (vom Hangenden ins Liegende)

Das Kartierungsgebiet Turrach-Weitental liegt im südwestlichen Teil der Steiermark und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 13 km^2 im Bereich der Schattluchenhütte im Norden und der Hanserhütte im Südosten. Östlich wird das Gebiet durch eine Felsflanke zwischen dem 2.441 m hohen Eisenhut sowie dem 2.088 m hohen Rapitzsattel begrenzt. Im Westen zieht sich die Grenze von der südlich liegenden Gillendorferalm, über den 1.976 m hohen Engeleriegel bis südlich von Turrach. Neben einer lithologischen Aufnahme wurde ein besonderes Augenmerk auf die strukturellen Gegebenheiten der tektonischen Einheiten gelegt. Aufgebaut wird das Gebiet hauptsächlich durch die Stolzalpen-Decke und die Königstuhl-Decke.

Stolzalpen-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Gesteine der Stolzalpen-Decke bauen zum größten Teil das Arbeitsgebiet (Weitental) auf und sind teilweise stark verfaltet und verkippt. Die **Quarzphyllite** sind im Bereich zwischen der Schattluchenhütte und der Geißeckhütte verbreitet. Zudem ziehen sie im Bereich zwischen der Geißeckhütte und dem Rauterriegel entlang der 1.800 m Isolinie. Die phyllitischen Lagen zeichnen sich durch einen hohen Anteil an S-parallelem Serizit aus. Zudem kommen makroskopisch hauptsächlich Quarze in den feinen Lagen vor. Die silbrig bis gräulichen Phyllite weisen vor allem im Bereich zwischen der Schattluchenhütte und Geißeckhütte einen höheren Anteil an Chlorit auf, was auf eine grünschiefer-fazielle Überprägung hindeutet. Gegen das Liegende hin sind sie immer häufiger mit bis zu 12 cm dicken (zum Teil orientierenden) Quarzveins durchzogen. Die Quarzveins sind weiß bis gräulich und haben einen kantigen-muscheligen Bruch. Die durchschnittliche Dicke der Quarzlagen im Arbeitsbereich ist ca. 1 cm dick. Eine Zuordnung der Quarzphyllite zur „Klastischen Gruppe“ wird vermutet.

Der **Eisendolomit** kommt im Bereich der Geißeckhütte und dem Rauterriegel auf einer Höhe von ca. 1.840 bis 1.865 m als eine Art (Groß)-linse vor. An frisch angeschlagenen Flächen ist der Eisendolomit gräulich. Meist sind durch eine starke Ankeritisierung rostrote Bereiche zu beobachten. Zudem ist durch den Eisengehalt die Dichte der massigen und kompakten Gesteine hoch. Die Verwitterungsfarbe des Eisendolomites ist rostrot. Zudem ist eine Foliation schwer zu erkennen. Auffällig ist, dass das Gestein häufig durch Quarzveins durchzogen ist. Dabei haben diese Lagen keine bevorzugte Orientierung. Die durchschnittliche Dicke der Veins liegt bei 1,5 cm, wobei eine maximale Dicke der Lagen bis zu 8 cm beträgt. Diese sind gräulich bis weiß, wobei es entlang der Veins ebenso zu einer Ankeritisierung und einer damit hergehenden rostroten Färbung kommt. Die Eisendolomite sind grob zerklüftet und teilweise verkippt. Häufig kommt es im Hangenden zu einer Wechsellagerung mit feinlagigem violettem Aschentuffit.

Die **Grünschiefer** ziehen sich östlich der Schattluchenhütte im Bereich von 1.860 m gegen Süden hin, wobei sie danach relativ rasch auskeilen. Die schiefrig ausgebildeten Gesteine sind reich an S-parallelem Chlorit und Aktinolith. Ebenso kommen Klasten in Form von Quarz und Albit vor. Teilweise ist das Gestein mit S-parallelen Quarzveins durchzogen. Die durchschnittliche Dicke beträgt dabei 1 cm.

Die **Metavulkanite** der Stolzalpen-Decke bilden Tuffite, Hyaloklastite und Diabasgänge. Der Hauptbereich des Kartierungsgebietes wird durch diese Gesteine aufgebaut. Somit gibt es Vorkommen von der östlichen Flanke zwischen dem Eisenhut und dem Rapitzsattel, bis hin zum Engeleriegel und südlich von Turrach.

Die feinkörnigen **Aschentuffite** ziehen sich an der östlichen Gebirgsflanke vom Eisenhut über den Rauterriegel bis hin zum Rapitzsattel. Westlich des Eisenhutes wechsellagern sie mit Hyaloklastiten, wobei im Bereich des Rauterriegels bis hin zum Rapitzsattel immer wieder Diabase eingeschaltet sind. Ebenso kann man v.a. gräulich bis weißliche Metatuffite im gesamten Talsohlenbereich bis hin zu einer durchschnittlichen Höhe von 1.800 bis 1.900 m nachverfolgen. Allgemein sind die Tuffite sehr feinkörnig und feinlagig und brechen schiefrig bis plattig. Ebenso sind sie im gesamten Kartierungsbereich (stark) zerklüftet und verwittert. Vor allem im östlichen Flankenbereich sind sie mit weißen Flechten besetzt. Aufgrund dieser Zerklüftung und Verwitterung ziehen sich entlang der gesamten östlichen Flanke große Areale an Schutthalden und Blockschutt.

Die gesamte Flanke südlich des Eisenhutes wird hauptsächlich im Hangenden durch violette Tuffite aufgebaut. Zudem kommt es immer wieder zu einer Wechsellagerung mit bis zu einigen Zentimeter dicken grünen, und bis zu wenigen Millimeter dicken weißen Metatuffitlagen. Dabei sind die grünen Lagen ähnlich kompetent und verfaltet wie die violetten Gesteine. Die weißen Tuffite weisen eine niedrigere Kompetenz auf, was sich durch eine engere Verfaltung äußert. Zudem ist ein hoher Anteil an Kalzit in den weißen Lagen enthalten. Die maximale Dicke der weißen Tuffite ist 2,5 cm. Häufig sind die weißen Aschentuffite sekundär vererzt und dadurch rostrot gefärbt. Gegen das Liegende hin, im gesamten Talsohlenbereich bis hin zur Gillendorferalm, wechsellagern dunkelgraue bis violette Tuffite miteinander, wobei der Anteil der grauen Metatuffite zum Talsohlenbereich hin zunimmt. Auch hier sind immer wieder wenige Millimeter dicke weiße inkompetente, und wenige Zentimeter mächtige grüne kompetentere Lagen zwischengeschaltet. Die Aschentuffite im Liegenden (Talsohlenbereich bis zu einer Höhe von ca. 1.800

bis 1.900 m) sind durch eine grünschiefer-fazielle Überprägung gekennzeichnet. Dies wird anhand von S-parallel auftretendem Chlorit angezeigt. Dieser Chlorit sowie ~ 1 cm dicke Quarzveins sind in Foliationsrichtung angeordnet/eingeregelt. Auch sind Quarzveins, welche die S-Flächen durchschlagen, beobachtbar.

Der **Hyaloklastit** kommt westlich des Eisenhutes, auf einer Höhe von ~ 2.200 m, vor. Dieses Gestein hat eine feinkörnige, grüne bis dunkelbräunliche Matrix. Zudem sind weiße, deformierte Einsprenglinge zu beobachten. Die fein laminierten Hyaloklastite sind zerklüftet und stark mit weißen Flechten übersät.

Der **Diabas** kommt im Arbeitsgebiet zwischen dem Rauterriegel und dem Rapitzsattel vor. Dieses Gestein ist hauptsächlich im Geröll und Schutt zu finden. Einzig am Rapitzsattel ist es anstehend anzutreffen. Diese basischen Ganggesteine sind zerklüftet und durch Flechten bedeckt. Sie bestehen aus einer sehr feinkörnigen dunkelgrünen bis dunkelgrauen Matrix und weisen eine porphyroklastische Struktur auf. Als idiomorphe Gemengteile sind Amphibol und Pyroxene zu nennen. Zudem sind kalzitische, rundliche Einsprenglinge von wenigen Millimetern Durchmesser eingeschaltet.

Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die **Metasedimente** der Königstuhl-Decke sind die lithostratigrafisch jüngsten Lithologien des Gebietes. Diese werden von der Stolzalpen-Decke überschoben und teilweise miteinander verfaltet. Neben leicht metamorphen **Sandsteinen** kommen auch feinkörnige **Phyllite** vor. Aufgeschlossen sind diese Metasedimente südlich von Turrach.

Die **Phyllite** sind feinkörnig und weisen eine dunkelgraue bis schwarze Farbe auf. Die S-Flächen sind stark serizitisiert. Die dunkelgrauen bis dunkelbraunen **Sandsteine** sind gut sortiert und feinkörnig. Sie weisen kleine, gut gerundete, bis zu 2 mm große Quarzkörner auf. Ebenso wie die Phyllite haben die Sandsteine auch einen hohen Serizit-Anteil. Sie treten immer wieder in Wechsellagerung mit den Phylliten auf. Zudem sind die Gesteine stark mylonitisch geprägt und spröd-tektonisch zerklüftet.

Lagerungsverhältnisse und strukturelle Beschreibung der lithotektonischen Einheiten (vom Hangenden ins Liegende)

Das kartierte Gebiet wird von der Stolzalpen-Decke und der Königstuhl-Decke aufgebaut.

Im Kartierungsgebiet sind zwei duktile Deformationsereignisse mit kompressivem Charakter und somit Verfaltung ersichtlich. Allgemein nimmt der Grad der Deformation vom Liegenden ins Hangende hin ab. Die Gesteine vom Liegenden zum Hangenden weisen eine grünschiefer-fazielle Überprägung auf. Zudem sind zwei Verfaltungsereignisse zu unterscheiden.

1.) Eine NW–SE verkürzte enge bis isoklinale Verfaltung im liegenden Bereich, welche mit der grünschiefer-faziellen Überprägung und einer Überschiebung der Stolzalpen-Decke über die Königstuhl-Decke in Verbindung gebracht werden kann.

2.) Eine sekundäre offene Verfaltung, welche bis in das Hangende zu verfolgen ist sowie eine NE–SW Verkürzung und Stauchung aufweist.

Duktile und spröd/duktile Strukturen, Lagerungsverhältnisse und Schersinn

Stolzalpen-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

In der Stolzalpen-Decke kann man zwei Deformationsphasen unterscheiden. Zum einen sind die Metavulkanite an der Ostflanke, vom Eisenhut weg über den Rauterriegel bis hin zum Rapitzsattel grünschiefer-faziell metamorph überprägt und offen verfaltet. Zum anderen weisen die Metatuffite gegen das Liegende hin bis zum Talsohlenbereich eine mehrphasige Verfaltung auf. Die grünschiefer-fazielle Überprägung im Liegenden wird durch vorkommenden Chlorit angenommen.

Das Foliationseinfallen im Bereich an der Ostflanke zwischen dem Eisenhut und dem Rapitzsattel fällt flach gegen SW ein. Dies ist auch makroskopisch sehr gut sichtbar, da die Metavulkanite gegen Osten hin eine schroffe Felswand aufbauen und gegen Westen hin einen flachen Hang mit Schutt- und Blockhalden. Allgemein kann eine offene Verfaltung beobachtet werden. Dabei zieht sich die Achsialebene mit einem mittelflachen bis mittelsteilen Einfallen von SE nach NW. Die Foliation im Bereich des Sattelpunktes (Kote 2.233 m), westlich des Eisenhutes, fällt hingegen von SW nach ENE ein. Aufgrund der offenen Verfaltung und des Foliationseinfallens kann man davon ausgehen, dass es sich hierbei um einen synklinalen Bau mit auskeilendem Charakter handelt. Der Schersinn der SC-Gefüge ist gegen NE bis E gerichtet.

Die Syn- und Antiform einer offenen Verfaltung ist zwischen dem Gipfelpunkt (Kote 2.333 m) ins Liegende hin bis zum Bereich des Rauterriegels gut zu sehen. Dabei fällt die Foliation flach bis mittelflach gegen SW sowie gegen NE ein. Das Streckungslinear streicht NW–SE. Ins Liegende hin rotiert der Faltenbau und das Foliationseinfallen der Metatuffite streicht hauptsächlich ± NE–SW und fällt nach NW und SE ein. Zudem weist die Foliation ein NNE–SSW streichendes Streckungslinear auf.

Wie auch schon auf der Ostflanke ist im Bereich der Gillendorferalm ein ähnlicher Faltenbau (Anti-Synform) mit nach SW und NE einfallenden Achsialebenen zu beobachten. Das Streckungslinear streicht von NW nach SE. Aufgrund einer mehrphasigen Verfaltung variiert das Einfallen der Achsialebenen flach Richtung Osten bis Süden. Dabei bilden die kompetenten grauen und lila Tuffite eine offene Verfaltung, wohingegen die inkompetenten weißen Tuffite einen engen bis isoklinalen Faltenbau aufweisen.

Im Bereich der Schattluchenhütte sind die Metavulkanite, die Quarzphyllite sowie die Grünschiefer der Stolzalpen-Decke mehrphasig verfaltet und überlagern dabei Teile der Königstuhl-Decke. Die Annahme beruht auf einer offenen und isoklinalen Verfaltung sowie Faltenachsen, welche flach bis steil in zwei verschiedene Richtungen einfallen.

Im Detail zeigen die **Quarzphyllite** durchschnittlich von NE nach SW bzw. von NW nach SE mit SE–NW streichende, duktile Lineare. Die Foliationsflächen der **Grünschiefer** fallen gegen SE ein. Die **Metatuffite** verlaufen in den hangenden Bereichen hauptsächlich von NW nach SE und ha-

ben ein SE–NW streichendes Linear. Die SC-Gefüge sind Top NE gerichtet. Im liegenden Bereich ändert sich das Streichen der Foliationsflächen aufgrund der mehrphasigen Verfaltung von NE–SW nach NW–SE. Der **Hyaloklastit** streicht NE–SW und fällt flach bis mittelflach gegen SE ein. Das Streichen der Lineare ist NW–SE.

Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die Foliationsflächen der Metasedimente streichen von NE nach SW und fallen mittelsteil gegen SE ein. Die duktilen Lineare streichen NE–SW und fallen mittelsteil nach SE ein. Südlich von Turrach werden Teile der Königstuhl-Decke von der Stolzalpen-Decke überschoben.

Sprödtektonische Beschreibung

Im Kartierungsgebiet Turrach-Weitental sind mehrere Generationen an spröden Störungen und sprödtektonische Strukturen zu beobachten.

1.) Ein älteres E–W streichendes, mittelsteil bis steil nach Süden einfallendes Störungssystem, welches einen abschiebenden Charakter aufweist.
2.) Es sind NE–SW bzw. N–S streichende, mittelsteil bis steil stehenden, hauptsächlich gegen W bis NW einfallenden Störungsflächen zu finden. Diese spröden Harnische bilden das dominierende Störungssystem des Arbeitsgebietes.

Hauptsächlich verlaufen die Störungen entlang von präexistierenden Strukturen. An der Ostflanke zwischen dem Eisenhut und dem Rapitzsattel sind NE–SW streichende Störungen in Form von Gräben zu beobachten. Dieses kann zum zweiten Störungssystem gezählt werden. Ebenso wird das Gebiet durch mehrere Generationen an Klüften durchzogen. Dabei kann man drei Hauptorientierungen erkennen:
1.) Eine NE–SW streichende und steil gegen NW einfallende Klüftung,
2.) ein NW–SE gerichtetes und mittelsteil gegen SW fallendes Kluftsystem, und
3.) eine N–S verlaufende und steil bis flach gegen Westen einfallende Kluftrichtung.

Zusammenfassung

Das Gebiet Turrach-Weitental wird hauptsächlich durch die Stolzalpen-Decke aufgebaut. Nur im NNW sind Teile der Königstuhl-Decke mit jenen der Stolzalpen-Decke verfaltet.

Die Foliationsflächen streichen im Hangenden NW–SE, wobei sie je nach Faltenbau und -form nach SW und NE einfallen. Gegen das Liegenden hin fallen die Foliationsflächen hauptsächlich gegen NW bzw. SE. Die duktilen Streckungslineare streichen meist SE–NW. Zudem sind jüngere, sprödduktile SW–NE streichende Lineare zu finden, welche die präexistierenden, älteren Streckungslineare oftmals überprägen. Anhand von SC-Gefügen kann für die ältere Lineation eine Bewegung Richtung NE beobachtet werden.

Vom Liegenden ins Hangende hin nimmt der Grad der Deformation ab, was anhand der mehrphasigen, isoklinalen Verfaltung im Talsohlenbereich und der hauptsächlich offenen Verfaltung im Hangenden geschlossen werden kann. Vor allem die Aschentuffite und Quarzphyllite im Gebiet der Schattluchenhütte weisen eine offene und isoklinale Verfaltung sowie Faltenachsen, welche flach bis steil in zwei verschiedenen Richtungen einfallen, auf.

Dabei wird die primäre isoklinal bis enge Verfaltung mit NE–SW gerichteter Verkürzungsrichtung (NW–SE streichenden, flach NW fallenden Faltenachsen) durch eine sekundäre offene Verfaltung überprägt (NW–SE streichende Faltenachsen).

Anhand dieser Beobachtung kann angenommen werden, dass die primäre Verfaltung im Zuge einer WNW/NW gerichteten Überschiebung der Stolzalpen-Decke über die Königstuhl-Decke gebildet wurde. Als letztes Ereignis kann eine SW–NE verkürzte, offene Verfaltung beobachtet werden.

Die spröden Strukturen (Harnischflächen) lassen sich in zwei Generationen einteilen:
(A) in ein WNW–ESE streichendes Störungssystem, und (B) in ein NNE/NE–SSW/SW streichendes Störungssystem.

Blatt 3213 Kufstein

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in den Gebieten Wildschönau–Kundl und Bad Häring–Pölven auf Blatt 3213 Kufstein

JOHANN GRUBER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

TEILGEBIET 1

Wildschönau-Kundl (Kragenjoch, Zauberwinkel, Oberau, Thierbach, Kundler Klamm)

Einführung

Im Sommer und Herbst 2013 wurden auf dem Blatt UTM 3213 Kufstein – randlich auch auf dem Blatt 2218 Kundl – zwei Teilgebiete neu kartiert. Teilgebiet 1 umfasst ein knapp 11 km² großes Areal orografisch rechts des Inn, zwischen Kundl, Zauberwinkel, Wildschönau und Thierbach.

Die Schichtfolge dieses Gebietes reicht von den silurisch-devonischen „Wildschönauer Schiefern“ der Grauwackenzone mit der Löhnersbach-Formation und der Schattberg-Formation bis zu den karnischen Raibler Schichten als jüngstem Schichtglied. Die paläozoischen Metasedimente werden direkt von der Basisbrekzie überlagert. Bis auf die

Gutenstein-Formation und die Partnach-Formation sind alle anisisch-ladinischen Schichtglieder der Nördlichen Kalkalpen ausgebildet. Großtektonisch sind die Kartierungsgebiete Teil des Oberostalpinen Tirolisch-Norischen Deckensystems (Nördliche Kalkalpen und randliche Anteile der Grauwackenzone auf Teilgebiet 1).

Stratigrafie

Löhnersbach-Formation

Die niedrigmetamorphe, überwiegend feinklastische Löhnersbach-Formation tritt meist in Form monotoner, mittel- bis dunkelgrauer, metallisch glänzender und feinblättrig verwitternder Tonschiefer bis Phyllite auf, in die abschnittsweise cm- bis m-dicke Bänke aus graugrünlichen bis dunkelgrauen Metasand- und -siltsteinen eingeschaltet sind. Die Löhnersbach-Formation verzahnt mit der gröber klastischen Schattberg-Formation. Es handelt sich um eine Wechselfolge von ursprünglich distalen und proximalen Anteilen von turbiditischen Ablagerungen. In einem nahezu durchgehend aufgeschlossenen Profil entlang eines orografisch rechten Seitengrabens der Wildschönauer Ache, südöstlich des Weilers Schönberg (942 m), kann man diese Verzahnung in Form einer mehrmaligen Wechsellagerung von 10er bis 100er Meter mächtigen Abfolgen erkennen, in denen jeweils zum einen Tonschiefer bis Phyllite, zum anderen Metasandsteine dominieren. Dieses Schichtglied bildet sanfte Geländeformen aus und ist häufig durch großflächige Vernässungen gekennzeichnet. Die Gesamtmächtigkeit der Löhnersbach-Formation kann aufgrund des fehlenden Liegend-Kontaktes und der Verzahnung mit der Schattberg-Formation nicht angegeben werden.

Schattberg-Formation

Die Schattberg-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus Metasandsteinen, untergeordnet enthält sie die oben beschriebenen Lithotypen der Löhnersbach-Formation. Die Bänke können mehrere Meter Mächtigkeit erreichen und zeichnen sich als typische Ablagerungen von Trübeströmen durch eine Wechselfolge von grob- und feinkörnigen Sandsteinen sowie eine meist gut erkennbare Feinschichtung aus. Graugrüne Verwitterungsfarben sind für diese Gesteine charakteristisch, vereinzelt treten auch dunkelgraue bis schwarze Metasandsteine auf. Unter der Lupe erkennt man Quarzkörner und Chlorit. Diese Formation bildet aufgrund ihrer größeren Verwitterungsbeständigkeit im Gelände häufig kleinere Steilstufen bzw. Geländerücken aus.

Basisbrekzie

Die Basisbrekzie überlagert die Löhnersbach-Formation bzw. die Schattberg-Formation diskordant und tritt im Gelände als generell gut aufgeschlossenes, kompaktes und kleine Felswände und Steilstufen bildendes Gestein auf. Es handelt sich typischerweise um unsortierte, meist komponentengestützte und überwiegend aus paläozoischen Dolomitkomponenten, untergeordnet aus roten und graugrünen Sandsteinen (Schattberg-Formation) sowie Quarz bestehende Sedimente mit einer zumeist fleischroten, sandigen bis siltig-tonigen Matrix. Die angularen bis gerundeten Komponenten sind meist mehrere cm groß, stellenweise treten grobkörnige Brekzien bzw. Konglomerate mit bis zu 30 cm großen Blöcken auf. Knapp südöstlich des zwischen der Wildschönauer Ache und Thierbach gelegenen Gehöftes Glimm (925 m), ist eine graugrüne Varietät der Basisbrekzie mit überwiegend cm- bis dm-großen Komponenten aus Sandsteinen der Schattberg-Formation und Tonschiefern und Phylliten der Löhnersbach-Formation aufgeschlossen. Die Grundmasse in den Zwickelräumen besteht hier aus feinkörnigem graugrünem Sandstein, der vermutlich von der Schattberg-Formation stammt. Dieses Gestein ist bereichsweise auch als Konglomerat ausgebildet. Die Variationen hinsichtlich der lithologischen Zusammensetzung und des Rundungsgrades der Komponenten spiegeln unterschiedliche lokale Liefergebiete und Transportmechanismen wider.

Gröden-Formation

Die Gröden-Formation setzt sich im Arbeitsgebiet aus einer Wechselfolge von zumeist fleischroten bis violetten Brekzien bis Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen zusammen. Die Schichtung ist generell undeutlich ausgebildet. Einzelne Bänke können mehrere Meter erreichen und weisen in der Regel keine gut erkennbaren sedimentären Strukturen auf. Die grobklastischen Ablagerungen mit cm-großen, meist angularen bis angerundeten Quarzgeröllen in einer grobsandigen Matrix bilden dm- bis m-mächtige, trogförmige Körper (Rinnenfüllungen). Neben Quarzkomponenten treten vor allem in den basalen Abschnitten auch vereinzelt Klasten aus der Schattberg-Formation, aus der Löhnersbach-Formation und aus paläozoischen Dolomiten auf. Generell zeichnet sich dieses Schichtglied durch eine hohe Variabilität hinsichtlich der auftretenden Korngrößen und der Bankungsdicken aus. Innerhalb der Gröden-Formation ist ein deutlicher Oben-Fein-Trend feststellbar. Der graduelle Übergang zum Unteren Alpinen Buntsandstein vollzieht sich mit einer zunehmenden Dominanz von etwa 5 cm bis ca. 1 m dicken Sandsteinbänken.

Die Mächtigkeit der Gröden-Formation liegt im Bereich von schätzungsweise 80 bis 100 m.

Alpiner Buntsandstein

Der Alpine Buntsandstein ist im kartierten Gebiet typisch ausgebildet. Der Untere Alpine Buntsandstein zeichnet sich gegenüber der Gröden-Formation durch eine bessere Sortierung der Sedimente und eine deutlichere Schichtung mit einer meist klar entwickelten Organisation in einzelnen, meist zwischen 1 dm bis 1 m dicken Bänken aus. Der graduelle Übergang zwischen den beiden genannten Formationen geht im Kartierungsgebiet auch mit einem deutlichen Farbwechsel der Sedimente einher und es dominieren zunehmend hellere, fleischrote bis ziegelrote Farben. Einzelne hellgrüne Bereiche in diffuser Verteilung zeigen lokal reduzierende Bedingungen an. In den basalen Abfolgen treten in Mittel- bis Feinsandsteinen häufig m-große trogförmige Körper mit gradierten Feinkies-Konglomeraten bis Grobsandsteinen auf. Die Komponenten bestehen größtenteils aus Quarz, häufig sind jedoch auch fein verteilte, mm-große Glimmerplättchen zu beobachten. Daneben ist in den aus Grob- bis Mittelsandsteinen bestehenden Bänken auch das Auftreten einzelner, regellos verteilter, mm- bis cm-großer Quarzklasten und vereinzelter cm-großer, dunkelroter Klasten aus Siltiten bis Tonschiefern kennzeichnend. Die Mächtigkeit des Unteren Alpinen Buntsandsteins kann aufgrund der fließenden Übergänge zur

stratigrafischen Liegend- und Hangend-Einheit nicht eindeutig angegeben werden, sie dürfte jedoch geschätzte 70 bis 90 m betragen. Die Zunahme des Reifegrades der Sedimente setzt sich in den im Arbeitsgebiet kartierten Abfolgen zum Oberen Alpinen Buntsandstein hin weiter fort, die in einer regelmäßigeren Bankung und besseren Sortierung der Sandsteine und in zunehmend helleren, hellroten bis beigen Farben zum Ausdruck kommt. Die meist zwischen 10 und 30 cm dicken Bänke weisen verbreitet schöne Sedimentstrukturen, wie planare Schichtung, Schräg- und Kreuzschichtung und vereinzelt Rippelmarken auf. Die Abgrenzung des Oberen Alpinen Buntsandsteins zu den Werfener Schichten ist im Arbeitsgebiet mit dem Auftreten der ersten bunten, cm- bis dm-dicken Mergellagen gut durchführbar. Die Mächtigkeit des Oberen Alpinen Buntsandsteins beträgt etwa 50 bis 70 m; für den Alpinen Buntsandstein ergibt sich damit eine geschätzte Gesamtmächtigkeit von 130 bis 150 m.

Werfener Schichten

Dieses etwa 30 bis 50 m mächtige Schichtglied besteht aus einer bunten Abfolge von zumeist dm-dicken, fallweise auch bis zu 2 m mächtigen hellgrauen bis beigen Sandsteinbänken und cm- bis dm-dicken Zwischenlagen aus roten, grünen und schwarzen Silt- und Tonsteinen.

Vereinzelt, wie z.B. im Nordostteil des Arbeitsgebietes, treten neben schwarzen Tonschiefern und Mergeln auch schwarze Sandsteine auf. Aufgrund ihrer lithologischen Zusammensetzung bilden diese Gesteine weiche, zurückwitternde Geländeformen aus. Die Werfener Schichten sind im Gschießgraben (Gschieß) nördlich sowie südwestlich von Punkt 999 m gut aufgeschlossen. In einem etwa NE–SW orientierten Graben zwischen der Wildschönauer Ache und der Achentalalm (1.250 m) ist ein mehr oder weniger durchgehendes Profil aufgeschlossen, das von den Wildschönauer Schiefern bis zur Reichenhall-Formation reicht. Unmittelbar westlich der Achentalalm stehen stark verfaltete Werfener Schichten an. Im Ostteil des Arbeitsgebietes, im Gschießgraben und nordwestlich der Achentalalm vollzieht sich der Übergang von den Werfener Schichten zur Reichenhall-Formation innerhalb von wenigen Metern in Form einer Wechsellagerung von bunten Mergeln und hellen Sandsteinen mit rauwackigen, dm- bis m-dicken Dolomitbänken. Die Aufschlüsse südlich und südwestlich des Schönberger Jochs sowie am Nordabhang des Thierbacher Kogels (1.312 m) zeigen nicht diese Wechselfolge, sondern eine scharfe Hangendgrenze, die allgemein mit dem Auftreten der ersten Karbonatbank definiert ist.

Reichenhall-Formation

Die Reichenhall-Formation durchzieht das gesamte kartierte Gelände als meist markant herauswitternde Steilstufe und zeichnet sich durch eine große lithologische Mannigfaltigkeit mit lateralen und vertikalen Fazies-Wechseln aus. Neben den charakteristischen hellbraunen bis ockerfarbenen Rauwacken und zelligen Dolomiten treten in den Abfolgen kompakte dm-gebankte, hellbraun anwitternde, im frischen Bruch hell- bis mittelgraue, strukturlose Dolomite und dm-dicke, einzelne Quarzkörner und Hellglimmer enthaltende Kalkarenitbänke auf. Diese alternieren wiederholt mit mittel- bis dunkelgrauen dm-dicken, dünnplattigen bis feinlaminierten, rauhwackigen Dolomiten und dm-dicken Kalkbänken. Vereinzelt, wie z.B. bei Gschieß und südwestlich des Schönberger Jochs, treten kompakte dm-dicke Bänke mit mittel- bis feinkörnigen, teilweise limonitisierten Brekzien auf. Die Reichenhall-Formation ist im Arbeitsgebiet mit 8 bis 10 m am Südausgang der Kundler Klamm und maximal 15 m im Gschießgraben vergleichsweise geringmächtig entwickelt.

Alpine Muschelkalk-Gruppe

Die Alpine Muschelkalk-Gruppe umfasst im Kartierungsgebiet die Virgloria-Formation, die Annaberg-Formation sowie die Steinalm-Formation. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder und der generell schlechten Zugänglichkeit im steilen Gelände erschien es nicht sinnvoll, sie auf der Karte gesondert auszuhalten. Die Virgloria-Formation ist im Arbeitsgebiet nur an Einzelstellen gut aufgeschlossen und zugänglich und häufig nur als zurückwitternde Geländeverflachung zu erahnen. Diese Formation zeichnet sich durch kleinräumige laterale Fazies- und Mächtigkeitsänderungen aus. Sie überlagert die Reichenhall-Formation und tritt im Abrissbereich einer Massenbewegung im Nordwestabschnitt des Gschießgrabens in Form dünnbankiger, hellgrau-bräunlich anwitternder, im frischen Bruch mittelgrauer mikritischer Kalke mit der für dieses Schichtglied charakteristischen welligen bis knolligen Schichtung auf. Südlich des Schönberger Jochs stehen im gleichen Niveau undeutlich wellig-flaserig geschichtete und graubraun anwitternde mergelige Kalke an, die von knolligen Kalken überlagert werden. Innerhalb des kartierten Gebietes erreicht die Virgloria-Formation an der oben beschriebenen Stelle eine maximale Mächtigkeit von ca. 15 m, im Profil am Südausgang der Kundler Klamm von höchstens 5 bis 7 m. Westlich der Achentalalm folgen über Rauwacken der Reichenhall-Formation dm- bis m-gebankte, hellgraue Dolomite der Annaberg-Formation. Die beiden Formationen sind im Profil durch eine Aufschlusslücke von etwa 2 Metern getrennt. Die Virgloria-Formation ist an dieser Stelle somit sehr geringmächtig oder primär nicht ausgebildet.

Die Annaberg-Formation und die Steinalm-Formation treten typischerweise wandbildend auf und erreichen im kartierten Gebiet Mächtigkeiten zwischen ca. 12 m am Südausgang der Kundler Klamm und ca. 20 m am Südhang des Kragenjochs.

Im Gschießgraben folgen nördlich von Punkt 999 m über der Reichenhall-Formation hellgraue, dickbankige bis massige Kalke, die der Steinalm-Formation zuzurechnen sind. Sie vertreten die Dolomite und Kalke der Annaberg-Formation lateral und befinden sich im Bereich einer ursprünglichen Karbonatplattform.

Reifling-Formation

Die Reifling-Formation ist, bedingt durch steiles, felsiges Gelände, nur an wenigen Stellen zugänglich. Im sehr gut aufgeschlossenen Profil am Süd-Eingang der Kundler Klamm folgen über Dolomiten, die der Annaberg-Steinalm-Formation zuzurechnen sind, mehrere Meter mächtige, sparitische bis arenitische, dm-gebankte harte Kalke mit Filamenten. Am Top treten in dieser, als Reiflinger Bankkalke bezeichneten Einheit, grüne „Pietra Verde“-Lagen auf. Letztere treten in den darüber folgenden Reiflinger Knollenkalken vermehrt auf. Die gut gebankten, hornsteinreichen Kalke werden an dieser Stelle etwa 10 bis 15 m mächtig und gehen am Top in hellgraue, dickbankige bis

massige Dolomite des Wettersteindolomits über. Am Südhang des Schönberger Jochs, nordwestlich von Schönberg (942 m) bilden glatt gebankte, hellgraue, sparitische Kalke über der Annaberg-Formation eine schmale, zurückwitternde Geländesutur. Diese 0,5 bis 1 dm dicken Kalkbänke sind ca. 4 m mächtig und vertreten die oben beschriebene, typische Fazies der Reifling-Formation lateral.

Wettersteinkalk/-dolomit

Im Nordteil des Arbeitsgebietes bildet der Wettersteindolomit in typischer Ausbildung das Hauptgestein. Dieser ist nördlich der Linie Schönberger Joch–Kragenjoch in Lagunen-Fazies in Form von dm- bis m-gebankten, hellgrauen bis beigen, feinkristallinen Dolomiten mit fallweise gut erkennbaren Algenlaminiten entwickelt. Südlich dieser Linie treten dickbankige bis massige, ebenfalls hellgraue bis beige Dolomite der Riff- und Riffhang-Fazies auf. An der Zufahrtsstraße nach Brach, östlich über dem Ramsbach (nach Nordwesten in die Wildschönauer Ache abfließender Bach nordöstlich von Brach) tritt im tektonisch stark zerlegten Wettersteindolomit eine mit dunkelgrauen Mergeln verfüllte, m-große Spalte („neptunian dike“) auf. Die Dolomite am Rand der Spalte sind stark alteriert und rot verfärbt, die Mergel zeigen eine randliche, ockerfarbene Limonitisierung.

Nordalpine Raibler Schichten

Die Nordalpinen Raibler Schichten sind als jüngstes Schichtglied im Nordwesten des Arbeitsgebietes, um Brach und südlich von Kundl verbreitet. Sie setzen sich aus einer bunten Wechselfolge aus dunkelgrauen, teilweise braun anwitternden Tonschiefern, Sandsteinen, graubraunen Mergeln und dm-gebankten, mittel- bis dunkelgrauen Kalken und Dolomiten zusammen. Die dünnblättrig bis scherbig verwitternden Tonschiefer enthalten stellenweise zahlreiche, feinverteilte Hellglimmer. An der orografisch linken Seite des Ramsbachgrabens treten in den teilweise mergeligen Kalken dm-dicke Onkolith- und Muschelschillbänke auf. Daneben sind im gesamten Verbreitungsgebiet der Raibler Schichten großflächig hellgrau anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue, abschnittsweise sehr dünnbankige Dolomite mit einer meist deutlich erkennbaren Feinstlamination aufgeschlossen.

Auf der Geofast-Karte 1:50.000 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 120 (BMN) Wörgl, wird diese fazielle Ausbildung dem Hauptdolomit zugerechnet. Sie unterscheidet sich jedoch deutlich von den meist dm-gebankten, häufig strukturlosen grauen Dolospariten und -mikriten des Hauptdolomits (vgl. Gruber, Jb. Geol. B.-A., 151/3–4, 168–173, 2011).

Da die Raibler Schichten als bevorzugter Bewegungshorizont tektonisch stark überprägt sind und die Hangendgrenze erosionsbedingt fehlt, war eine Untergliederung in drei Tonschiefer- und drei Karbonat-Horizonte nicht möglich, sofern diese klassische Ausbildung hier jemals primär vorlag. Der erste Tonschiefer-Horizont scheint faziell bedingt zu fehlen. Es ist feststellbar, dass nordwestlich und westlich von Brach über dem Wettersteindolomit direkt die oben beschriebenen, dünnbankigen Dolomite folgen, welche etwas weiter östlich von Tonschiefern und Sandsteinen überlagert werden. Die Dolomite müssen daher auch aus stratigrafischen Gründen zu den Raibler Schichten gezählt werden.

Quartäre Ablagerungen

Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Die Talhänge der Wildschönauer Ache südöstlich des Schönberger Jochs und nordwestlich von Thierbach sowie große Areale östlich des Kragenjochs werden weitflächig von Diamikten bedeckt, die in zahlreichen Gräben und Anrissen von kleinen Rutschungen aufgeschlossen sind. Sie sind aufgrund der durchwegs starken Kompaktion, des scherbigen Bruchs sowie vereinzelt auftretender Scherflächen als Grundmoränen anzusprechen. Kleinere, geschlossene Grundmoränenareale befinden sich bei Brach und im Bereich der Kragen-Niederalm. Das Geschiebespektrum und damit zusammenhängend die Farben der Moränen variieren in Abhängigkeit vom lokalen Untergrund und der glazialen Erosions- und Ablagerungsdynamik sehr stark. In den Grundmoränen im Bereich zwischen Kundl im Norden und dem Schönberger Joch und dem Kragenjoch im Süden dominieren Karbonatgeschiebe, vereinzelt kann der Kristallinanteil über 50 % erreichen. Im Bereich Gschießgraben–Zauberwinkel und im Bereich des Bemberger Jochs treten überwiegend Moränen mit rotgefärbtem Feinanteil und mit einer Dominanz von Geschieben aus der Gröden-Formation und aus dem Alpinen Buntsandstein sowie aus den Wildschönauer Schiefern auf. Nördlich von Oberau weist die Grundmoräne an mehreren Stellen eine dunkelgraue bis grünliche Farbe auf, da hier Geschiebe aus der Schattberg- und der Löhnersbach-Formation dominieren. Außerdem fällt auf, dass Geschiebe aus lokalen Gesteinen, wie Karbonate der anisischen bis karnischen Schichtfolge, Alpinem Buntsandstein und Wildschönauer Schiefern in der Mehrzahl kantengerundet sind, während Kristallingeschiebe (Spektrum des Inngletschers) aufgrund des längeren Transportweges vorwiegend in subgerundeter bis gut gerundeter Form auftreten. Der hohe Rundungsgrad vieler Kristallinkomponenten weist zudem auf eine vorausgegangene, fluviatile Zurundung hin. In einem Graben bei Stalln, westlich von Mühltal, ist eine karbonatdominierte, graue Grundmoräne eindrucksvoll aufgeschlossen und erreicht mit etwa 30 Metern die größte Mächtigkeit innerhalb des Arbeitsgebietes.

Eisrandsedimente (Würm-Spätglazial)

Vom Südausgang der Kundler Klamm bis weit in das Wildschönauer Tal hinein, sind Eisrandsedimente in Terrassenform weit verbreitet. Im kartierten Gebiet sind drei markante Terrassen mit unterschiedlichen Höhenniveaus über dem heutigen Bach erhalten geblieben. Die Sedimente liegen größtenteils auf Grundmoräne, bereichsweise zeigen sie eine seitliche Anlagerung an ein prä-existierendes Relief auf der Grundmoräne. In der Terrasse von Ebersau, die hier beispielhaft genauer beschrieben wird, hat man eine sehr schöne Lockergesteinsabfolge mit 10 bis 12 m lakustrinen Sedimenten vorliegen, welche von 12 bis 14 m mächtigen Kiesen überlagert werden. Über der Grundmoräne folgen Bänderschluffe, die basal auch „dropstones“ enthalten und massige Schluffe mit Feinsandlagen. In den Feinsandlagen sind Entwässerungsstrukturen zu erkennen. Über den Schluffen folgen mit einem scharfen Übergang horizontal geschichtete mittelgraue Kies- und Sandlagen. Die gerundeten bis gut gerundeten Komponenten der nach oben gröber werdenden Kiese bestehen aus Metasedimenten der Schattberg- und der Löhnersbach-Formation sowie aus roten Sedimenten der Gröden-Formation und

des Alpinen Buntsandsteins. Vereinzelt treten hellgraue bis beige Dolomite, Amphibolit und Gneis sowie Quarzkomponenten auf. 4 bis 5 m unterhalb der Terrassenkante folgen mit scharfer Untergrenze und einem abrupten Farbwechsel von mittelgrau zu hellbraun-grau, Schüttungen von Lokalmaterial mit hohen Anteilen von Komponenten aus dem Wettersteindolomit, der Gröden-Formation und dem Alpinen Buntsandstein. Diese Kiese weisen eine schlechte Sortierung auf, die Komponenten sind kantengerundet. Bei diesen Terrassensedimenten handelt es sich vermutlich um spätglaziale Eisrandsedimente eines Eisstausees, der mit fluviatilen Schottern aus dem Talhintergrund aufgefüllt wurde. Die darüber folgenden, schlecht sortierten Kiese stammen aus den angrenzenden Gräben, woraus sich ihre mäßige Sortierung und die schlechte Rundung der Komponenten erklären. Nordöstlich des Gehöftes Ebersau liegen kammförmige Erosionsreste von vermutlich noch höher gelegenen Terrassen vor.

Murschuttsedimente (Holozän)

Murschuttablagerunen in Form lokaler m-mächtiger Schuttzungen bzw. als Kegel sind insbesondere in den Einhängen beidseits der Wildschönauer Ache weit verbreitet. Deren Bildung wurde und wird durch die weite Verbreitung verwitterungsanfälliger, klastischer Gesteine (Wildschönauer Schiefer, Gröden-Formation, Alpiner Buntsandstein), breit entwickelter, tektonisch zertrümmerter Gesteine (z.B. Wettersteindolomit) und mächtiger quartärer Lockergesteine (Moränen, Eisrandsedimente) begünstigt. Am Fuße des Steilabfalles der triassischen Karbonatzüge beobachtet man weiters, dass aus den Schutthalden durch Materialumlagerung talwärts sukzessive Murschuttablagerungen hervorgehen.

Im Talboden der Wildschönauer Ache finden sich ausgedehnte Bach- und Auenablagerungen, teilweise auch in terrassierter Form, die während großer Hochwässer teilweise von der Ache umgelagert oder erneuert werden.

Hang- und Blockschutt

Am Fuß der Steilwände am Südhang des Schönberger Jochs und des Kragenjochs treten, vorzugsweise an Zerrüttungszonen von Störungen gebundene, Hangschuttkegel aus groblockigen bis kleinstückigen Karbonatgesteinen auf, aus denen sich hangabwärts die oben beschriebenen Murschuttsedimente entwickeln.

Massenbewegungen

Im Gschießgraben ist am Nordosthang zwischen dem Kragenjoch im Südwesten und Punkt 999 m eine in sich durch mehrere Stufen gegliederte Massenbewegung entwickelt. Diese Rutschmasse ist durch eine deutliche „Sackungsstufe“ mit m-großen Felsblöcken aus Dolomiten und Kalken der Reichenhall-Formation und des Alpinen Muschelkalks im Abrissbereich gekennzeichnet. Am konvexen unteren Ende wird die bewegte Masse durch einen nach Nordosten in den Hauptbach abfließenden Seitenbach des Gschießgrabens erosiv angeschnitten. Das Material besteht hier aus einer extrem zerlegten, desintegrierten Masse aus Sandsteinen und bunten Tonschiefern der Werfener Schichten. Die Massenbewegung weist in diesem Abschnitt Eigenschaften eines Erdstroms auf. Das Auftreten dieser Massenbewegung innerhalb der Werfener Schichten ist lithologisch und strukturell vorgegeben.

In einem Graben nordöstlich von Glimm, orografisch links über der Wildschönauer Ache, treten in tektonisch stark deformierten und von weiträumigen Vernässungen gekennzeichneten Tonschiefern und Phylliten der Löhnersbach-Formation mehrere, teilweise zusammenhängende, rezent aktive Rutschungen auf. Die Löhnersbach-Formation wird im Osten von der Basisbrekzie überlagert, die den Graben durch eine Wandstufe begrenzt und mittelsteil nach Nordwesten einfällt. Aufgrund der vorliegenden instabilen „Hart auf Weich“-Situation brechen von der Basisbrekzie mehrere m^3 große Felsblöcke ab, die auf dem feinkörnigen Verwitterungsmaterial der Löhnersbach-Formation talwärts gleiten.

Tektonische Strukturen

Bereich Kundl–Brach: Parallel zum Ramsbach verläuft eine, etwa NW-streichende Überschiebung, die den Wettersteindolomit im Nordosten neben die im Südwesten verbreiteten Raibler Schichten versetzt. Der Wettersteindolomit und Dolomite der Raibler Schichten sind im Nahbereich der Störung kleinstückig zerlegt und kataklastisch deformiert. Nördlich von Brach wird die Überschiebung an einer SSW-streichenden, dextralen Querverschiebung etwa 200 m nach Südwesten versetzt. Die subvertikale Seitenverschiebung ist auch auf den Laserscanbildern und auf dem Orthofoto gut als markantes, SSW-streichendes Lineament erkennbar. Südöstlich davon zeichnen entlang des Bachs auftretende Überschiebungsflächen und Kataklasezonen den Verlauf der Überschiebung nach. Vermutlich wird diese Überschiebung an einer N-streichenden, dextralen Seitenverschiebung im Bereich der tektonisch deformierten Zone zwischen dem Schönberger Joch und dem Kragenjoch abgeschnitten.

Bereich Gschießgraben: Im Gschießgraben ist an einem Geländerücken nahe einer Jägerhütte (Pkt. 999 m) eine etwa NE-streichende, steil NE-fallende Abschiebung mit einem Vertikalversatz von mehreren Dekametern aufgeschlossen. Anisische Dolomite und Kalke der Annaberg-/Steinalm-Formation sind an der Nordostseite des Geländerückens neben den Oberen Alpinen Buntsandstein, an der Südwestseite neben die Werfener Schichten abgeschoben. An der Südwestseite sind im Nahbereich der Störung mehrere Zweigabschiebungen mit dm- bis m-Versätzen ausgebildet. Die Hangendscholle der Abschiebung lässt sich als schmale Felsrippe etwa 400 m nach Südwesten, in Richtung der Achentalalm verfolgen. Sie lässt sich auch nicht unmittelbar mit den steilgestellten, im Nordwesten wandbildend aufgeschlossenen anisischen Schichtgliedern verbinden, die wesentlich höher liegen. Es ist nicht klar, ob diese Scholle in einem Grabenbruch abgesenkt wurde oder ob sie an einer südwestgerichteten, durchreißenden Störung überschoben wurde.

Im Graben südsüdwestlich von Punkt 999 m überschiebt der Obere Alpine Buntsandstein mit einem, auf der geologischen Karte deutlich erkennbaren Schrägzuschnitt, die Werfener Schichten, die zerschert und verfaltet sind. Die gemessenen Scherflächen und Faltenachsen zeigen eine zweiphasige Deformation im Zuge der eoalpinen und der meso- bis eoalpinen Einengungsphase an.

Bereich Schönberg–Kundler Klamm: Nordwestlich von Schönberg (942 m) versetzt eine, in diesem Abschnitt

NE-streichende, vermutlich mittelsteil SW-fallende Störung die Gröden-Formation im Südosten neben die Löhnersbach-Formation und die Basisbrekzie im Nordwesten. Die Störung ist nicht unmittelbar aufgeschlossen, ist aber an dieser Stelle aus dem Kartenbild gut eingrenzbar. Ihr Verlauf kann in SW-Richtung unter quartären Sedimenten nur vermutet werden. Orografisch rechts oberhalb der Wildschönauer Ache kann der Verlauf dieser Störung an mehreren Versätzen des Oberen und des Unteren Alpinen Buntsandsteins gegenüber der Basisbrekzie festgemacht werden. Die Streichrichtung ist in diesem Abschnitt W bis NW. Die strukturellen Befunde und das Kartenbild sprechen für eine Abschiebung. Diese quert die Wildschönauer Ache südwestlich des Südausgangs der Kundler Klamm; der weitere Störungsverlauf in Richtung Nordwesten liegt außerhalb des kartierten Gebietes und ist unklar.

Bereich Glimm–Thierbach: Südlich des Gehöftes Glimm (925 m) verläuft eine weitere Abschiebung in WSW–ENE-Richtung. Südwestlich von Glimm kann an der Abschiebung ein Versatz der Werfener Schichten und der Reichenhaller Schichten im Süden gegen die Gröden-Formation im Norden festgestellt werden. Die Werfener Schichten und die Gröden-Formation sind im Nahbereich der Störung stark zerschert. Die auftretenden Strukturen und das Kartenbild sprechen für eine, auf die Steilstellung im Zuge der alpinen Einengungsphasen zurückzuführende, in der Raumlage nach Süden überkippte Abschiebung. Südwestlich von Glimm ist der Obere Alpine Buntsandstein neben die Gröden-Formation abgeschoben. Beide Formationen sind im Nahbereich kleinstückig zerlegt. Die im Graben westlich von Glimm aufgeschlossenen, NNE-streichenden Abschiebungen bilden einen kleinen Grabenbruch und hängen vermutlich räumlich und ursächlich mit der oben beschriebenen Abschiebung zusammen.

Westlich des Thierbacher Kogels (1.312 m) tritt eine E-streichende, flach S-fallende Überschiebung auf, an der innerhalb des kartierten Gebietes die Löhnersbach-Formation, die Gröden-Formation und der Untere Alpine Buntsandstein der Hangendscholle über die Gröden-Formation, den Unteren und den Oberen Alpinen Buntsandstein sowie die Werfener Schichten der Liegendscholle überschoben sind. Die Gesteine der Liegendscholle sind nahe der Störung extrem zerschert und treten als Kataklasite und Kakirite auf.

TEILGEBIET 2

Bad Häring, Lengau, Großer Pölven

Einführung

Das Kartierungsgebiet umfasst einen ca. 1,6 km^2 großen Ausschnitt zwischen Bad Häring, dem Gehöft Lengau und dem Großen Pölven (1.595 m). Die stratigrafische Abfolge besteht aus dem Unteren und Oberen Alpinen Buntsandstein, den Werfener Schichten, der Reichenhall-Formation, den Kalken und Dolomiten der Steinalm- und Annaberg-Formation, der Reifling-Formation, der Partnach-Formation sowie dem Wettersteinkalk in Riffhang-Fazies. Diese Schichtglieder werden im Westabschnitt des kartierten Gebietes von den „tertiären“ Sedimenten der Häring-Formation (Unterinntal-„Tertiär“) diskordant überlagert. Die auftretenden triassischen Schichtglieder sind bis auf die Partnach-Formation im Kartierungsbericht zu Teilgebiet 1 beschrieben, weshalb hier lediglich auf davon abweichende Ausbildungen und die in Teilgebiet 1 nicht auftretenden Formationen eingegangen wird.

Stratigrafie

Die Reifling-Formation ist entlang des etwa seit 15 bis 20 Jahren bestehenden, steilen Zufahrtsweges zum derzeit aktiven Kalksteinbruch im Betriebsgelände der SPZ (Südbayrische Portlandzemente) exemplarisch aufgeschlossen: Diese Formation überlagert in diesem Abschnitt typisch ausgebildete graue, gebankte bis massige anisische Kalke und Dolomite der Annaberg-Formation und der Steinalm-Formation. Südöstlich unterhalb des derzeit betriebenen Steinbruchs treten auf einer Seehöhe von ca. 1.000 m in der Reifling-Formation basal mittel- bis dunkelgraue, dm-gebankte wellig-knollige Kalke mit Filamenten auf. Die Knollenkalke darüber sind typisch ausgebildet und enthalten bis zu 20 cm dicke Lagen von türkisblauen Tuffen, die als „Pietra Verde“ bezeichnet werden. Darüber folgen wieder Filamente führende, dickbankigere Reiflinger Bankkalke. Die Gesamtmächtigkeit der Reifling-Formation liegt hier bei etwa 20 m. Gegen die im Osten gelegene Plattform aus Wettersteinkalk hin wird sie zusehends geringmächtiger und keilt im Bereich des Wanderweges auf den Großen Pölven, wo sie nicht mehr aufgeschlossen ist, vermutlich primär aus.

Wettersteinkalk/Partnach-Formation

Südlich der Kalksteinbrüche folgt über den Bankkalken eine morphologisch markante Felsrippe aus Wettersteinkalk. Diese mehrere Meter mächtige Rippe wird im Norden durch stark zurückwitternde, 10 bis 15 m mächtige, teilweise hellbraun bis rötlich verwitternde, dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer und Mergel der Partnach-Formation überlagert. Darüber folgen dickbankige, steil nach Nordwesten bis Norden einfallende Riffhangkalke der Plattform. Die erste Felsrippe aus Wettersteinkalk wird gegen Nordosten sukzessive geringmächtiger und keilt südwestlich des derzeit betriebenen Kalksteinbruchs primär aus. Dieser Befund steht jedoch im Widerspruch zur etwa N-gerichteten Progradation der Plattform. Das Verständnis der ungewöhnlichen Geometrie dieser nach Osten auskeilenden Riffzunge kann vermutlich nur durch eine Ausweitung der Untersuchungen in einen größeren Rahmen verstanden werden. Südöstlich des höheren, aktuell betriebenen Steinbruchs keilen auch die Partnach Schichten aus, wobei hier die Situation durch eine steile, etwa NW-streichende Störung etwas komplexer ist.

Auf einem Geländeband, westlich der seilgesicherten Querung des Wanderweges zum Großen Pölven, treten im Verzahnungsbereich mit dem Wettersteinkalk erneut geringmächtige, meist stark verwitterte Mergel in Wechsellagerung mit Detritus führenden, dunkelgrauen Kalken auf, die proximalen Beckensedimenten der Partnach-Formation entsprechen. In die dm- bis m-dicken Kalkbänke sind dünnbankige, ebenfalls detritäre Kalke mit Feinschichtung eingeschaltet. Darüber folgt der hellgraue, dickbankig ausgebildete Wettersteinkalk in Riffhang-Fazies.

Die beschriebenen Aufschlüsse im Wettersteinkalk und in den Partnach Schichten im Bereich der Steinbrüche und an der Pölven-Südwand stellen einen, im Zuge der alpidischen Einengungsphasen nach NNW steilgestellten, erosiven Schräganschnitt zu der Verzahnung zwischen den ladinischen Plattform- und Beckensedimenten dar. Diese Verzahnung zeigt nach Norden eine zunehmend distalere Position an. Der Wettersteinkalk ist im Bereich zwischen Bad Häring und dem Großen Pölven zum überwiegenden Teil in Riffhang-Fazies ausgebildet.

Beim oberen Tunnel, der in den derzeit aktiven Steinbruch führt, steht der typische Wettersteinkalk in Hangfazies in Form dickbankiger grauer bis scheckiger Riffschuttkalke an.

Die etwa NE–SW-verlaufende Steilwand, welche die Südbegrenzung des Wettersteinkalkes zu den älteren Schichtgliedern bildet, sowie die künstlichen Steilwände innerhalb der Steinbrüche, gewähren einen guten Einblick in den internen Aufbau der Plattform. Bereichsweise kann man noch Klinoformen erkennen, die etwa nach Norden, in Richtung der ursprünglichen Progradation der Plattform einfallen. Dm-große Hohlräume, bei denen es sich vermutlich um Karsthohlräume und um Großoolithe handelt, enthalten Internsedimente in Form verwitterter, grüngrauer siltiger Mergel.

Unterinntal-„Tertiär“, Häring-Formation

Dieses Schichtglied mit Obereozän-Unteroligozän-Alter ist im Westteil des Arbeitsgebietes, südöstlich von Bad Häring verbreitet und mehrfach gut aufgeschlossen. Orografisch rechts des Lengauer Grabens und im Bereich eines orografisch rechten Seitengrabens treten grobklastische Sedimente des Lengerer Graben-Members auf.

An einer Forststraße, die vom Lengauer Graben nach Osten bis in eine Höhe von 1.100 m hinaufführt, stehen die basalsten Anteile dieses Schichtglieds an. Grobe Brekzien mit bis zu 0,5 m großen, überwiegend aus Wettersteinkalk, teilweise aus Konglomeraten (Resedimente) bestehenden angularen bis subgerundeten Komponenten überlagern den Oberen Alpinen Buntsandstein an einer mittelsteilen, etwa nach Nordwesten einfallenden Diskordanz primär sedimentär.

Nahe der Straßenbrücke, die auf einer Seehöhe von 750 m über den Lengauer Graben führt, steht im Graben der Obere Alpine Buntsandstein an. Darüber folgen graue, teilweise ockerfarben anwitternde, basal grobe und vergleichsweise schlecht sortierte Brekzien bis Konglomerate und Grobarenite. Die gröber-klastischen Ablagerungen enthalten im basalen Bereich bis zu 20 cm große Komponenten, die überwiegend aus hellgrauen bis beigen Karbonaten (Kalk und Dolomit) in einer grobarenitischen Matrix bestehen. Untergeordnet treten auch dunkelgraue bis schwarze Dolomitkomponenten sowie Klasten aus Buntsandstein und Quarz auf. Darüber werden diese Sedimente zunehmend feinkörniger und es sind undeutlich ausgebildete Sedimentstrukturen, wie normale Gradierung und Schrägschichtung erkennbar. In die dm- bis m-dicken Bänke aus Feinkonglomeraten sind dm-dicke Arenitlagen eingeschaltet. Die Matrix der Konglomerate ist sandig-siltig.

Südlich und südwestlich des nicht mehr betriebenen alten Steinbruchs treten in mehreren Aufschlüssen feinkörnige Lithotypen des Lengerer Graben-Members in Form von leicht bituminösen Kalkareniten und kalkigen Mergeln auf. Die beigen bis hellbraunen Kalkarenite sind aus 1 bis 3 dm dicken Bänken aufgebaut und brechen teilweise dünnplattig. Auf den Spaltflächen sind zahlreiche inkohlte Pflanzenreste erkennbar. Die hellgrauen, kalkigen Mergel weisen eine undeutliche Schichtung mit dm-dicken, intern strukturlosen Lagen auf und verwittern scherbig bis dünnplattig.

Quartäre Ablagerungen

An der Forststraße, die vom Gehöft Lengau in Richtung des Großen Pölven führt, ist vorzugsweise an Geländerücken wiederholt kristallinreiche Grundmoräne aufgeschlossen. Es treten Komponenten aus Buntsandstein und zentralalpinem Kristallin (Amphibolit, Gneis, Grüngesteine, Quarzit und Eklogit) auf. Die Grundmoräne überlagert Grobblockschutt, der sich überwiegend aus Wettersteinkalk des Pölven zusammensetzt und hier in Rinnen zu Tage tritt. Es ist nicht klar, ob dieser Blockschutt im Zuge des Eisaufbaus zum Letzten Glazialen Maximum der Würm-Kaltzeit (LGM) oder früher (prä-hochglazial) gebildet wurde. Diese Blockmassen begleiten auch den Wanderweg auf den Pölven bis fast zum Wandansatz. Die Blöcke erscheinen einsedimentiert, bereichsweise erkennt man noch eine Überlagerung durch Grundmoräne. Die Morphologie des Grobblockschutts ist auffallend glatt, es ist keine rezente Felssturzmorphologie erkennbar. Zudem spricht auch die abgerundete Form der Blöcke für eine Überprägung bzw. einen kurzen Transport durch den Gletscher.

Auf den bewaldeten Verebnungen orografisch rechts des Ausgangs aus dem Lengauer Graben tritt stark kompaktierte Grundmoräne auf, die hinsichtlich ihrer Farbe und Zusammensetzung der oben beschriebenen Grundmoräne ähnelt.

Der Bereich südlich dieser Moränenareale wird von hellroten sandigen Kiesen eingenommen, die an mehreren kleinen Aufschlüssen zu Tage treten. In den subgerundeten bis gut gerundeten, bis 5 cm großen Komponenten dominiert der Alpine Buntsandstein, untergeordnet treten Komponenten aus Quarz, Amphibolit, Grünschiefer, Phyllit und Gneis auf. An mehreren Aufschlüssen ist eine deutliche Kompaktion dieser Sedimente feststellbar.

Tektonische Strukturen

Westlich des Wanderweges auf den Pölven, am Fuß der Pölven-Südwand, sind die Kalkbänke und Mergel der Partnach Schichten an zahlreichen kleinen Störungen, mit dm- bis m-großen Versätzen, zerlegt. Die konjugierten, mittelsteilen bis steilen Störungen streichen NW bis N und bilden kleine Horst-Graben-Strukturen. Bereichsweise sind auf den Störungsflächen noch Abschiebungslineare erkennbar. Südwestlich unterhalb dieser Aufschlüsse sind in der Reichenhall-Formation ähnliche, etwa N-streichende, kleine Abschiebungen mit m-großen Versätzen ausgebildet.

Westlich und südwestlich von Lengau ist der Obere Alpine Buntsandstein entlang des Lengauer Grabens und in einem orografisch rechten Seitengraben im Meter- bis Dekameter-Bereich verfaltet. An den gemessenen, meist N- bis NE-streichenden und E- bis SE-streichenden Faltenachsen sowie an der Streuung der Schichtlagerungswerte ist die Überprägung eoalpiner Einengungsstrukturen durch die meso- bis neoalpine Einengung erkennbar.

Vergleicht man das Schichteinfallen der triassischen mit jenem der „tertiären“ Sedimente, fällt eine unterschiedliche, generelle Schichtlagerung auf. Während in ersteren Einfallsrichtungen nach NW bis N vorherrschen, zeigen die meisten Werte in den Häringer Schichten ein W- bis NW-Fallen. Dies zeigt, dass die „tertiären“ Sedimente über einen bereits deformierten und teilweise erosiv abgetragenen Untergrund transgredierten. Nimmt man die Verkippung der „tertiären“ Ablagerungen der Häring-Formation zurück, so ergibt sich daraus das ungefähre, ursprüngliche, wesentlich flachere Einfallen der Riffhangsedimente des Wettersteinkalkes.

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen am Südhang des Pölvenmassivs und im mittleren Wilden Kaiser auf Blatt 3213 Kufstein

Michael Schuh

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2013 wurde auf Blatt UTM 3213 am Südosthang des Pölven sowie am mittleren Wilden Kaiser ein ca. 10 km^2 großer Streifen kartiert. Am Pölven wurde der Bereich zwischen dem Gehöft Lengau–Mittagskogel–Kleiner Pölven–Pölvenau–Dorfbichl aufgenommen.

Das Arbeitsgebiet umfasst an der Nordseite des Wilden Kaisers die Kare vom östlichen Scharlinger Boden bis zum westlichen Griesner Kar, mit einer Nordbegrenzung zwischen Hans-Berger-Haus und dem Eingang des Griesner Kares. Auf der Südseite des Wilden Kaisers war das Gebiet zwischen Kübelkar, Gildensteig und Gaudeamushütte Gegenstand der geologischen Aufnahmen.

Tektonischer Überblick

Das diesjährige Kartierungsgebiet befindet sich regionaltektonisch im Tirolischen Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen, in diesem Abschnitt auch als Staufen-Höllengebirge-Decke bekannt. Mit dem Kaisergebirge ist darin auch eine prominente tektonische Großstruktur entwickelt, die in der älteren Literatur zum einen als aus dem Untergrund hochgepresste Scholle (Leuchs, Ferd. Zschr., III.F., Heft 51, 53–136, 1907; Verh. Geol. B.-A., 1925, 75–91), zum anderen als Decke (Kaisergebirgs-Decke, Ampferer, Jb. Geol. St.-A., 71, 159–172, 1921) gedeutet wurde. Tatsache ist, dass es sich beim Kaisergebirge um eine komplex gebaute, plus minus E–W streichende Großfaltenstruktur, die Kaisergebirgs- oder Kaisertal-Synklinale, handelt, die allseits von Störungen (Überschiebungen nach Süden, Wilder Kaiser; Blattverschiebungen im Norden, Zahmer Kaiser; Abschiebungen im Osten, Kohlenbachtal) begrenzt ist. Diese komplex gebaute Synklinale („gesattelte Mulde“, Fuchs, N. Jb. Min. Abh., Abt. B, 88, 337–373, 1944) wurde schon während der eoalpinen Deformation durch SE–NW-Einengung angelegt. Im Zuge der jüngeren, neoalpinen (neogenen) Deformation kam es zu einer weiteren Einengung der Falte in S–N-Richtung und zu deren Zerscherung im Zusammenhang mit Bewegungen an der Inntal-Störung (Ortner & Gruber, Die Gesteine des Kaisergebirges, In: Konrad, H. (Hrsg.): 50 Jahre Naturschutzgebiet Kaisergebirge 1963–2013, Festschrift, 174–183, 2013). Die ausgedehnten Links-Seitenverschiebungen an der Inntal-Störung im Neogen bewirkten, dass der südöstliche Block (mit dem Kaisergebirge) am Umbiegen der Störung bei Kufstein vom SW–NE-Verlauf in ein plus/minus W–E-Streichen nicht mehr lateral ausweichen konnte, sondern eingeengt, verfaltet und überschoben wurde. Die Anordnung der Störungen geschah in der Art von Palmenblättern, die sich in der Inntal-Störung bündeln. Daher spricht man im Zusammenhang mit dem Kaisergebirge auch von einer Palmenstruktur oder von einer positiven Blumenstruktur (Ortner & Gruber, 2013).

Der steil aufgerichtete Südschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale und dessen Zerscherung durch Überschiebungen ist im Wilden Kaiser eindrucksvoll ausgebildet. Die Hauptüberschiebung läuft am Südhang des Wilden Kaisers mitten durch das diesjährige Arbeitsgebiet. Das zweite Kartierungsgebiet an den Südosthängen des Pölvenmassivs gehört, wie der Niederkaiser und der Achleitner Kogel, im weiteren Sinn zur Liegendscholle der Hauptüberschiebung des Kaisergebirges an dessen Südseite. Diese große Überschiebungsstruktur ist mehrfach verzweigt und soll hier informell „Kaisergebirgs-Überschiebung“ genannt werden.

Stratigrafie der Festgesteine

In der Liegendscholle der Kaisergebirgs-Überschiebung reicht die Schichtfolge von der Basalbrekzie des Perm bis zum Norischen Hauptdolomit. In der Hangendscholle der Kaisergebirgs-Überschiebung ist eine Abfolge von der Alpinen-Muschelkalk-Gruppe bis zu den Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen. In der Folge wird die stratigrafische Folge gesamthaft beschrieben, lokal wird auf Besonderheiten in der Liegend- und in der Hangendscholle eingegangen.

Die *Basalbrekzie (Prebichlschichten)* konnte am Pölvenmassiv, zwischen dem Weiler Ried und der ersten Kehre des Forstweges zur Lengaukapelle, kartiert werden. Lithologisch handelt es sich dabei um grobe, unreife, sehr harte Brekzien, deren Komponenten aus der Grauwackenzone stammen: Kalke, Dolomite, silbergraue Phyllite, phyllitartige grünliche Metatuffite, feinkörnige rote Kalke und Quarze. Ein Zerreibsel aus den Komponenten bildet die dunkelrote bis violette Matrix.

Die über der Basalbrekzie folgende *Gröden-Formation* wurde ebenfalls im Bereich Pölven-Südosthang aufgenommen und erstreckt sich vom Hangfuß bis etwa in eine Höhe von 900 bis 1.000 m. Die häufig roten, seltener grünen, in typischer Weise bioturbaten Sand- und Siltsteine enthalten Pflanzenhäcksel und sind im 0,5- bis 1 m-Bereich gebankt. Gelegentlich sind die Grödener Schichten auch dünner bzw. deutlicher gebankt (feine, dünne Lagen in Wechsellagerung mit groben, dicken Konglomeratlagen). Charakteristisch ist das Auftreten von Tonschiefern.

Sobald der texturelle und kompositionelle Reifegrad zunimmt, respektive der Matrixanteil abnimmt, spricht man vom *Alpinen Buntsandstein*. Am Pölven entwickelt sich dieser über der Gröden-Formation und lässt sich bis in eine Höhe von etwa 1.100 m verfolgen. Nach lithofaziellen Aspekten wird der Alpine Buntsandstein in einen

Oberen und einen Unteren Alpinen Buntsandstein gegliedert: Schräggeschichtete Ablagerungen eines verzweigten Flusssystems sind für den Unteren Alpinen Buntsandstein charakteristisch, dessen oberste Anteile zeigen einen randmarinen Einfluss. Im Gelände fand man den Unteren Alpinen Buntsandstein vorwiegend als massiven, dunkelroten und körnigen Quarzsandstein vor, der immer wieder Einschaltungen von weinroten Tonlinsen bzw. Tonklasten enthielt. Der Obere Alpine Buntsandstein stellt ein neuerliches Vordringen des Flusssystems, respektive eine Regression der marinen Fazies dar. Im Gelände wurden hellgraue bis weißliche, cm- bis dm-gebankte Sandsteine mit Schrägschichtung vorgefunden. Die hellen Sandsteinbänke alternieren zum Teil mit feinkörnigeren, dunkelgrünen bis zart rosafarbenen Sandsteinen. Zum stratigrafisch Hangenden hin sind die kompakten, hellen Sandsteinbänke mitunter von cm-dicken, wellig geschichteten, dunkelsilbergrauen, tonigen Lagen unterbrochen. Die obersten Anteile des Alpinen Buntsandsteins zeigen eine Zunahme des Tonanteils, cm-dicke, sandig-tonige Bänke (an einem Einzelaufschluss beobachtet) leiten vermutlich die Transgression des Meeres ein. Diese schon zu den Werfener Schichten zählenden Lithotypen wurden aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht gesondert ausgeschieden und zum Oberen Alpinen Buntsandstein zusammengefasst.

Als *Reichenhall-Formation* inklusive *Alpine Muschelkalk-Gruppe undifferenziert* wurde am Pölven eine Wechsellagerung von Kalken, Dolomiten und Brekzien bezeichnet, die, meist getrennt durch einen mächtigen Schuttmantel, über dem Oberen Alpinen Buntsandstein einsetzt. Auch Mergel kommen in diesem Zusammenhang vor. In den Brekzien stellen dunkel- bis hellgraue, bis zu einem Zentimeter große Klasten, die Komponenten. Diese sind zumeist von einer gelblichen bis hellbraunen, sandig-mürben Matrix umschlossen. Die Brekzien treten oft in mehreren Horizonten zwischen hellen bzw. hellbeigen Dolomiten oder cm-gebankten, unruhig wellig geschichteten, braun-rötlichen Kalken auf. Diese Gesteinsausbildungen, insbesondere die Brekzien, sind für die Reichenhall-Formation typisch; eventuelle Anteile von Kalken, Mergeln und Dolomiten der Alpinen Muschelkalk-Gruppe (Virgloria-Formation, Gutenstein-Formation) konnten nicht gesondert ausgeschieden werden und wurden daher der Reichenhall-Formation zugeordnet.

Am Südhang des Kaisergebirges, zwischen Kübelkar und Gildensteig, konnte die Alpine Muschelkalk-Gruppe mehr oder weniger eindeutig in einzelne Formationen untergliedert werden:
Als ihr unterstes Schichtglied wurde die Beckenfazies der *Gutenstein-Formation* differenziert: Meist liegen dunkle, graue bis schwarze, selten auch bräunliche, cm- bis gelegentlich dm-gebankte Kalke vor. Die Schichtflächen können glatt bis unruhig wellig ausgebildet sein. In den wellig gebankten Kalken konnten auch Bioturbationserscheinungen, wie sie für den Wurstelkalk der *Virgloria-Formation* typisch sind, beobachtet werden. Allerdings wurden diese wegen der geringen Mächtigkeit nicht gesondert als Virgloria-Formation ausgeschieden. Bänke von laminierten Dolomiten können innerhalb der Abfolge immer wieder auftreten.

Im Gelände durch seinen auffällig wandbildenden Charakter leicht erkennbar, konnte der über der Gutenstein-Formation einsetzende Steinalmkalk (*Steinalm-Formation*) eindeutig identifiziert werden. Da dieser Flachwasserkalk lateral unbeständig ist und auch mit der Gutenstein-Formation verzahnen kann, kann er entweder als mächtiger, bis 20 m hoher Wandriegel auftreten, oder gänzlich fehlen. Teilweise ist eine Bankung im 0,5 bis 1 m-Bereich erkennbar. Auch im Handstückbereich kann man den Steinalmkalk sehr gut von den übrigen Schichtgliedern der Alpinen Muschelkalk-Gruppe unterscheiden. Vor allem die deutlich hellere Eigenfarbe, grau, bräunlichgrau oder hell ockerfarben ist charakteristisch. Mikrofaziell betrachtet handelt es sich beim Steinalmkalk um Mikrite und Sparite.

Das nächsthöhere Schichtglied, die Beckenfazies der *Reifling-Formation*, folgt sowohl über der Beckenfazies der Gutenstein-Formation als auch über der Plattformfazies der Steinalm-Formation. Die Reifling-Formation kann fehlen, wenn Plattform über Plattform folgt (Wettersteinkalk auf Steinalmkalk). Meistens handelt es sich bei den Reiflinger Kalken um im Dezimeter-, seltener im Meter-Bereich gebankte, schwarze, dunkelgraue oder graue, vereinzelt hellere Kalke mit Filamenten. Sehr typisch sind eine knollig-flaserige Ausbildung sowie unruhig wellige Schichtflächen. Im Gelände (v.a. am Pölven) fand man gelegentlich schön verkarstete, hellgrau anwitternde, im Anschlag helle, graubraune bis beige, dezimeter- bis halbmeter-gebankte Kalke vor. Meist überwiegt jedoch eine dunkelgraue bis schwarze Eigenfarbe. Die welligen Schichtflächen dieser Kalke sind oft mit gelbbraunen Tonhäutchen überzogen, Stylolithe sind ebenfalls häufig. Stellenweise können die hellen Kalke mit dunkelgrauen bis schwarzen, cm-dicken Zwischenschichten alternieren.

In verschiedenen Niveaus der oben beschriebenen „Bankkalke“, zum Top hin jedoch zunehmend, kommen verkieselte Partien mit Hornsteinknauern oder -lagen vor. Abgesehen von einer etwas helleren Eigenfarbe und der Verkieselung unterscheiden sich die verkieselten Reiflinger Kalke nicht von den Unverkieselten. Die Kieselknollen oder -lagen sind grau, graubraun oder rötlich gefärbt und wittern erhaben heraus. Ihre sprödmechanischen Eigenschaften rufen ein engmaschiges Kluftnetz hervor.

Im obersten Niveau der Reiflinger Kalke treten die Anisium/Ladinium-Grenze markierenden, gras- bis pistaziengrünen (seltener bräunlichen oder rötlichen) Pietra-Verde-Horizonte auf. Hierbei handelt es um durch Einschwemmung oder Einwehung eingebrachte Verwitterungsprodukte vulkanischer Tuffe. Die Pietra-Verde-Horizonte konnten eindeutig nur in den verkieselten Partien am Top des Reiflinger Kalks am Pölven nachgewiesen werden.

Meist tektonisch amputiert oder primär sedimentär nicht vorhanden, konnte die Partnach-Formation (Beckenfazies zum Wetterstein-Riffkalk) nur vereinzelt im Kartierungsgebiet des Pölven aufgenommen werden. Dazu gehören dunkelgraue bis schwarze, Pyrit führende Partnach-Mergel und darin eingeschaltete, dunkle, cm- bis m-gebankte Kalke (Zerbes & Ott, Jb. Geol. B.-A., 142, 95–143, 2000). Im Gelände wurden hauptsächlich dunkelgraue bis schwarze, manchmal braune Tonschiefer vorgefunden. Die Mächtigkeit beträgt im Kartierungsgebiet wenige Meter.

Der darüber einsetzende (progradierende) Wettersteinkalk wurde schon im Kartierungsbericht 2012 des Verfassers (Schuh, Jb. Geol. B.-A., 153/1–4, 430–432, 2013) eingehend beschrieben. Im diesjährigen Kartierungsgebiet konnte zusätzlich das Vorkommen einer turbiditähnlichen

Riffschuttfazies nachgewiesen werden, die zwischen Wetterstein-Riffkalk und Partnach Schichten vermittelt. Letztlich handelt es sich um die Ausläufer der beginnenden Progradation des Wetterstein Riffes über das Partnach Becken. Im weiteren Sinn könnte man diese Fazies mit dem Partnach Übergangskalk in ZERBES & OTT (2000) vergleichen. Diese Fazies mit im cm- bis dm-Bereich deutlich gebankten, arenitischen Kalken wurde am Wandfuß der Goinger Halt in Richtung Ellmauer Tor kartiert. Im Handstück weisen die Kalke einen deutlichen Lagenbau auf: Grobe, helle Lagen alternieren mit dunkleren feinen Lagen (beide bilden fining-upward-Zyklen). Auch Slumping-Strukturen wurden vorgefunden.

Für die weiteren, im Kartierungsgebiet vorkommenden stratigrafischen Glieder, Hauptdolomit und Nordalpine Raibler Schichten, soll ebenfalls auf den Kartierungsbericht 2012 (SCHUH, 2013) verwiesen werden.

Eigene strukturelle Beobachtungen

Für eine tektonische Übersicht wird auf den Kartierungsbericht 2012 des Verfassers (SCHUH, 2013) verwiesen.

Wichtigste strukturelle Beobachtungen am Südabhang des Pölvenmassivs

- Dextrale Blattverschiebungen im Wettersteinkalk südlich des Mittagskogels.
- Abschiebungskontakt Wettersteinkalk/Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk/Partnach Schichten.
- Schichtausfall in den anisischen Schichtgliedern: die Gutenstein Formation fehlt ganz oder teilweise.
- Reichenhaller Schichten sind nur partiell vorhanden.
- Häufiger Wechsel der Einfallsrichtung im Alpinen Buntsandstein in Abschiebungsnähe.
- Mehrere vermutete Störungen entlang der Gräben.

Die auffälligste strukturelle Besonderheit in diesem Gebiet ist der gestörte Kontakt des Wettersteinkalkes zu den liegenden stratigrafischen Einheiten. Dieser konnte jedoch wegen der ausgedehnten Hangschuttareale nur an wenigen Stellen eingesehen werden. Am Wandfuß der Wettersteinkalkwände unterhalb des Kleinen Pölven trifft man auf flach nach NW einfallenden Reiflinger Bankkalk, der direkt von Wettersteinkalk überlagert wird. Da dieser sehr undeutlich gebankt bzw. versintert ist, konnte die Raumlage von letzterem nicht festgestellt werden. Aufgrund des Fehlens von den oberen, verkieselten Partien des Reiflinger Kalkes und eines Pietra-Verde-Horizonts wird hier auf eine Abschiebung des Wettersteinkalkes gegenüber den Reiflinger Kalken geschlossen. Dieselbe Situation findet man etwa einen Kilometer weiter südwestlich, wo ebenso Wettersteinkalk auf Reiflinger Bankkalk lagert. Diese Abschiebung könnte weiter südwestlich, im Bereich des Ursprungs einer großen Rinne am Wandfuß der Gipfelwände südöstlich des Mittagskogels in den Wettersteinkalk, respektive in die Formationsgrenze Wettersteinkalk/Partnach-Formation hineinlaufen. Es wurde dort im Wettersteinkalk eine sehr markante, nach NW einfallende Störungsfläche kartiert, deren umgebendes Gestein von einem dichten Kalzitfasernetz durchzogen ist.

Das partielle Fehlen der Reichenhall-Formation bzw. das vollständige Fehlen der Gutenstein-Formation könnte ebenso mit einer extensiven Tektonik zusammenhängen. Insgesamt jedoch ist die Alpine Muschelkalk-Gruppe hier vermutlich primär schon geringmächtig ausgebildet. Hingegen könnte die in Teilbereichen große Mächtigkeit des Alpinen Buntsandsteins mit Verfaltung zusammenhängen. Dies belegen auch die stark variierenden Streich- und Fallwerte.

Als weitere Störung soll eine dextrale, West–Ost verlaufende Blattverschiebung im Wettersteinkalk südlich des Mittagskogels erwähnt werden. Sie manifestiert sich in einer deutlichen, bewaldeten, von Ost nach West ansteigenden Rampe, die, neben dem Normalweg, für den Wanderer den einzigen Zugang zum Gipfelplateau von Südosten bildet. Auch hier könnten bedeutende Bewegungen stattgefunden haben.

Letztlich stellen die teils mechanisch inkompetenten Schichten der Reichenhall-Formation und der Alpinen Muschelkalk-Gruppe die tektonische Knautschzone zwischen dem mechanisch kompetenten Wettersteinkalk und den „permoskythischen“, klastischen Sedimenten dar.

Wichtigste strukturelle Erkenntnisse im Kartiergebiet des Wilden Kaiser

- Große Überschiebung innerhalb der Tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke; die Überschiebung wird hier informell als „Kaisergebirgs-Überschiebung“, die Hangendscholle als „Kaisergebirgs-Scholle“ bezeichnet.
- Tektonischer Schürfling aus Wettersteinkalk am Überschiebungskontakt.
- SW–NE streichendes Störungssystem (Seitenverschiebungen) in der anisischen Schichtfolge der Kaisergebirgs-Scholle und den karnisch-norischen Schichtgliedern der liegenden Staufen-Höllengebirge-Decke s. str.
- Tektonische Verdoppelung der anisischen Schichtfolge in der Hangendscholle.
- Mehrere große, steilstehende Störungen am Hauptkamm und an den Seitenkämmen des Wilden Kaisers (große Verschneidungen zwischen Schichtung und Störung).

Die Kaisergebirgs-Überschiebung

Im Kartierungsgebiet ist eine markante Überschiebungsstruktur entwickelt, die plus/minus WNW–ESE streicht und an der eine anisisch-ladinische Schichtenfolge auf Hauptdolomit und unterlagernde Raibler Schichten aufgeschoben ist. Die Hangendscholle dieser Überschiebung, die ich hier „Kaisergebirgs-Überschiebung“ nenne, wird als Kaisergebirgs-Scholle bezeichnet. Es handelt sich dabei um eine große Falten- und Überschiebungsstruktur der Tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke, die während der neogenen Bewegungen an der Inntal-Störung aufgrund von Platzproblemen eingeengt, zerschert und als große Palmenstruktur mit Überschiebungen und Seitenverschiebungen hochgepresst wurde (siehe oben und ORTNER & GRUBER, 2013). Daher nenne ich die Liegendscholle dieser Kaisergebirgs-Überschiebung im vorliegenden Fall informell Staufen-Höllengebirge-Decke s. str.

Der Ausbiss der Überschiebungsfläche lässt sich im Bereich zwischen „Wilder Kaiser Steig–Gildensteig“ sehr gut abschätzen. Sie äußert sich im Gelände in Form einer deutlichen, von West nach Ost ansteigenden, schutt- und vegetationsbedeckten Rampe. Etwa 700 m nördlich der Gaudeamushütte, einige Meter oberhalb des Wilden Kaiser Steiges, ist eine damit in Zusammenhang stehende Be-

wegungsfläche freigelegt. Der Hauptdolomit der Liegendscholle ist in eine tektonische Brekzie aufgelöst, deren kleine (< 1 cm), dunkelgraue bis schwarze Komponenten von einem feinen Kalzitnetz umgeben sind. Der Wettersteinkalk der Hangendscholle wirkt intakt, vermutlich handelt es sich dabei um einen tektonischen Schürfling, der von der Liegendscholle abgeschert wurde. Dies ist auch in der Karte von ZERBES & OTT (2000) so vermerkt.

Weiters beobachtet man in der Hangendscholle lokal eine Verdoppelung des Steinalmkalkes und der Reiflinger Bankkalke. Diese Beobachtung macht man am orografisch linken Rand des Kübelkares, südwestlich des Bauernpredigtstuhls: Dickbankiger Steinalmkalk lagert hier über dünnbankigen Reiflinger Kalken, die z.T. als Kieselkalke vorliegen. Die Kontaktfläche durchschneidet diskordant mit spitzem Winkel die Bankungsflächen der Liegendscholle. Diese Überschiebung hängt offensichtlich mit der Hauptüberschiebung der Kaisergebirgs-Scholle zusammen. Der mehrmalige Wechsel von Gutenstein-Formation und Steinalm-Formation im östlichen Teil der Hangendscholle wird als primär sedimentäre Wechsellagerung und nicht als tektonische Struktur interpretiert, zumal auch keine entsprechenden Störungen gefunden werden konnten.

Blattverschiebungen
Betrachtet man sowohl die Liegend- als auch die Hangendscholle der Kaisergebirgs-Überschiebung aus der Distanz, so fällt auf, dass die jeweils nordwestlichen Blöcke gegenüber den südöstlichen nach „unten" versetzt erscheinen. In einem Graben nordöstlich der Gaudeamushütte konnte eine der Störungen, an denen diese Versätze stattfinden, als NE–SW streichende Fläche gemessen, aber das Bewegungslinear nicht ermittelt werden. Der in gelbliche und rötliche Störungsbrekzien aufgelöste Hauptdolomit der Liegendscholle, orografisch rechts der Grabenachse, stößt mit scharfer Grenze an die Raibler Schichten, welche in die Störung hineingeschleppt wurden. Wie sich diese (vermutete) Blattverschiebung in die hangende Kaisergebirgs-Scholle fortsetzt, konnte nicht eindeutig festgestellt werden. Mit großer Sicherheit kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die genannte Blattverschiebung Teil des nordwestlich anschließenden Störungssystems ist, welches die anisischen Einheiten der Kaisergebirgs-Scholle intern versetzt (vgl. hierzu den Kartierungsbericht von ORTNER, Jb. Geol. B.-A., 146/3–4, 79–82, 2006).

Eine weitere, bedeutende Störung, die dem oben beschriebenen System angehören könnte, verläuft über das Kleine Törl (Übergang von der Wilder Kaiser Südseite in das Griesner Kar).

Am Nordrand des kartierten Gebietes, im hintersten Kaiserbachtal, erkennt man aus schräg aufeinander zulaufenden Kontakten zwischen Raibler Schichten und Wettersteinkalk und gleichzeitig den Wettersteinkalk durchziehenden, großen Störungsflächen dextrale Blattverschiebungen. Diese sind u.a. für die großen Verschneidungen der berühmten Kletterwände verantwortlich.

Quartäre Ablagerungen und morphologische Phänomene

Gebiet Pölvenmassiv
Große Flächenanteile des Pölven-Südosthanges sind mit mächtigen Lockersedimenten bedeckt.

Neben den „normalen" Hangsedimenten aus Sturz- und/oder Verwitterungsschutt verschiedener Korngrößen nehmen prähochglaziale bis hochglaziale Hang-, Sturz- und Murschuttkörper einen beträchtlichen Flächenanteil ein. Diese „älteren" Ablagerungen sind an mehreren Lokalitäten freigelegt und einsehbar, z.B. an der Abzweigung eines neu angelegten Forstweges unmittelbar südlich der Reiter Alm, längs des Fahrweges zur Reiter Alm vor der letzten Kehre im Aufstiegssinne, an der orografisch linken Begrenzungskante des freien Almgeländes der Reiter Alm und am Forstweg von der Lengaukapelle in Richtung Mittagskogel. Diskrete Schüttungsereignisse lassen sich anhand von 0,5 bis 1 m mächtigen, hangparallel einfallenden Bänken differenzieren. Kies- bis kopfgroße, angulare bis kantengerundete Komponenten sind zum Teil durch eine feine, weiße, kalzitische Matrix miteinander verkittet. Hauptlieferant des Materials ist der Wettersteinkalk des Pölvenmassivs. Im Kontext mit diesen Hangsedimenten – so die Ansicht des Verfassers – stehen immer wieder auftretende, bis zu hausgroße Sturzblöcke aus dem Wettersteinkalk, die fast gänzlich einsedimentiert sind und die man nur dann erkennt, wenn man sich hangaufwärts annähert. Aus diesem Grund konnten sie von den jüngeren Fels- und Bergsturzereignissen getrennt und den oben beschriebenen, älteren Ablagerungen zugeordnet werden. Das ausschlaggebende Argument für das prä-hochglaziale bis hochglaziale Alter dieser Hangschuttablagerungen ist deren stellenweise Bedeckung durch hochglaziale Grundmoräne. Diese ist z.B. am Forstweg von der Lengaukapelle in Richtung Mittagskogel an den Rücken aufgeschlossen, in den Tälchen dazwischen gelangt man wieder in die darunterliegenden, blockigen Hangschuttsedimente.

Spät- und postglaziale Felssturzablagerungen finden sich über das gesamte Arbeitsgebiet am Pölven verteilt. Die flächenmäßig größte Sturzmasse reicht bis zum Auslauf einer großen Erosionsrinne hinab, die südöstlich des Mittagskogels am Wandfuß ansetzt. Auf einer Fläche von ca. einem Hektar lagern Sturzblöcke bis zu Hausgröße, die hauptsächlich dem Wettersteinkalk entstammen.

Ferntransportierte Moräne des hochglazialen Inngletschers wurde bis in eine maximale Höhe von etwa 1.150 m (Reiter Alm), meist auf Rücken oder Terrassen, nachgewiesen. Einen guten Einblick in die Moräne bietet ein Aufschluss an einem neu angelegten Forstweg südlich der Reiter Alm auf etwa 1.100 m Seehöhe: Neben zahlreichen, meist gut gerundeten Kristallingeschieben aus den zentralen Ostalpen findet man in der Moräne auch große Mengen an lokalen, angularen bis kantengerundeten Karbonatkomponenten. Der hochglaziale Inngletscher muss demnach bei Wörgl einen Ast in das Söll-Leuken-Tal entsandt haben, der bei seinem Vorrücken viel umgebendes Material aufschürfte. Wenn Aufschlüsse fehlten, identifizierte der Verfasser die hochglaziale Würmmoräne anhand von oberflächlicher Kristallingeschiebe-Streu.

Ein größeres Vorkommen glaziofluviatiler Sedimente konnte unterhalb einer Terrasse an einem Hanganschnitt östlich des Weilers Pölven nachgewiesen werden. Aufgrund fehlender Aufschlüsse konnte die räumliche Ausdehnung dieser Schotter nach Westen zu nur geschätzt werden.

Gebiet Wilder Kaiser
Große Mengen an feinkörnigem bis grobblockigem Hang- und Verwitterungsschutt säumen vor allem in den Karen

die Fußflächen der Felswände. Dieser Schutt kann, je nach Art seines Ursprungs, in einzelnen, definierten Kegeln oder aus mehreren, sich überlagernden Kegeln in Form einer Schutthalde vorliegen. Der Hauptanteil des Materials entstammt dem Wettersteinkalk, am Südabhang des Arbeitsgebietes auch den anisischen Schichtgliedern. Hauptdolomit und Raibler Schichten haben als Schuttlieferanten, aufgrund der begrenzten Verbreitung, untergeordnete Bedeutung.

Fels- und Bergsturzablagerungen, die vermutlich in Zusammenhang mit den ehemals örtlichen Gletschern stehen, findet man südlich des Hans-Berger-Hauses auf einer mit Mur- und Bachschutt verlegten Fläche am Ausgang des Scharlinger Bodens. Hier können drei voneinander getrennte, zeitlich eng beieinander liegende Ereignisse beobachtet werden. Weitere Ansammlungen von bis zu Haus großen Blöcken lagern im oberen Scharlinger Boden, im oberen Teil des Griesner Kares sowie im Kübelkar. Nach Ansicht des Verfassers handelt es sich hierbei um keine Fels- und Bergsturzablagerungen im engeren Sinne, sondern um Blockmaterial, das auf die ehemaligen Lokalgletscher stürzte und als Ober(flächen)moräne an den aktuellen Ort transportiert wurde und dort ausschmolz. Diesen Ablagerungen wurde eine eigene Signatur zugewiesen.

Gut erhaltene, spätglaziale Moränen in Wallform wurden im unteren Bereich der Kare Scharlinger Boden, Hoher Winkel, Griesner Kar und Kübelkar zwischen 1.200 und 1.400 m kartiert. Holozäne Moränen (z.T. 1850er Moränen), damit sind deren Stirn- und stirnnahe Uferwälle gemeint, findet man in den oberen Abschnitten von Scharlinger Boden und Griesner Kar. Die nordseitigen Kare (Griesner Kar, Steinerne Rinne) gegen das Kaiserbachtal hin und das Ellmauer Tor mit ihrer trogförmigen Morphologie zeigen beispielhaft die enorme Schurfkraft der eiszeitlichen Gletscher.

Einen vermutlich fossilen Blockgletscher (Blockgletscherablagerung) passiert man am Weg vom Hans-Berger-Haus zum Stripsenjoch, kurz vor der Abzweigung zum Kopftörl.

Große Murschuttkegel lagern, wie oben schon erwähnt, im Bereich südlich des Hans-Berger-Hauses und westlich der Gaudeamushütte an den Ausläufen der Rinnen im Südhang zwischen Bauernpredigtstuhl und Kleinem Törl.

Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyrling–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung eines Teilgebietes der oberösterreichischen Voralpen (dem Toten Gebirge direkt vorgelagert) entlang der Steyrling westlich der Ortschaft Steyrling (südliche Grenze) über die Kremsmauer hinweg bis zu einer Linie Gradnalm–Kremsursprung (nördliche Grenze) wurde im Sommer und Herbst 2013 durchgeführt. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Micheldorf–Kremsmauer–Klaus an der Pyhrnbahn 1:10.000 (BAUMGART, 2003).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).
- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER, 2007).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das ca. 23 km² große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich der waldreichen oberösterreichischen Voralpen unmittelbar nördlich des Toten Gebirges. Den höchsten Punkt bildet der WSW–ENE verlaufende Kamm Kremsmauer–Falkenmauer (1.604 m), der das Micheldorfer-Kirchdorfer Becken im Norden vom Steyrlinger Becken im Süden trennt und mit dem Höhenzug des Hochedl (1.421 m) das topografische Zentrum des Untersuchungsraums bildet. Dessen südliche Grenze folgt in etwa einer Linie von Mangstlreith über den Andelsberg bis zur Ortschaft Steyrling. Die Westgrenze bestimmt der Kartenrand von Blatt ÖK 67 Grünau im Almtal, die Ostgrenze in etwa die Gemeindegrenze Micheldorf zu Klaus an der Pyhrnbahn. Die Nordgrenze bildet eine gedachte Linie von der Gradnalm zur kleinen Ortschaft Kremsursprung. Der tiefste Punkt des Gebietes ist mit 525 m ü. A. der Austrittspunkt der Krems.

Entsprechend der Morphologie ist die Entwässerung des Gebietes zweigeteilt, wobei die Wasserschneide der Höhenzug Falkenmauer–Kremsmauer ist. Nördlich entspringt die Krems, südlich fließt der Traglbach im Kaltauer Graben in die Steyrling und letztendlich in die Enns.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie der WNW–ESE ausgerichteten Bergkämme sowie weiter südlich durch die hochaufragende, E–W verlaufende Mauer des Hohen bis Kleinen Priel bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Wie weiter südlich im Steyrlinger Becken ist auch hier eine WNW–ESE verlaufende Zertalungsrichtung (Traglbachtal im Süden, Kremstal im Norden) vorherrschend, die durch tektonisch induzierte, kompressive Strukturen der Alpenorogenese vorgegeben ist. Der Untersuchungsraum erlaubt Einblick in drei unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird im südlichen Abschnitt aus dem Tirolikum mit der südlich gelegenen „Totes-Gebirge-Decke“ und der

nördlich gelegenen „Staufen-Höllengebirge-Decke“ aufgebaut. Die Grenze zwischen beiden Decken ist ungefähr mit dem Talverlauf des Schwarzaubaches und der Steyrling flussabwärts von Höbach nachgezeichnet. Der nördliche Teilbereich des Untersuchungsraumes wird von der bajuvarischen Lechtaldecke („Reichraming-Decke“) gebildet. Die Grenze zum tektonisch hangenden Tirolikum liegt an der nördlichen Wandbasis von Falken- und Kremsmauer. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die 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 spröd reagierenden tirolischen Deckenstirn wurde die mit Hauptdolomit erfüllte Kaltau-Synklinale angelegt, die nach Osten durch eine Reihe von dextralen Lateralstörungen versetzt wird. Auf der mergel- und mergelkalkdominierten „bajuvarischen“ Seite zeigt sich eine komplexe Verfaltung in eine südliche Synklinal- („Kremsmauer-Synklinale) und eine nördliche Antiklinal-Struktur (Kaibling-Antiklinale“). Diese wurden ihrerseits von einigen sinistralen Lateralverschiebungen versetzt (siehe Abschnitt Tektonik).

Zwischen Gaisriegel und der Ortschaft Steyrling liegt das tektonische Fenster von Steyrling, welches vom Kalkalpin überschobene Abfolgen des Rhenodanubischen Flyschs zumindest rudimentär erschließt.

Schichtenfolge

Tirolikum (Totes-Gebirge-Decke & Staufen-Höllengebirge-Decke)
Trias
Gutenstein- und **Steinalm-Formation**
Pelsonium (unteres Anisium)

Die älteste im Kartiergebiet erschlossene Schichtfolge steht an zwei Lokalitäten flächig an: 1) am Ostfuß des Lochstein westlich von Höbach baut sie den gesamten Bergzug auf und ist 2) WSW‘ der Rieserschneid in einem schmaleren, WNW–ESE verlaufenden Band erschlossen. In beiden Fällen sind die Vorkommen tektonisch amputiert. Kleine, durch intensive Verfaltungen zutage kommende Vorkommen bestehen am Südhang unter der Rieserschneid.

Aufgrund der stets starken Verfaltung und lateral tektonischen Beschneidung der Gutensteiner Kalke ist eine Abschätzung der Maximalmächtigkeit schwierig bis unmöglich, dürfte allerdings ursprünglich zwischen 100 und 150 m gelegen haben (Egger, 2007).

Die Schichtenfolge innerhalb der Totes-Gebirge-Decke ist entlang des Forstweges von Mangstlreith zu den Wasserböden sehr gut erschlossen und zeigt verfaltete, auffallend dünnbankige dunkelgraue bis schwarzgraue Mikrite. Der frische Anschlag riecht anfänglich stets stark bituminös – der Geruch verflüchtigt sich nach kurzer Zeit. Bankinterne Laminite können vorkommen, sind allerdings nicht die Regel. Sparitverheilte Klüfte treten in deutlich reduzierter Zahl gegenüber den hangenden Kalken der Reifling-Formation auf. Recht selten sind in diesem Bereich Einschaltungen von wellig geschichteten riffogenen Kalken, die der Steinalm-Formation zugerechnet werden. Das weitgehende Fehlen von Steinalmkalken im Untersuchungsraum ist faziell zu erklären – vermutlich lag das Gutensteiner Becken im Bereich Mangstlreith–Steyrling so tief, dass es nur die distalen Progradationsspitzen der Steinalm-Karbonatplattform erreichten.

Eine ähnliche Lithologie der Gutenstein-Formation auf der Staufen-Höllengebirge-Decke ist am Forstweg von den Wasserböden in Richtung Rieserschneid erschlossen (teilweise bereits auf Blatt 67 Grünau im Almtal) – hier präsentiert sich ein ganz ähnliches lithologisches und damit auch fazielles Bild: stark verfaltete Gutensteiner Kalke und nur selten auftretende, zwischengeschaltete Steinalmkalke.

Das Alter der Gutenstein-Formation ist aufgrund von Conodontenfunden (*Paragondolella bifurcata*) vom Kasberg (Blatt 67 Grünau im Almtal) mit oberem Pelsonium anzugeben.

Reifling-Formation
Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Aus den Kalken der Gutenstein-Formation entwickeln sich allmählich und mit einigen faziellen Überschneidungen graue bis braungraue Kalke der Reifling-Formation. Der Unterschied zum Liegenden besteht zum einen in der etwas helleren Gesteinsfärbung, zum anderen aber auch in der dickeren Bankung (1–3 dm, selten bis 5 dm), deren 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 sparitverheilter Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter bis nicht vorhandener 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 stehen Kalkfolgen der Reifling-Formation am Nordhang des Andelsberges sowie südlich von Riesenhub an und ziehen sich – tektonisch bedingt – östlich Höbach bis in den unteren Hangbereich der Reilerschneid (Totes-Gebirge-Decke). Das flächenmäßig größte Vorkommen von Reiflinger Kalken ist in den oberen Hangbereichen der Südflanken von Hochedl bis Reilerschneid erschlossen und zieht sich über das Steyrlinger Flyschfenster hinweg bis an die Basis des Brennet-Westhanges (Staufen-Höllengebirge-Decke). Das Besondere hier ist die primäre, da fazielle Verzahnung mit Wettersteinkalk, die besonders eindrücklich aufgeschlossen am neuen Forstweg zur Reilerschneid zu sehen ist. Hier scheinen aus den vorwiegend mittelbankigen Kalken der Reifling-Formation undeutlich gebankte bis massige Partien aus Wettersteinkalk „herauszuwachsen“. Faziell übersetzt befindet man sich im Gebiet von Steyrling im Übergangsbereich vom Reiflinger Becken zur progradierenden Wetterstein-Karbonatplattform.

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, **Wettersteindolomit**
Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk ist der Hauptgipfelbildner des Untersuchungsbereichs und bildet alle höheren Gebirgskämme: die Kammbereiche von Hochedl zu Reilerschneid und über den Kaltauer Graben hinweg bis zum Kamm Falkenmauer/Kremsmauer. Die Lithologie kommt demnach ausschließlich im Tirolikum vor. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber hangenden Lithologien (Lunzer Schichten, Hauptdolomit) geht sein Auftreten mit morphologisch markanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen, die unterhalb der Rieserschneid und vor allem gegen das Oberste Kremstal an der Krems- und Falkenmauer mit bis zu 200 m hohen, teilweise senkrechten Felswänden „herauspräpariert" sind. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes ist augenscheinlich größer als die stark verfaltete Reifling-Formation und dürfte im untersuchten Bereich bei ca. 200 bis 400 m liegen.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes im Kartiergebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Lokal können größere Poren mit Dolomitkristall-Rasen auftreten (Gipfelbereich des Hochedl) oder auch die für die lagunären Wettersteinkalke typischen „Großoolith-Strukturen" (etwa am Verbindungskamm Sonnspitz zum Hochedl). Im Gelände besteht allein aufgrund der Dickbankigkeit und lokal begrenzten massigen Erscheinung (vermutlich kleinere Patch-Reefs), aber auch in der hellgrauen Verwitterungsfarbe ein auffallender Kontrast zu den zeitgleich abgelagerten Kalken der Reifling-Formation. Wie bereits erwähnt, ist der fazielle Übergang zwischen beiden Lithologien besonders gut an der Reilerschneid zu studieren. Am Aufstieg vom Kaltauer Graben zur Kremsmauer können bei ca. 1.470 m Höhe am Steig deutlich laminierte Mikrite beobachtet werden. Diese wechsellagern mit ehemals porösen Schuttkalken – die Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Der Unterschied zum hangenden Hauptdolomit ist im Gelände einerseits durch die deutlich hellere Gesteinsfarbe, den Karbonatgehalt (Reaktion mit verdünnter Salzsäure) und durch größere Gesteinshärte offensichtlich. Die Grenze zwischen beiden Lithologien ist an einem Stichweg zur Jagdhütte Kaltau erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zu den Lunzer Schichten zeigt in der Kaltau die aus anderen Gebieten der nördlichen Kalkalpen bekannt gewordene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit). Dort bestand bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts ein bergmännischer Abbau (Koordinaten der Stollenmundlöcher: R 508206, H 298392).

Südlich der Steyrling rund um den Andelsberg tritt anstelle des Wettersteinkalkes ausschließlich sekundär dolomitisierter Wettersteindolomit auf. In lithologischem Habitus ist er im Gelände von Wettersteinkalk auf den ersten Blick kaum zu unterscheiden. Der Unterschied wird allerdings durch eine geringe bis nicht vorhandene Reaktion mit verdünnter Salzsäure deutlich.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in der stratigrafischen Tabelle von Österreich (Piller et al., 2004) mit der Basis des Illyrium (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium–Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis ins untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium endet.

Lunzer Schichten (Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine);
Nordalpine Raibler Schichten (Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauhwacken)
Julium (unteres Karnium)

Die gemischt terrigen-klastisch-marinen Sedimente des Karnium sind mit der mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen Nordalpinen Raibler Schichten vertreten – allerdings nur in einem eng begrenzten Gebiet entlang der Kaltau-Synklinale, die sich entlang des Südhanges von Falken- und Kremsmauer bis zum Jausenkogel zieht und durch einige dextrale Seitenverschiebungen versetzt ist (siehe Abschnitt „Die Teichl-Störungszone im Bereich Steyrling"). Aufgrund ihrer geringen bis mäßigen Kompetenz fungierten die Lunzer Schichten wie vielerorts in den Nördlichen Kalkalpen als tektonisches „Schmiermittel" und präsentieren sich entsprechend stark zerschert und zerwürgt.

Aufschlüsse bestehen entlang des Anstieges von der Kaltau auf die Kremsmauer bei ca. 1.300 bis 1.340 m ü. A., im schwer zugänglichen Graben unterhalb der Legerwiese und – am besten erreichbar – am Ende eines von Tragl in Richtung Kremsmauer ziehenden kurzen Forstweges. Dort ist der sedimentäre Kontakt zwischen Wettersteinkalk und den Lunzer Schichten gut erschlossen.

Die Gesamtmächtigkeit der erschlossenen Abfolge beträgt nur wenige Meter bis maximal 20 m. Die Gesamtmächtigkeit ist jedoch in allen Aufschlüssen des Kartiergebietes tektonisch stark reduziert – von Blatt Grünau werden Maximalwerte von 50 m angegeben.

Die Basis der terrigenen Abfolge der Lunzer Schichten beginnt mit fettglänzenden, schwarzgrauen bis schwarzen, Hellglimmer führenden und karbonatarmen Tonen und Schluffen (= „Reingrabener Schichten"). In diese ca. 5 m mächtige, monotone und gleichförmige Abfolge, die in scharfer sedimentärer Grenze über Wettersteinkalk einsetzt, können sich im oberen Abschnitt zentimeterdünne Feinsandstein- und Toneisenstein-Zwischenlagen sowie Konkretionen 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.

Entlang des Forstweges von Tragl in Richtung Jausenkogel ist die Grenze in einem ausgespülten Wegeinschnitt gut erschlossen. Über den Tonen und Schluffen folgen dort braungraue bis graubeigefarbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen. Gegenüber den Wettersteinkalken sind diese durch die einerseits dunklere Gesteinsfärbung, andererseits durch die gut ausgebildete Bankung mit durchschnittlichen Horizont-Mächtigkeiten von 1–2 dm zu unterscheiden. Außerdem riechen die Kalke der Nordalpinen Raibler Schichten im frischen Anschlag stark bituminös. Die Abfolge ist in allen Vorkommen tektonisch amputiert – mehrere Schieferton- und Karbonat-Zyklen (wie bei Schuler, Erlanger Geologische Abhandlungen, 71, 1–60, 1968)

oder GROTTENTHALER, Mitt. Geol. u. Bergbaustud., 25, 1–25, 1978) beschrieben) ließen sich nicht finden.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt 67 Grünau im Almtal eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („mittleres Karnium“) ein.

Hauptdolomit und **Hauptdolomit kalkig**
Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Bereich der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke neben dem Wettersteinkalk im Kartiergebiet die zweithäufigste und gleichzeitig jüngste erhaltene Lithologie. Sein Vorkommen erstreckt sich über die unteren bis mittleren Hangbereiche des Höhenzuges Hochedl–Reilerschneid bis zum Gaisriegl nahe der Ortschaft Steyrling und wird dort tektonisch von der Ebnergraben-Störung (siehe Abschnitt „Die Höbach- und Ebnergraben-Störung“) amputiert. Jenseits des Kaltauer Grabens bleibt er auf die tektonisch durch dextrale Lateralverschiebungen versetzte Kaltau-Synklinale beschränkt und zieht sich in den unteren und mittleren Hangbereichen an den Südflanken der Falken- und Kremsmauer über die Legerwiese bis nach SE unter den Jausenkogel. Der Kontakt zu den unterlagernden Lunzer Schichten ist dort demnach rein tektonischer Natur.

Abschätzungen über die Maximalmächtigkeit der in der Kaltau-Synklinale verfalteten Hauptdolomit-Sequenz gestalten sich aufgrund der intensiven tektonischen Überprägung als schwierig, dürfte sich allerdings im Bereich von 300 bis 400 m bewegen, damit wurde der Großteil der Gesamtabfolge auf Blatt 67 Grünau im Almtal von wenigstens 1.500 m aus – tektonisch amputiert.

Der Hauptdolomit liegt typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er ist selten im cm-Bereich, meist jedoch im dm- bis m-Bereich gut gebankt, kann lokal allerdings auch undeutlich gebankt bis massig erscheinen. Gut gebankte Aufschlüsse finden sich im unteren Schwarzaubach knapp westlich vor dessen Mündung in die Steyrling, massige Sequenzen stehen in 70 bis 90 m hohen Felswänden nördlich oberhalb Höbach an. In der Kaltau-Synklinale ist er gleichfalls selten gebankt und tritt meist in undeutlich geschichteter bis massiger, teilweise tektonisch stark zerlegter Form auf. Aufschlüsse finden sich vor allem im Zustiegsweg zur Kremsmauer bis ca. 1.300 m ü. A., knapp E‘ der Legerwiese sowie schwer zugänglich in der Südwestflanke des Jausenkogels – dort aber in bis zu 40 m hohen Felswänden. Im Nahbereich lokaler und großräumigerer Störungen, wie z.B. der dextralen Seitenverschiebungen, verwittert die Hauptdolomit-Abfolge teilweise erdig-bröselig.

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. Vereinzelte Kalkbänke können auftreten, sind jedoch nicht die Regel. Östlich oberhalb der Seitebneralm fanden sich mikroverkarstete Kalkdolomite mit einer braunen (limonitischen Verwitterungsrinde). Bei vorkommenden Brekzien handelt es sich zumeist um sekundär entstandene, mürb und bröselig zerfallende Tektonite im Bereich von lokalen Verwerfungen, so etwa direkt an der Forststraße knapp oberhalb der Seitebneralm. Die Störungsgesteine lassen sich gut mit einer vermuteten, auf dem digitalen Geländemodell zu erahnenden WNW–ESE verlaufenden Großstörung in Verbindung bringen.

Lithologische Marker, wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Kalke mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden nicht beobachtet, jedoch Faziesmerkmale wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits treten lokal 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 (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktisch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“).

Diese tektonische Grenze am Südhang des Hochedl auf ca. 1.200 m ü. A. amputiert auch mit dem Plattenkalk die Obergrenze des Hauptdolomits.

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – kann 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 Seefelder Schichten Tirols gestützt.

Reichraming-Decke (Bajuvarikum)
Trias
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 („Kaibling-Antiklinale“, siehe Abschnitt „Die Höbach- und Ebnergraben-Störung“) wird durch das Vorkommen jüngerer Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis jurassi-

sche Bunte Kalke) konturiert – im Gelände ist diese innerhalb des Hauptdolomits aufgrund undeutlicher Bankung oft nicht nachzuvollziehen. Aus diesem Grund sind auch hier Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die maximalen Werte aus tektonischen Gründen auf ca. 300 bis 400 m reduzieren.

Der Hauptdolomit liegt typischerweise auch innerhalb der Reichraming-Decke als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt selten gut gebankt, sondern meist undeutlich geschichtet bis massig in Erscheinung. Künstliche Aufschlüsse finden sich verteilt entlang der Forstwege (z.B. unter dem Punkt 1.068 m E‘ der Parnstaller Alm), natürliche Aufschlüsse in den schwer zugänglichen unteren Bereichen der Nordabstürze von Falken- und Kremsmauer sowie im Wassergraben nördlich der Schedlbaueralm.

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 in 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 nicht beobachtet, jedoch Faziesmerkmale wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits treten lokal auf (s.o.).

Opponitz-Formation
Tuvalium (oberes Karnium)

Über den Lunzer und Nordalpinen Raibler Schichten folgen ganz im Norden des Kartiergebietes beim Weiler Parnstall Kalke der Opponitz-Formation. Die Schichtfolgen werden zurzeit nirgends direkt erschlossen, sondern können lediglich morphologisch und anhand von vereinzelten Lesefunden kartiert werden. Aufgrund der derzeitigen Aufschlusssituation können auch keine Angaben zu Gesteinsausbildung und Mächtigkeit gemacht werden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk
Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden vom Hauptdolomit treten am Nord- und Südschenkel der Kaibling-Antiklinale sowie der Kremsursprung-Synklinale (siehe Abschnitt „Die Höbach- und Ebnergraben-Störung“) lokal dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Ihrer tektonostratigrafischen Lage entsprechend, stechen drei WNW–ESE streichende Züge ins Auge: der südliche Zug reicht von der Scharte unterhalb der Falkenmauer über die Parnstaller Alm bis zur Schedlbaueralm, der Mittlere vom Rauen Kaibling bis zum Punkt 1.068 m östlich der Parnstaller Alm und der nördliche – kürzeste – vom NNE-Hang E‘ des Rauen Kaibling bis in den Kremsurprung. 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 des Rauen Kaibling bei ca. 100 m liegen.

Entlang des Anstieges vom Rauen Kaibling zur Falkenmauer sind dünn- bis mittelbankige, muschelig brechende und scherbig verwitternde, hellgraue und fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften erschlossen. Teilweise kann bankintern stromatolithische Lamination ähnlich dem Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu Letzterem ist einerseits der Kalkgehalt, andererseits aber hellere Farbe, distinktere Bankung und deutlich erhöhter Fossilgehalt. Oft neigen die Kalke zu einer mehr oder minder stark ausgeprägten Verkarstung zur Ausbildung abgerundeter Verwitterungsformen.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal (Egger, 2007) „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 Kalkvorkommen 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 hinausgehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Ablagerungszeit von oberem Alaunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation
Rhaetium

Wie die Platten- und Dachsteinkalke im Liegenden, konturieren auch Kalke der Kössen-Formation die Schenkel der Kaibling-Antiklinale. Kössener Kalke werden leidlich am Wanderweg von der Gradnalm zum Rauen Kaibling erschlossen, etwas besser in der steilen Nordflanke des Rauen Kaiblings (Nordschenkel). Ein weiteres kleines Vorkommen liegt knapp unter den Nordabstürzen der Falkenmauer (Südschenkel). Durch eine Lateralstörung versetzt, steht die Kössen-Formation am Punkt 1.068 m östlich der Parnstaller Alm an, am besten erschlossen ist die kalkige und mergelige Wechselfolge am Forstweg, der den Punkt 1.068 m nach Norden und dann nach Westen auf ca. 900 m ü. A. unterquert.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 50 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus der lateralen Verzahnung mit Oberrhätkalken erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlich-

grauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (Schilllagen, zerfallene Ammoniten, Gastropoden und Brachiopoden), und c) cm-mächtige blaugraue, Karbonat führende Mergellagen 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 wulstige 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 ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (Facies, 20, 1–53, 1989) wurde die basale Kössen-Formation 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 Oberrhätkalken 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. Ammonitenfunde aus den Chiemgauer Alpen (*Choristoceras marshi*) und seltene Conodonten (*Misikella posthernsteini*) gestatten eine Datierung ins obere Rhätium. Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätkalk
Rhaetium

Meistens aus Kalken der Kössen-Formation hervorgehend, W' der Schedlbaueralm aber auch direkt dem Hauptdolomit auflagernd, folgen massige, helle, oft wandbildende Oberrhätkalke. Aufgrund ihrer größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden sind sie entsprechend weniger erosionsanfällig und konturieren als herauspräparierte Rippen die Kremsmauer-Synklinale und Kaibling-Antiklinale in besonderer Weise. Sehr gut erschlossen stehen sie beispielsweise am Wanderweg vom Rauen Kaibling zum Törl unweit der Scharte unter der Falkenwand.

Die durchwegs massigen bis allenfalls sehr undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Synsedimentär angelegte Spalten wurden wie knapp westlich der Schedlbaueralm mit tiefjurassischen Rotkalken gefüllt.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartiergebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttkalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch ins (obere) Rhaetium datieren.

Jura
Bunte Jurakalke i.A.: Hornsteinkalk, Crinoidenspatkalk, roter Knollenkalk
(tw. als tektonische Melange)

Lias und Dogger (Unter- und Mitteljura)

Über Kössen-Formation und/oder Oberrhätkalken folgen in den Kernbereichen der Kremsmauer-Synklinale – oft tektonisch zerwürgt und ausgequetscht bzw. disloziert – bunte Jurakalke. Als wichtigste Lithologien wären rote Bankkalke und Mergelkalke sowie graue, rötliche bis rötlich-grüne Crinoidenspatkalke („Hierlatzkalk" in BAUMGART, 2003) zu nennen. Diese lassen oft starke Mächtigkeitsschwankungen von wenigen Dezimetern in Oberrhätkalk-Spalten bis hin zu etwa 30 Metern am Grat oberhalb des Punktes 1.068 m erkennen.

Die roten Bankkalke mit zwischengeschalteten Mergeln (= Adnet-Formation i.w.S.) stehen am Wanderweg zur Falkenmauer direkt über der Gradnalm an. Sie gehen rasch in deutlich härtere rote Crinoidenspatkalke mit einem hohen Rekristallisationsgrad über. Klassische graue Crinoidenspatkalke (= „Hierlatzkalke") finden sich auf einem schwer zugänglichen Rücken östlich der Parnstaller Alm (oberhalb des Punktes 1.068 m). Direkt unter der Falkenmauer-Nordwand besteht am Wanderweg zur Parnstaller Alm in gleichfalls schwer zugänglicher Position ein nur metermächtiges, rasch auskeilendes, bzw. tektonisch reduziertes Vorkommen von dunkelkarminrot gefärbten mürben Mergelkalken, das direkt in die hier graue bis graugrünliche Ammergau-Formation übergeht.

Das Alter der Bunten Jurakalke kann mit dem Lias und Dogger aufgrund fehlender biostratigrafischer Marker und der Lage zwischen Oberrhätkalk und Ammergau-Formation nur gemutmaßt werden. Die stratigrafisch eigentlich dem Unterjura 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 Oberrhätkalken spricht.

Ammergau-Formation
Malm (Oberjura bis ?Unterkreide)

Die Ammergau-Formation bildet den Kern der Kremsmauer-Synklinale (siehe Abschnitt „Die Höbach- und Ebnergraben-Störung") 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 – etwaige vorhandene Anteile der tiefkretazischen Schrambach-Formation sind nicht komplett auszuschließen, lassen sich aber aufgrund ihrer kleinsträumigen Vorkommen im Kartenmaßstab nicht darstellen und wurden deswegen der Ammergau-Formation zugerechnet.

Großflächigere Vorkommen befinden sich östlich der Parnstaller Alm, teilweise recht günstig durch Forstwege erschlossen. Die westlichsten Aufschlüsse des Kartiergebietes bestehen am Sattel unterhalb der Falkenmauer, teilweise direkt durch den Wanderweg Gradnalm–Törl erschlossen.

Die Ammergau-Formation setzt sich vorwiegend aus dünn- bis maximal mittelbankigen, stark verfalteten grauen Kalken und Mergelkalken zusammen. Häufig durchziehen bis 1 cm dicke sparitverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, welche die Klüfte ausfüllen. Gegen das Hangende – sofern sichtbar – ist eine Zunahme von Mergeln zu beobachten – teilweise können kleine Bioturbationsflecken beobachtet werden.

Flysch („Flyschfenster von Steyrling"/ „Tertiär")
Rehbreingraben-Formation („Gault-Flysch")
Aptium bis Albium

Die oberkretazische Rehbreingraben-Formation (ehemals „Flyschgault" oder „Gault-Flysch") tritt ausschließlich innerhalb des mit knapp 0,4 km² sehr kleinen Flyschfensters von Steyrling zutage. Dieses erstreckt sich in Form eines kleinen, beinahe gleichseitigen Dreiecks zwischen Redtenbach und Traglbach, wobei die Spitze gegen die nördlich liegende Kremsmauer zeigt.

Direkt erschlossen sind die größtenteils turbiditischen Ablagerungen nirgends, Hinweise für ihr Vorkommen beruhen auf zahlreich gefundenen Lesesteinen und einigen zumindest allochthonen Schollen in Felssturz- und Rutschgebieten.

Es konnten vier Lithotypen als Lesesteine gefunden werden, die in allen Lokalitäten gehäuft auftreten und somit den Hauptteil der Schichtenfolge ausmachen dürften:

1) Dunkelbraungrauer Glaukonit-Grobsandstein mit sehr viel Quarz. Die Komponenten sind gut sortiert im Spektrum des Grobsandes, die Matrix ist feinsandig bis pelitisch. Selten können größere fein- bis mittelkiesige Komponenten (abgerollte Quarze) bis zu einem Durchmesser von max. 1 cm auftreten.
2) Schwarzer, „schlackenartiger" Tonstein, verwittert mit einem fettglänzenden Habitus, zudem schlecht geschichtet.
3) Schwarzgrauer bis schwarzer Laminit, feinst im Sub-Millimeter-Bereich geschichtet, leicht bituminös.
4) Hellgrüne bioturbate Tonsteine, blättrig zerfallend.

Bei den genannten Lithotypen handelt es sich bei Typ 1 bis 3 um Vertreter einer klassischen turbiditischen Bouma-Abfolge, die eine „fining-upward-sequence" darstellt. Typ 4 ist als „nichtturbiditisch" klassifiziert.

Ein weiteres Erkennungsmerkmal der Rehbreingraben-Formation im Gelände sind schwere, zähe und lehmige Böden von grauer bis graubrauner Farbe. Die hohe Plastizität rührt vom hohen Ton- und Mergelanteil des verwitternden Untergrunds her. Sowohl im Gelände, jedoch noch deutlicher auf dem digitalen Geländemodell sind zwei größere Rutschungsgebiete (stufenartig abgetrepptes Gelände) sichtbar, die von der Falkenmauer jedoch stark von Felsstürzen und Hangschutt überrollt sind.

Quartär
Pleistozän

Nur die wenigsten im Aufnahmsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind Moränenreste im Bereich der Parnstaller Alm sowie der Schedlbaueralm. Im Bereich letzterer fanden sich undeutliche morphologische Hinweise auf Seitenmoränenwälle als Hinweise auf kleine Lokalgletscher in den Nordkaren des Kremsmauer-Massivs.

Ältere glazigene Ablagerungen, beispielsweise solche der Rißvereisung, konnten nicht gefunden werden, wenngleich das im Wald beobachtete Auftreten von Moränenstreu dieser Eiszeit mit größerer Ausdehnung nicht zweifelsfrei zugeordnet werden kann.

An den Südabhängen von Kremsmauer und Hochedl-Rieserschneid finden sich pleistozäne Ablagerungen ausschließlich periglazialer Natur: Terrassenschotter im Kessel von Steyrling sowie lokal erhaltene Hangschuttbrekzien am Gaisriegel knapp westlich Steyrling. Direkte Hinweise auf glazigene Lockersedimente wie Moränen o.ä. wurden nicht beobachtet, auch keine Moränengerölle mit ortsfremden oder lokalen Lithologien. Fragliches Alter haben Bereiche von auf den Bergzügen in flachen Wannen liegenden „Abschwemm-Massen", die jedoch keinen Moränen-Charakter haben, sondern eher topografiebedingte Ansammlungen von Residualsedimenten darstellen. Aufgrund des Fehlens klassischer Moränensedimente bestätigen sich die Rekonstruktionen für das Blatt Grünau im Almtal, wonach sowohl würm-, als auch die älteren, noch ausgedehnteren rißeiszeitlichen Gletscher den Bereich von Steyrling nicht erreicht haben. Die besagten Rekonstruktionen der Gletscherstände aufgrund von End- und Seitenmoränenwällen zeigen, dass die würmzeitlichen Gletscherhöchststände im Steyrlinger Tal die Bernerau erreicht haben (ca. 3,5 km SSW' der Südgrenze des Gebietes). Aus dieser Zeit stammt die gut erhaltene Niederterrasse der Ortschaft Steyrling. Die rißzeitlichen Gletscherhöchststände dürften bis zum Vereinigungspunkt von Steyrlinger Tal und Brunnental gereicht (ca. 500 m S' der Südgrenze des Untersuchungsgebietes), aber nicht das Steyrlinger Becken erreicht haben.

Lokalmoräne
Würm

Moränenreste konnten lediglich an der Schedlbaueralm und an der Parnstaller Alm kartiert werden (s.o.). Aufgrund morphologischer Hinweise auf Seitenmoränen an der Schedlbaueralm kann zumindest hier davon ausgegangen werden, dass ein kleiner Kargletscher aus dem Bereich zwischen Kremsmauer und Jausenkogel nach NE abfloss und seine nördliche Begrenzung wohl in der heutigen Position der Schedlbaueralm lag. Der Kargletscher an der Parnstaller Alm dürfte, angelehnt an die heutige Topografie, unter der Kremsmauer ins Tal der Krems abgeflossen sein. Etwaige Moränenreste liegen unter Hangschutt und Bergsturzmassen verborgen und sind oberflächlich nicht mehr nachweisbar.

Die nur schlecht erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie

die Anlage lokaler Vernässungszonen wie an der Schedlbaueralm. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen – so auch an der Parnstaller Alm – 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 an der Schedlbaueralm zwischen 1 und 5 m.

Hochterrasse der Steyrling
Riß

Von der sehr schön erhaltenen würmzeitlichen Niederterrasse der Steyrling deutlich abgegrenzt, existieren am orografisch linken Steyrling-Ufer im Bereich östlich vom Gaisriegl Reste einer mutmaßlich älteren, ca. 40 m hohen Verebnung, die hier als rißeiszeitliche Hochterrasse interpretiert werden kann. Eine ehemals in Abbau stehende Kiesgrube ca. 150 m NE‘ am Hang, deutlich oberhalb der Steyrlinger Kirche, ist überwachsen und teilweise verfüllt. Im Wald an der Abbruchkante zur Niederterrasse finden sich zahlreiche abgerollte Kalkbrocken, die auf einen fluviglazialen Transport hindeuten.

Talusbrekzie
?Riß/Würm-Interglazial

Karbonatisch verkittete Gehänge- oder Talusbrekzien als einstige Hangschutt- und/oder Bergsturzmassen überdeckten einst vermutlich ein wesentlich größeres Gebiet im Kartiergebiet, lassen sich aktuell allerdings gut zugänglich am Gaisriegel NW‘ Steyrling beobachten. Das angegebene Alter basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit des Brekzienvorkommens beträgt ca. 1 bis 2 m. Im Weganschnitt ist stellenweise noch eine diffuse, hangparallele Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Das kleinräumige Vorkommen besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes am Gaisriegel ausschließlich aus Hauptdolomit und Kalken der Reifling-Formation. Die Größe variiert zwischen wenigen mm bis zu wenigen cm – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkittende Zement ist in-situ-gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Niederterrasse der Steyrling
Würm

Im Gegensatz zur fraglichen rißeiszeitichen Hochterrasse der Steyrling ist der gut erhaltene Terrassenkörper, der einen Großteil der Ortschaft Steyrling umgibt und direkt benachbart zu jüngsten Bachablagerungen und polygenetischen Talfüllungen der Steyrling liegt, ins Würm zu stellen. Die scharf erodierte Terrassenkante steht dabei ca. 10 bis 12 m über dem jetzigen Vorfluter-Niveau. Dieses Vorkommen lässt sich zwanglos mit einem kleineren Vorkommen im Brunnental korrelieren, auf dem die herzöglichen Jagdhäuser stehen. Auch hier liegt der Niveau-Unterschied zwischen Terrassenfläche und Steyrling bei ca. 12 m. Die Mächtigkeit dürfte deswegen in beiden Fällen bei mehreren Metern bis max. 10 m liegen. Aufschlüsse konnten nicht beobachtet werden.

Holozän
Jüngere Abschwemm-Massen
Holozän

In den höheren Regionen des Südabfalls des Kammbereiches Hochedl–Reilerschneid sowie rund um den bedeutend niedrigeren Andelsberg südlich der Steyrling bestehen teilweise 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 Lokalgletscher in diesen Bereichen vermutlich nicht vorkamen: so ist beispielsweise der Höhenunterschied und das Einzugsgebiet zwischen Hochedl, Punkt 1.391 m, und Rieserschneid zu gering bzw. zu klein, um einen kleinen „Gletscher“ oder ein dauerhaftes Firnfeld zu generieren. Aus diesem Grund wurden die Vorkommen mit o.g. Begriff gewählt, da es sich vermutlich um ausgeschwemmte Residualsedimente aus den etwas mergelreicheren Partien handeln dürfte, die im flacheren Gelände durch Bäche oder Muren nicht ins Tal transportiert wurden, sondern sich im Lauf der Zeit angesammelt haben.

Schuttkegel
Holozän

Holozäne Schuttkegel und/oder Schuttfächer sind ein häufig auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. An den Nord- und Nordostabbrüchen der Wettersteinkalke von Hochedl bis Reilerschneid hoch über dem Kaltauer Graben finden sich zahlreiche Schuttkegel. Auch beidseits des Kammes Falkenmauer–Kremsmauer 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 sehr schlecht gerundetem Lokalmaterial zusammen (Südseite Kremsmauer: Wettersteinkalk und untergeordnet Hauptdolomit; Nordseite Kremsmauer: Wettersteinkalk und Hauptdolomit, untergeordnet Oberrhätkalke, Bunte Jurakalke und Ammergau-Formation).

Hangschutt, **Hangschutt blockreich**
Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Nord- und Nordostflanken von Hochedl und Reilerschneid sowie an den Nord- und Südflanken des Kremsmauer-Massivs stark ausgeprägt. Teilweise ist eine gute Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von deutlich mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten.

Die Lithologie der maximal 10 bis 15 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Körngrößenspektrum und der Habitus der Schuttkomponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk, Plattenkalk, Dachsteinkalk und bedingt auch Oberrhätkalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus.

Felssturz
Holozän

An den Nordabstürzen des Kammes Hochedl–Reilerschneid und des Kremsmauer-Massivs liegen an mehreren Positionen Felssturzmassen mit entsprechenden, im Gelände noch deutlich sichtbaren morphologischen Strukturen (z.B. Stauchwälle).

Genau nördlich des Hochedl-Gipfels haben mehrere Murenereignisse zu einer Auffüllung des Talbodens bis unter die Sonnspitz geführt. Zu beiden Talflanken werden die Schuttströme von einigen kleineren Schuttkegeln und Hangschuttfelder seitlich überlagert.

Unter den Nordostabstürzen von Hochedl bis Reilerschneid liegt eine Reihe von Felsstürzen, die entweder als Einzelereignisse, aber auch in zeitlich naher Abfolge und/oder gleichzeitig abgegangen sein könnten. Diese ziehen sich von den Hochkaren bis in den Kaltauer Graben, stellenweise unter Herausbildung von sehr gut beobachtbaren Stauchwällen. Auch hier werden die Felsstürze im oberen Bereich der Kare bereits von jungen Hangschuttfeldern und Murenereignissen überdeckt.

Das Gebiet unter der Falkenmauer („Redtenbach“) ist stark von Felsstürzen überrollt, die mit „End-Stauchwällen“ über den Gaisriegl bis ins Tal der Steyrling vorgreifen – westwärts überdecken die bereits stark überwachsenen und mutmaßlich älteren Bergstürze beinahe das gesamte Steyrlinger Flyschfenster und sind mit mehreren Seiten- und Stauchwällen konturiert.

Das westlichste und vermutlich auch jüngste Vorkommen am Kamm Falkenmauer zu Kremsmauer wurde ziemlich genau in Gipfelfalllinie der Falkenmauer ins Kar unter dem Törl geschüttet – zwischen den dichten Latschen erkennt man metergroße Blöcke aus Wettersteinkalk. Im Hochkar liegen verstreut metergroße, noch nicht flechtenüberwachsene Blöcke herum, die wiederkehrende Steinschlag-Ereignisse vor wenigen Jahren bis Jahrzehnten anzeigen.

Am Flankenfuß des Rauen Kaibling in das oberste Kremstal reicht ein Felssturzgelände bis in den Talboden, der teilweise wieder ausgeräumt wurde. Die talwärts transportierten, teilweise metergroßen Blöcke reichen bis ca. 300 m in nordöstliche Richtung zum Kremsursprung. Östlich der Parnstaller Alm unter dem Punkt 1.068 m liegt ein weiteres Felssturzfeld, jedoch weitgehend von jüngeren Schuttfächern überdeckt. Das größte und morphologisch markanteste Felssturzgebiet umgibt die Schedlbaueralm in Gipfelfalllinie des Jausenkogels. Darin eingebettet liegen – vermutlich durch unterlagernde Moränenreste und/oder Mergel der Kössen-Formation – einige Vernässungszonen. An diesem Felssturz-Ereignis lassen sich sehr gut erhaltene Stauchwälle beobachten.

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 maximal zwischen 10 und 20 m.

Rutschungen
Holozän

Rutschungen in Form von bis in den Untergrund reichenden, aktuell noch aktiven Gleitungen bestehen im Kartiergebiet vor allem knapp nördlich von Redtenbach im Flyschfenster von Steyrling sowie untergeordnet unmittelbar südlich der Parnstaller Alm. Auslöser im Flyschfenster sind vorwiegend mergelige Lithologien, an der Parnstaller Alm dürfte dieser in geringer Tiefe anstehende Mergelkalke der Ammergau-Formation sein – eventuell tektonisch verwalkt mit Bunten Jurakalken. Im Gelände wird Hangzergleiten durch ein abgetrepptes, unruhiges Relief deutlich – die Ausmaße der Rutschung lassen sich jedoch lediglich im DGM gut flächig fassen.

Schuttstrom, Murschutt
Holozän

Von der Reifling-Formation, aber auch von Wetterstein- und Oberrhätkalken als den härtesten Lithologien des Kartiergebietes gehen diverse Muren und/oder Schuttströme jüngeren Alters aus, die meistens aber nur mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Diese finden sich sowohl an der Süd-, als auch Nordflanke des Kammes Hochedl–Reilerschneid, etwas gehäuft im nordexponierten Kar zwischen Rieserschneid und Reilerschneid. Zu beiden Seiten des Kremsmauer-Massivs, lokal verdichtet südwestlich unter dem Jausenkogel, bestehen an einem tektonisch bedingten Lithologie-Wechsel zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit mehrere (aktuelle) Murenereignisse. Einige der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Gesteinsmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Die Schuttströme bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (Sand- bis Block-Fraktion).

Talfüllung, Bachschotter, **Schwemmfächer**
Holozän

Das Tal der Steyrling zwischen Höbach und Steyrling, wobei der Unterlauf von Traglbach und – als Ausnahme – der Kaltauer Boden unter der Kremsmauer – zeigen polygenetische Talfüllungen in Form von Bachschottern, braided river-Ablagerungen und Abschwemm-Massen von den umliegenden Berghängen. Diese Beobachtung trifft auch für das oberste Kremstal mit dem Seitenzweig des Parnstaller Tales zu. Das Potenzial allgemein für die Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material ins Alpenvorland. Die Mächtigkeit der Talfüllung ist nur abzu-

schätzen, dürfte aber im Steyrlinger Talkessel bis zu 10 m betragen.

Typische Schwemmfächer durch perennierende Gewässer finden sich nur aus den nördlich der Krems zustrebenden Sekundärtälern unterhalb der Parnstaller Alm. Aufgrund der beengten Talbedingungen sind ihre Abmessungen nicht sehr beträchtlich – ihre Front wird zudem durch den Vorfluter ausgeräumt und grenzt mit einer Erosionskante an die Talalluvionen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen zu allenfalls lokalen Feinsanden. Strömungsbedingte Einregelungen von Komponenten in Kies- und Steingröße sind häufig. An Lithologien erscheint das beschriebene bunte Schichtspektrum von Wettersteinkalk bis jurassische Ammergau-Formation.

Erosionskanten
Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit.

Die augenscheinlichsten Erosionskanten in Lockergesteinen grenzen die Niederterrasse rund um die Ortschaft Steyrling von den rezenten polygenetischen Talfüllungen ab. Kleinere Erosionskanten in Lockergesteinen grenzen die bestehenden kleinen Schwemmfächer von den Talalluvionen im Kremsursprung ab.

Künstliche Ablagerungen (Damm bzw. Halde)
Industriezeitalter

Aufgrund der relativ geringen Erschließung der vom Kartiergebiet berührten Gebiete gibt es nahe von Steyrling kleinräumige und als solche erkennbare künstliche Anschüttungen, wie etwa im Neubaugebiet am Unterlauf des Traglbaches. Auf der Hochfläche des Andelsberges wurde eine Verebnungsfläche kartiert, die höchstwahrscheinlich anthropogen angeschüttet wurde.

Tektonik

Die Teichl-Störungszone im Bereich Steyrling

Wie bereits im Abschnitt „Schichtenfolge“ kurz angeschnitten, gliedert sich das Tirolikum des Kartiergebietes in zwei Teildecken, der Totes-Gebirge-Decke südlich einer Linie Schwarzaubach–Steyrling, und der Staufen-Höllengebirge-Decke nördlich davon. An der Grenze werden anisische Serien (Gutenstein- und Reifling-Formation) auf norische Abfolgen (Hauptdolomit) schrägüberschoben. Diese tektonische Grenze stimmt mit der vorherrschenden Richtung von WNW–ESE gerichteten Elementen, sei es die Lage der Großstörungen, oder aber auch die Verteilung der Lithologie, der Schichtlagerung und Verfaltung (bestätigt durch die Messung von Faltenachsen) überein. Die Struktur wird durch die hier vorherrschende Kompressionsrichtung vorgegeben, die in diesem Fall eine SSW–NNE-Richtung gehabt haben dürfte, die der Hauptüberschiebungsrichtung der kalkalpinen Decken zuzuordnen ist.

Die Hauptstörungszone des Untersuchungsgebietes bildet demnach die Überschiebung von Totes-Gebirge-Decke auf die Staufen-Höllengebirge-Decke. Sie ist Teil der Teichl-Störung, die sich vom Traunstein (am Traunsee) bis südlich von St. Gallen über ca. 65 km zieht.

Die Höbach- und Ebnergraben-Störung

Der geradlinige Verlauf der Teichl-Störung und damit die Grenze zwischen Totes-Gebirge-Decke und Staufen-Höllengebirge-Decke wird im Bereich Höbach durch eine sinistrale Transformstörung in Verlängerung des Brunnentales auf den orografisch linken Berghang der Seitebneralm versetzt. Die nördlich Lengau durch das Angrenzen von Reiflinger Kalken an Hauptdolomit belegbare Störung lässt sich über den Hauptdolomit-Block bis unter die Reilerschneid hin fortsetzen, verliert allerdings bei der stark verfalteten und somit als „Pufferzone“ dienenden Reifling-Formation am Höhenzug Hochedl–Reilerschneid an Wirksamkeit. In den nördlich davon erschlossenen Wettersteinkalken lässt sich die Seitenverschiebung nach Geländebefund nicht fortsetzen.

Im Ebnergraben besteht eine dextrale Transformstörung, die jedoch bis auf einen kleinen Bereich nicht genau zu fassen ist und deswegen zumeist als „vermutet“ gekennzeichnet wurde. Am orografisch linken Hang des Steyrlinger Tales nahe des Gaisriegls wird sie jedoch durch ein kleinräumiges Vorkommen von Kalken der Reifling-Formation deutlich, das tektonisch gegen den Hauptdolomit relativ nach SSW verschoben wurde.

Dass diese beiden beinahe orthogonal auf der Teichl-Störung stehenden „Quer-Störungssysteme“ diese versetzen und somit jünger sind, zeigen zweiphasige duktile Verformungen der Gutenstein-Formation am Mangstlberg: hier werden E–W- bis NW–SE streichende Faltenstrukturen (Kompressionsrichtung der Deckentransporte nach Norden) von einer NW–SE verlaufenden Kompression (ebenfalls belegt durch Faltenachsen) überprägt.

Das Flyschfenster von Steyrling

Das mit ca. 0,4 km² sehr kleine Flyschfenster von Steyrling zeigt die Überschiebung kalkalpiner Schichtfolgen über die Flyschzone. Die sanft geneigte Fläche mit einer welligen, kupierten Morphologie direkt nördlich der Ortschaft Steyrling ist randlich unscharf begrenzt und lediglich durch die benachbarten hochaufragenden Kalk- und Dolomitfolgen aus Hauptdolomit, Wettersteinkalk und Reifling-Formation zu erahnen. Da das Gebiet zusätzlich von zahlreichen größeren und kleineren älteren bzw. aktuellen Felsstürzen, Muren und Hangschutt überrollt ist, sich zudem aufgrund des hohen Ton- und Mergel-Anteils noch zwei größere Rutschungs-Gebiete ausbilden konnten, sind autochthone Aufschlüsse quasi nicht vorhanden. Aus diesem Grund lassen sich keine Aussagen über Schichtlagerung der (sub)anstehenden Rehbreingraben-Formation, ihrer Verfaltung bzw. deren Richtung treffen.

Hingegen lässt sich die Genese des Flyschfensters tektonisch recht gut als „pull-apart-Basin“ beschreiben, das zwischen der dextralen Falkenmauer-Störung (grenzt die markante, aus Wettersteinkalk gebildete Falkenmauer vom

Steyrlinger Talkessel ab) und der sehr wahrscheinlich sinistralen Traglbach-Störung (konturiert in etwa den Verlauf des Traglbaches) im Zuge der Kalkalpen-Überschiebung aufgerissen wurde. Aber auch die exakte Lage der begrenzenden Störungen kann aufgrund der mächtigen Überschüttungen von Schutt und Verwitterungsmaterial nur eingegrenzt, nicht jedoch bestimmt oder gar im Gelände gesehen werden.

Die Staufen-Höllengebirge-Decke nördlich des Kaltauer Grabens

Wie bereits im Abschnitt „Schichtenfolge“ kurz angeschnitten, konnten nahe der Deckenstirn des Tirolikums tektonische Elemente auskartiert werden, die im Zuge der alpinen Orogenese entstanden sind: 1) die Legerwiesen-Überschiebung mit der Kaltau-Synklinale und bruchhafte Deformation in Form größerer dextraler Lateralverschiebungen im Kamm östlich der Kremsmauer bis zum Jausenkogel.

Die Kaltau-Synklinale zeigt in ihrem Kern mäßig stark verfalteten Hauptdolomit, meistens kleinstückig verwittert, tektonisch beansprucht und von insgesamt verringerter Mächtigkeit. Mehrere Messungen der Schichtung belegen ein mäßig steiles Einfallen des Südschenkels im Bereich der Kaltau nach NE und ein mäßig steiles Schichteinfallen des Nordschenkels in der mittleren Südflanke der Kremsmauer nach SSE. Im Zuge der alpinen Kompression sind beide Faltenschenkel durchschert, wobei die teilweise noch aufgeschlossenen weichen Lunzer Schichten beidseits als Scher- und Gleitbahn fungierten. Der südliche Faltenschenkel ist im Bereich der Kaltau südgerichtet auf Wettersteinkalk überschoben. Nach Westen wird diese Überschiebung durch die sinistrale, WNW–ESE verlaufende Kaltau-Blattverschiebung gekappt. Nach Osten zum Jausenkogel hin wird sie durch dextrale, NNW–SSE gerichtete, staffelartig angeordnete Blattverschiebungen versetzt bzw. biegt in diesem Bereich nach SSE gegen Jagdhütte Tragl ab. Die dextralen Lateralverschiebungen dürften in genetischem Zusammenhang mit dem Flyschfenster von Steyrling stehen, da sie einerseits einen gleichartigen Bewegungssinn und Verlauf zeigen und zudem direkt nördlich an dieses anschließen.

Reichraming-Decke

Die Überschiebung der Reichraming-Decke durch die Staufen-Höllengebirge-Decke hatte im Störungsbereich eine Anlage eines sehr komplexen nordvergenten Mulden-Sattel-Systems – die „Kremsmauer-Synklinale“ im Süden, die „Kaibling-Antiklinale“ im Norden. Die Kremsmauer-Synklinale zeigt einen stets überkippten, lokal durchscherten Südschenkel und einen teilweise normal stehenden, mäßig steil nach Süden einfallenden, teilweise aber auch überkippten Nordschenkel (am Punkt 1.068 m). Der Kern der Synklinale taucht im Westen des Kartiergebietes unter die tirolische Überschiebungsfront ab. Gegen Osten zu wird sie zunächst durch eine sinistrale Blattverschiebung (gleichzeitig ein markantes N–S gerichtetes Sekundärtal zur Krems ausbildend) mit einer westgerichteten Schrägabschiebungs-Komponente nach Norden versetzt. Der deutlich großflächigere Ausbiss der Ammergau-Formation im Muldenkern scheint dabei durch eine leichte Aufweitung der Synklinale bedingt zu sein. Eine weitere sinistrale Blattverschiebung knapp westlich des Wassergrabens bedingt einen weiteren Versatz, diesmal nach NE. Eine dritte Lateralstörung mit gleichartigem Bewegungssinn, aber mit E-gerichteter Schrägaufschiebungs-Komponente, versetzt die Muldenachse westlich der Schedlbaueralm nahe an die Geländeoberkante, so dass im Muldenkern nur mehr obertriassische Lithologien (Kössen-Formation, Oberrhätkalke) mit eingequetschten und/oder in synsedimentären Spalten erhaltenen Bunten Jurakalken zu sehen sind.

Auch der nördliche Schenkel der Kremsmauer-Synklinale zeigt sich durchschert, wobei die Scherbahn allerdings nur bedingt an inkompetente Lithologie gebunden scheint. Westlich des Wassergrabens verläuft sie zwischen Ammergau-Formation und Hauptdolomit, östlich der zweiten sinistralen Blattverschiebung zwischen Kössen-Formation und Hauptdolomit. Weiter westlich unter dem Punkt 1.068 läuft sie – im Gelände nicht mehr nachvollziehbar im Hauptdolomit aus.

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Leonstein–Oberleonstein–Hambaum–Riedberg–Plan–Steinkogel–Ochsenkogel auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER

Anlass für die geologische Neukartierung des Gebietes des Bajuvarischen Deckensystems zwischen Molln und Micheldorf (OÖ) war die revisionsbedürftige Aufnahme durch Birkenmajer 1994/1995. Obwohl die Manuskriptkarte im Maßstab 1:10.000 (BIRKENMAJER, Jb. Geol. B.-A., 139, 314–316, 1996) relativ detailreich erscheint, fällt rasch auf, dass mehrere Formationen (z.B. Reiflinger Kalk, Gutensteiner Dolomit und Kalk, Dachsteinkalk) in dem dargestellten Zusammenhang unmöglich auftreten können. Die notwendigen Änderungen gegenüber der Kartierung von BIRKENMAJER (1996) sind leicht zu erläutern: Einerseits hat die abschnittweise dünnbankige und bituminös-dunkelgraue Ausbildungsweise des Hauptdolomits Birkenmajer dazu veranlasst, den Dolomit in das Anisium („Gutensteiner Dolomit“) zu stellen. Da dem Autor die Variation der lithologischen Parameter des Hauptdolomits gut bekannt und völlig identisch auch in anderen Gebieten entwickelt ist (übrigens in völliger Übereinstimmung mit der Geologischen Karte von GEYER & ABEL, Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Kirchdorf, 1913), wurden die Ausscheidungen „Gutensteiner Dolomit“ und „Gutensteiner Kalk“ eingezogen. Andererseits ist die Verwendung des Formationsbegriffs „Dachsteinkalk“ im Bajuvarischen Deckensystem seitens Birkenmajer zwar insofern verständlich, als dies auch durch GEYER (1913) (allerdings auch auf andere tektonische Einheiten, wie die des Bajuvarischen Deckensystems bezogen) erfolgt ist. Nach Meinung des Autors ist der Dachsteinkalk im Bajuvarikum jedoch nicht ausgebildet, vor allem wenn Lithologie und Fossilinhalt doch deutlich für die Ausbildung als Plattenkalk sprechen. Zu guter Letzt ist die Eintragung von „Reiflinger Kalk“ durch Birkenmajer völlig unverständlich, da Mitteltrias im gegenständlichen Gebiet kaum zu erwarten ist. In dieser Sache war sich Bir-

kenmajer allerdings selbst im Unklaren. Als einziges Argument mag gelten, dass der stets sehr feinkörnige Opponitzer Kalk selten (im kartierten Gebiet nur in einem einzigen Fall) auch hornsteinführend sein kann.

Die geringmächtig in Hauptdolomit-Arealen auftretende, z.T. kriechende Schuttbedeckung wurde von Birkenmajer unverändert übernommen. Selbstverständlich wurde bei der Begehung des Gebietes an möglichst vielen Stellen Streichen und Einfallen der Schichten zusätzlich eingetragen.

Quartär

Pleistozäne Sedimente sind in diesem Kartierungsgebiet ausgesprochen selten anzutreffen, da – mit Ausnahme der würmeiszeitlichen Niederterrasse, die in mehreren, deutlich ausgeprägten Stufen angelegt worden ist – die rißeiszeitlichen Sedimente wie Moränen und Eisrandterrassen des Krems-Steyr-Gletschers schon vielfach wieder abgetragen worden sind und heute nur noch sehr reliktha ft überliefert sind. In vielen Fällen kann man nur noch von etwas Moränenstreu und umgelagerten glazifluviatilen Geröllen sprechen.

Norium

Als jüngstes Sediment der bajuvarischen Reichraming-Decke tritt im oberen Bereich des Ochsenkogel–Steinkogel-Zuges (zwischen Micheldorf und Leonstein) der obernorische Plattenkalk auf. Es handelt sich um einen – wie der Name Plattenkalk ja schon andeutet – stets gut dm-gebankten, selten dickbankigen, plattig verwitternden, mittelgrauen Kalk, der in einzelnen Lagen auch fossilführend ist. Dabei handelt es sich um lumachelleartige Zusammenschwemmungen („Tempestite“) von stets eher klein ausgebildeten, nur bis zu einem Zentimeter großen Bivalvenschalen, Echinodermen und Kleingastropoden. Sowohl in der Bankung, als auch in der Fossilführung unterscheidet sich der Plattenkalk deutlich vom gebankten Dachsteinkalk der tirolischen Einheiten, dessen Bankung stets im Meter- bis Zehnermeter-Bereich liegt und der stets bis zu einem Dezimeter große Molluskenschalen aufweist. Pachydonte Bivalven, die im lagunären Dachsteinkalk sehr häufig sind, werden zwar auch aus dem Plattenkalk in den westlichen Kalkalpen beschrieben, konnten aber hier nicht gefunden werden.

Im Liegenden des Plattenkalks tritt großflächig Hauptdolomit zutage. Dieser baut den größten Teil des Kartierungsgebietes auf. Stets ist der Hauptdolomit deutlich im dm-Bereich gebankt, einzelne Abschnitte sind auch dünn- oder dickbankig ausgebildet. Die Färbung des Gesteins schwankt zwischen mittelgrau, lichtgrau und bituminös-braungrau. Häufig sind Feinschichtungsgefüge und Algenstromatolithe eingeschaltet, die das Messen von Streichen und Einfallen im deutlich geklüfteten Dolomit erleichtern.

Erkennbar ist, dass der gut gebankte Hauptdolomit zwar meist in südliche Richtung einfällt, jedoch aber an W–E und NW–SE streichenden Faltenachsen eher kurzwellig (in Meter- oder Zehnermeter-Intervallen) verfaltet worden ist.

Karnium

Im Bereich Hambaum–Leonstein und auch südlich davon, oberhalb Oberleonstein treten recht deutlich Opponitzer Schichten zutage. Diese sind hier lithologisch ausgesprochen typisch ausgebildet und daher leicht zu erkennen und zu kartieren.

In der Regel sind es mittelgraue, sehr feinkörnige, auch etwas tonige, stets gut gebankte, stellenweise auch dünnbankige, ebenflächige Kalke sowie (grünlich)graue, feinschichtige Mergelkalke und dünnplattige Mergel. Mitunter gibt es auch dickere Bänke eines etwas dolomitischen, lichtgrauen Kalkes, der die typisch luckig-zellig-löchrige Verwitterung der Opponitzer Kalke erkennen lässt. Im stratigrafisch Hangenden sind relativ mächtige, zellig-löchrig verwitternde mittelgraue Rauhwacken, die mit grauen, dolomitischen Partien wechsellagern, entwickelt. Beim Anschlagen sind diese Rauhwacken sehr zäh und lassen sich als in kalkiger Matrix schwimmende Dolomitbrekzien erkennen. Durch das Herauswittern der kantigen Dolomitkomponenten entsteht das zellig-löchrige Gefüge. Auch unterschiedlich gut gebankte, mittelgraue Kalke sind lagenweise in die mächtigen Rauhwacken eingeschaltet.

Sowohl die Rauhwacken, als auch die tonigen Opponitzer Kalke und Mergelkalke führen zur Ausbildung von tonigen, Wasser stauenden Lehmböden.

In dem tiefen, W–E streichenden Graben zwischen Riedberg (Kote 641 m) und Hambaum sind an mehreren Stellen dunkelgraue-schwarze, kleinstückig-griffelig zerfallende Tonschiefer und Tonsteine sowie braune Siltsteine anzutreffen. Diese könnten dem Niveau der Reingrabener Schiefer zugeordnet werden. Ob diese tektonisch in die Opponitzer Schichten eingespießt wurden oder normal eine Lage darin darstellen, müsste noch geklärt werden.

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER

Anlass für die Neukartierung des Hirschwaldstein-Zuges zwischen Micheldorf und Molln (zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich) war, dass sich die bereits vorliegenden geologischen Kartierungen (BAUER, Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich, In: KÜPPER et al.: Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 107–130, 1953, und BIRKENMAJER, Jb. Geol. B.-A., 139, 314–316, 1996) für die Ansprüche einer modernen, gedruckten Geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 als unzulänglich erwiesen haben.

Trotz der relativ neuen Aufnahme durch Birkenmajer aus den Jahren 1994 und 1995 musste eine flächendeckende Neukartierung des Gebietes angestrebt werden, da die geologischen Einträge von Birkenmajer zwar stratigrafisch halbwegs richtig und lagegenau durchgeführt wurden, jedoch nicht über den Status einer Aufschlusskartierung hinausgehen. Leider wurde das Gebiet zwischen den Stra-

ßen- und Felsaufschlüssen lediglich mit (kriechendem) Hang- und Verwitterungsschutt ausgefüllt, ohne nähere Angaben zur darunter anstehenden Lithologie zu tätigen. Darüber hinaus musste festgestellt werden, dass einzelne Aufschlüsse überhaupt falsch angesprochen wurden. So sind im Gebiet südlich Pernsteingraben unmittelbar östlich Micheldorf sowohl grobspätige Vilser Kalke, als auch Plattenkalk und Hauptdolomit der Reichraming-Decke fälschlich als „weißer Massenkalk des Tithon" bezeichnet worden. Eine stratigrafische Richtigstellung war also gerade hier (auch mit Schliffmaterial) notwendig.

Tektonik

Der Hirschwaldstein-Zug, an der Stirn der Nördlichen Kalkalpen gelegen, zeigt einen intensiven, stets NW-vergenten Falten- und Schuppenbau. So konnte an der Nordseite des Berges eine isoklinale Faltenstruktur (Synklinale), mit unterkretazischen Schrambach Schichten im Kern, auskartiert werden. Die beiden Schenkel dieser liegenden Falte zeigen zum Teil noch durchgehende Schichtfolgen, die trotz intensiver tektonischer Beanspruchung erhalten geblieben sind. Der intensiv NW-vergente, isoklinale Falten- und Schuppenbau kann der kretazischen Deformation zugeordnet werden. Ebenso in diesen Zeitraum mag die Überschiebung der Reichraming-Decke (Ochsenkogel, Steinkogel) auf die Ternberg-Decke (Hirschwaldstein) erfolgt sein. Charakteristischerweise wird die Deckengrenze gelegentlich durch NW–SE streichende Rechtsseitenverschiebungen („tear-faults") versetzt, was als ein typisches Element für die kretazischen Deckenbewegungen (mit späterer Reaktivierung) gewertet wird. Der gesamte NW-vergente Falten- und Schuppenbau ist durch miozäne, sinistrale Blattverschiebungen des Neogens (Extrusionsphase des Ostalpinen Deckenstapels) überprägt worden. Diese streichen spitzwinkelig zu den kretazischen Strukturen und schneiden diese ab. Das Ergebnis ist ein buntes Nebeneinander von jurassischen, obertriassischen und kretazischen Gesteinsserien, die große Bewegungsbeträge vermuten lassen. Dabei ist zu beobachten, dass die meisten Abfolgen überkippt gelagert sind, was bei der Behandlung stratigrafischer Fragen von großer Wichtigkeit ist. Ganz allgemein überdauern die kompetenten Schichtglieder wie der „Mikritooidkalk", der Vilser Kalk oder Steinmühlkalk am ehesten die tektonische Beanspruchung und reichern sich, zum Teil in drei- oder mehrfacher Wiederholung, als schmale tektonische „Späne" an.

Von Bedeutung für den großtektonischen Bau ist auch die Abgrenzung der Reichraming-Decke von der Ternberg-Decke. Ältere Aufnahmen (v.a. BAUER, 1953) lassen noch einen nahtlosen stratigrafischen Zusammenhang zwischen den Gesteinen des Steinkogels (Reichraming-Decke) und des Hirschwaldsteines (Ternberg-Decke) vermuten: Hauptdolomit des Steinkogel-Zuges soll über „Kössener Schichten" in Hornsteinkalke des Unterjura am Hirschwaldstein übergehen. Doch weder BIRKENMAJER (1996) noch der Autor konnten in diesem Bereich Kössener Schichten auffinden. Vielmehr liegt zwischen Hornsteinkalk des Unterjura und Hauptdolomit ein deutlich tektonisch ausgestalteter Kontakt vor, bei dem gegen Westen zu (oberhalb Micheldorf) auch noch die Hornsteinkalke des Unterjura überschoben werden.

Stratigrafie

Die erste stratigrafisch detaillierte Aufnahme des Hirschwaldstein-Zuges geht auf BAUER (1953) zurück. In dieser Arbeit werden bereits alle wichtigen Formationen des Jura angeführt und auf topografisch leider noch dürftiger Grundlage festgehalten. Einige Zeit später wird die gleiche Jura-Schichtfolge von BIRKENMAJER (1996) bearbeitet. Der wichtigste Fortschritt, den BIRKENMAJER (1996) dabei leistet, ist, dass er die zuvor von BAUER (1953) und GEYER & ABEL (Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Kirchdorf, 1913) als „Oberrhätkalk" angesprochenen Massenkalke des Hirschwaldsteines als „Kalke des Oberjura" identifiziert („thick massive white limestone, Tithonian"). Trotz dieses Fortschrittes, der wichtig ist für die Zuordnung des Hirschwaldstein-Zuges zur Ternberg-Decke, beging er jedoch den Fehler, die hellen Massenkalke in das Hangende der Rotkalke (Steinmühlkalk) zu stellen und zu übersehen, dass jene Abfolgen verkehrt liegen und die massigen Kalke in das stratigrafisch Liegende der Rotkalke zu stellen sind. Die aktuellen Begehungen haben gezeigt, dass es sich bei dem hellen Massenkalk um den – für das Tiefbajuvarikum typischen – „Mikritooidkalk" handeln muss, der allgemein in den tiefen Oberjura (Oxfordium) gestellt wird. Dafür sprechen die Mikrofazies dieser Gesteine (mm-große Ooide und Crinoiden), die meist helle Farbe sowie die stratigrafische Position zwischen dem Vilser Kalk (Mitteljura) im Liegenden und dem Rotkalk (Steinmühlkalk, Kimmeridgium–Tithonium) im Hangenden. Beide Formationen, der Vilser Kalk und der „Mikritooidkalk" können gleichzeitig mit dem Fehlen von Riff- oder Lagunenkalken des oberen Rhätium als typische Elemente der tiefbajuvarischen Ternberg-Decke angesehen werden.

Ein weiteres Element, das gegenüber BAUER (1953) und BIRKENMAJER (1996) nachgewiesen werden konnte, ist der Klauskalk. Dieser tritt stets im Liegenden des Vilser Kalkes und im Hangenden der Hornsteinkalke des Unterjura auf und dürfte den tieferen Mitteljura umfassen. Die charakteristischen roten Filamentmikrite lassen eindeutig eine Zuordnung in den Mitteljura zu.

Quartär

Quartäre Bedeckung ist im Hirschwaldstein-Gebiet eher gering entwickelt. Generell wurde von mir angestrebt, die stratigrafischen Zusammenhänge in der Jura-Schichtfolge sowie die tektonischen Zusammenhänge in der Schuppentektonik auszukartieren und dabei die weniger wichtige allseits vorhandene Schuttbedeckung abzudecken. Lediglich unter Felsstufen („Mikritooidkalk" und Vilser Kalk) treten größere, auskartierbare Schuttkörper auf. Auf Wasser stauenden Schichten (z.B. Hornsteinkalk des Unterjura oder Hauptdolomit) liegende Schuttkörper weisen zum Teil gefasste Schuttquellen auf.

Überraschend war das Antreffen von pleistozänen Moränensedimenten sowie von Hangschuttbrekzien. Letztere konnten als Verwitterungsreste am Hirschwaldstein angetroffen werden.

Moränen (mit angerundeten oder gekritzten Geschieben) konnten im Schwarzgraben (in 800 m SH) und an der Straße zum Gehöft Tragl (in 750 m SH) angetroffen werden. Vermutlich hatte in einer der früheren Eiszeiten (Riß- oder

Mindel-Eiszeit) eine Transfluenz vom Krems-Gletscher über „Hambaum“ zum Steyr-Gletscher bestanden oder eventuell auch eine Lokalvergletscherung des Steinkogels (Kote 1.060 und 1.097 m). Inwieweit dies mit einem rißeiszeitlichen Endmoränenstand bei Steyrleithen (370 m SH) vereinbar ist, müsste quartärgeologisch geprüft werden.

Kreide

Oberhalb vom Pernsteingraben, zwischen 640 und 800 m SH, konnten in einem schmalen Streifen im südlichsten Bereich der Ternberg-Decke Kalksandsteine der **Branderfleck-Formation** angetroffen werden. Es handelt sich dabei um dunkelgraue, braun verwitternde Kalksandsteine mit Bivalven (*Ostrea* sp.), Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Rotalipora* sp., sessile Formen), Brachiopoden, großen ästigen Bryozoen, Kleingastropoden, umgelagerten Einzelkorallen, Crinoiden, Seeigelstacheln und Algen (*Permocalculus* sp.). Laut schriftlicher Mitteilung von Dr. Felix Schlagintweit (siehe auch SCHLAGINTWEIT & WEIDICH, Zschr. Deut. Geol. Ges., 142, 229–249, 1991) und Dr. Michael Wagreich entspricht diese flachmarin-feinklastische, rein karbonatisch-detritäre Ausbildung dieser Sandsteine samt ihrem Fossilinhalt (mit Rotaliporen) am ehesten der unteren Oberkreide der Branderfleck-Formation. Eine von Schlagintweit (München) bestimmte *Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW) weist auf höher-cenomanes Alter der Sandsteine.

Als jüngstes Gestein in der Mulden- und Schuppenstruktur des Hirschwaldsteines treten die dünnschichtigen, (grünlich)grauen harten Kalkmergel der **Schrambach Schichten** (Unterkreide) auf. Deren Verbreitung in der Nordflanke des Hirschwaldsteines ist schon auf der geologischen Karte von BAUER (1953) gut ersichtlich. Deren generelles Einfallen in südöstliche Richtung unterstreicht den NW-vergenten Faltenbau.

Oberjura

Im Liegenden zu den Schrambach Schichten sollten **Aptychenschichten** (= **Ammergau-Formation**, **oberes Tithonium**) auftreten. Diese sind jedoch nur an einer einzigen Stelle, nämlich an der Forststraße 400 m NNE‘ Hirschwaldstein in 960 m SH anstehend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um mikritische, dünnbankig-flaserige, grünlich-rötlich gescheckte tonige Kalke der „**Bunten Aptychenschichten**“. Im Dünnschliff sind es dichte Biomikrite, reich an Calpionellen, Schwammnadeln, Aptychen, pelagischen Bivalven und Crinoiden. An allen anderen Stellen sind die Aptychenschichten entweder unter Hangschutt verborgen oder tektonisch reduziert worden, so dass die Schrambach Schichten direkt an die Steinmühlkalke oder Mikritooidkalke grenzen.

In der engen Unterkreide-Mulde an der Nordseite des Hirschwaldstein-Zuges flankieren stets die oberjurassischen **höheren Steinmühlkalke** („**Tegernseer Kalk**“, **Kimmeridgium bis unteres Tithonium**) das Muldeninnere der Schrambach Schichten. Lithologisch handelt es sich um knollig-flaserige, dünnbankige, mikritische Rotkalke mit Belemniten, Ammoniten, Crinoiden und Bivalven. Die geringmächtigen Kalke sind stets kondensiert und führen Hartgrundklasten.

Im Dünnschliff sind die Steinmühlkalke meist mikritische wacke- bis packstones und führen gelegentlich reichlich Bruchstücke unregelmäßig gelagerter Saccocomen. Zusätzlich treten für den höheren Jura typische Foraminiferen wie Protoglobigerinen, Lenticulinen und Nodosarien hinzu. Weitere, z.T. pelagische Biogene sind etwas Filament, pelagische Bivalven, Aptychen, *Globochaete alpina*, Bryozoen, Radiolarien und Ostracoden.

In der Nordwestflanke des Hirschwaldsteines tritt, meist in kleinen Felsstufen, der „**Mikritooidkalk**“ (**Oxfordium**) auf. Es ist ein massiger, teilweise auch gebankter, meist hellgrauer-weißer, eher feinkörniger Kalk mit viel Crinoiden, gelegentlich Ooiden, Bivalven und Gastropoden. Die Gesteinsfarbe des „Mikritooidkalkes“ kann auch variieren, von hellgrau bis mittelbraungrau, mittelgrau, rosagrau und gelblichgrau. Meistens kann man entweder am Wandfuß oder oberhalb der Felswand den Übergang in den darüber folgenden roten Steinmühlkalk beobachten. Ist der „Mikritooidkalk“ tektonisch isoliert, kann er randlich dolomitisiert sein, oder gar an wesentlich älteren Hauptdolomit oder an die wesentlich jüngeren Schrambachschichten grenzen.

Im Dünnschliff handelt es sich beim „Mikritooidkalk“ um Oobiomikrite und -sparite mit meist völlig durch bohrende Organismen mikritisierten Ooiden mit bioklastischem Kern, Cortoiden, Onkoiden, Aggregatkörnern, Protoglobigerinen, Crinoiden, Ostracoden, pelagischen Bivalven, Ammoniten und Kleingastropoden.

Mitteljura

Im **oberen Mitteljura** tritt – ebenso meist felsbildend – der massige, seltener gebankte, grobkörnig-spätige **Vilser Kalk** auf. Im Anschlag bricht der Kalk splitterig-grobspätig und hat meist eine gelblichgraue oder weiße Gesteinsfarbe. Sein Fossilinhalt ist mit massenhaft Crinoiden, Echinodermen, Brachiopoden, Bivalven und Ammoniten sehr fossilreich.

Ein Dünnschliff, der dem Vilser Kalk unterhalb der Felswand etwa 1 km NE‘ Micheldorf entnommen wurde, zeigt einen grobkörnigen Biosparit bzw. rudstone (mit mikritischen Einschwemmungen), reich an Echinodermenspat, Seeigelstacheln, Bivalven, Ammoniten, Gastropoden, Serpeln und einzelnen Foraminiferen. Das Auftreten von *Involutina liassica* JONES (det. F. SCHLAGINTWEIT, München) in einer der Schliffproben aus den Crinoidenkalken weist auf ein stellenweises Hinabreichen des Vilser Kalkes in das Toarcium hin.

Zwischen dem Hornsteinkalk des Unterjura im Liegenden und dem Vilser Kalk oder „Mikritooidkalk“ im Hangenden ist an einigen wenigen Stellen in der Ostflanke des Hirschwaldsteines **Klauskalk** (**Unterer Mitteljura**) anzutreffen. Dieser zeichnet sich vor allem durch das fleckenweise zahlreiche Vorkommen von pelagischen Bivalven („*Bositra buchi*“) im roten Kalkmikrit aus. Auch konnten öfters „Tiefwasserstromatolithen“ im Klauskalk beobachtet werden. Die Vorkommen sind eher nur lokal und keilen lateral rasch aus. Trotzdem ist der Kalk manchmal zu abnormal großen Mächtigkeiten angeschoppt worden. Bemerkenswert ist auch eine kleine Scholle von Klauskalk, die an einer jungen NE–SW streichenden Bruchlinie zwischen Hauptdolomit und Schrambach Schichten in 800 m SH (950 m E‘ Gehöft Tragl) eingeklemmt worden ist.

Unterjura

Sowohl an der Südflanke, als auch der Ostflanke des Hirschwaldsteines treten – in großer Mächtigkeit – tonige

Hornsteinkalke des Unterjura auf, die allgemein in den tieferen Jura gestellt werden (BAUER, 1953 und BIRKENMAJER, 1996). Die Hornsteinkalke sind durchwegs gut im dm-Bereich gebankt, mittel- bis dunkelgrau gefärbt, mit wenig oder viel Hornstein, häufig mit kieseligen Schlieren, etwas bioturbat („Fleckenkalke“ und gelegentlich Spurenfossilien), meist feinkörnig-mikritisch oder gelegentlich feinspätig und reich an Radiolarien, Schwammnadeln und gelegentlich auch mit pelagischen Bivalven. Nachdem diese Hornsteinkalke am NE-Kamm des Hirschwaldsteines zumeist von Kalken des Mitteljura (Klauskalk und Vilser Kalk) in überkippter Lagerung begrenzt werden, scheint (in Ermangelung an Fossilien) eine stratigrafische Einstufung auch allein aufgrund der Stellung der Hornsteinkalke in der Schichtfolge in den Unterjura als möglich. Ein Hinaufreichen der Hornsteinkalke in den Mitteljura ist eher auszuschließen. Auch die Hornsteinkalke des Unterjura sind eher der **Scheibelberg-Formation** und nicht unbedingt der Allgäu-Formation zuzuordnen, da die dafür charakteristischen Mergellagen fehlen.

Im Dünnschliff handelt es sich um biomikritische und dismikritische packstones, reich an Radiolarien und Schwammnadeln, vereinzelt mit pelagischen Bivalven, Kleingastropoden, Crinoiden, Echinidenstacheln sowie Ostracoden und nodosariiden Foraminiferen. Letztere sind typisch für Beckensedimente.

Aufgrund des Ton- und Kieselsäuregehaltes der Hornsteinkalke bilden diese oftmals Wasser stauende, feuchte Böden. Nicht selten kann man in steilerem Gehänge auch kleinere Massenbewegungen (Rutsch- und Buckelhänge) sowie kleinere Murabgänge (meist an Forststraßen) beobachten.

Rhätium

Die rhätischen **Kössener Schichten** werden vor allem von BAUER (1953) beschrieben. Der Autor konnte jedoch diese fossilreichen mergeligen Kalke im Bereich des Hirschwaldsteines nur an einer einzigen Stelle – nicht anstehend und in engem Verband mit den Hornsteinkalken des Unterjura – antreffen. Dies führt zur Annahme, dass, auch auf Grund der fehlenden Oberrhätkalke, von einer reinen Beckenabfolge Kössener Schichten–Hornsteinkalk des Unterjura auszugehen ist, was sich gut mit einer Position im Tiefbajuvarikum vereinbaren lässt.

Norium

Tektonisch stark beanspruchter **Hauptdolomit** tritt vor allem an der Stirn der Ternberg-Decke und als ausgesprochen schmale Einschuppung zwischen den Jura-Kalken der selbigen auf. Es ist der typisch dickbankige, mittelgrau-braungraue, seltener licht- oder dunkelgraue Dolomit.

An der Stirn der Reichraming-Decke tritt ebenso gut gebankter **Hauptdolomit** auf, der im Westen (Micheldorf) mit unscharfem Übergang in dm-gebankten **Plattenkalk** des **höheren Norium** überleitet. Für beide Schichtglieder sind helle, dolomitische oder kalkige Stromatolithlagen mit „birds-eyes“-Lagen des Intertidal typisch, gelegentlich mit supratidaler Aufarbeitung zu Dolomit-Brekzien und subtidalen, fossilreichen grain- und packstones mit Bivalvenschill in Zentimetergröße, Kleingastropoden und Crinoiden.

Bezüglich der Ansprache als Plattenkalk ist anzumerken, dass diese Bezeichnung deutlich gegenüber dem Begriff „Dachsteinkalk“ (bei BAUER, 1953 und BIRKENMAJER, 1996) zu bevorzugen ist. Erstens ist das Vorkommen von Dachsteinkalk im (Hoch)-Bajuvarikum noch nicht wirklich erwiesen (wie z.B. am Hochstaff in Niederösterreich). Weiters sind die hier auftretenden hochlagunären Kalke und Dolomite meistens dünner gebankt als der lagunäre Dachsteinkalk und zudem zeigt der Fossilinhalt kaum so großwüchsige Formen wie sie im Dachsteinkalk des Tirolikums typisch sind.

Ladinium

Im Hangschutt des Kalkes, der etwa 200 m nördlich der Burg Altpernstein am Westfuß des Hirschwaldsteines entlangzieht, konnte in einem Rollstück typisch **lagunärer Wettersteinkalk** mit Crinoiden, Gastropoden und Dasycladaceen aufgefunden werden. Er stellt somit neben Hauptdolomit den nördlichsten Teil der Ternberg-Decke dar. Die Dasycladaceen (det. O. PIROS, Budapest) ?*Poikiloporella duplicata* PIA und *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA sprechen für ein eher junges Alter (Langobardium–Cordevolium) dieses Wettersteinkalkes.

Blatt 4203 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Bretboding–Lindauer Berg–Halsberg–Ferstreith–Gaisberg–Reutkogel–Feichteck–Falkenstein–Rotmauer–Kochlöffl auf Blatt 4203 Waidhofen an der Ybbs

RÜDIGER HENRICH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Oktober 2012 und Juni 2013 wurden in zehn- bis vierzehntägigen Geländekampagnen vom Autor Übersichtsbegehungen und Neukartierungen von bereits früher von unserer Arbeitsgruppe getätigter geologischen Neuaufnahmen in der Region um Neudorf–Lindaumauer (OTT, Dipl. Arb. Univ. Bremen, 2002), Hiebberg–Reutkogel (JAESCHKE, Dipl. Arb. Univ. Bremen, 2003), Halsberg–Bretboding–Lindauer Berg (JENSEN, Dipl. Arb. Univ. Bremen, 2002), sowie Falkenstein–Rotmauer–Kochlöffl (OTTO, unveröff. Masterprojektübung, Univ. Bremen, 2007) durchgeführt. Zusätzlich wurde das Gebiet zwischen Reutkogel–Feichteck–Halbmersberg neu kartiert. Bei den Geländearbeiten wurde besonderes Augenmerk auf eine differenzierte Erfassung und Untergliederung der bisher pauschal zusammengefassten Jura- und Kreideabfolgen gelegt. Hierdurch konnte nicht nur das Kartenbild erheblich verbessert werden, sondern es konnten auch die tektonischen Strukturen wesentlich genauer ausgewiesen und verstanden werden. Die folgenden Formationen wurden dabei auskartiert:

Allgäu-Formation und Scheiblberg-Formation, Lias/Dogger Kieselkalk, Dogger Spatkalk, rötliche und grünliche knollige Tithonflaserkalke, rötliche und grünliche Tithonflasermergel, Mikritooidkalk, Ammergau-Formation, eine Sonderfazies grauer, pelagischer Kalke des obersten Jura/Unterkreide(?) sowie die Schrambach-Formation und die Tannheim/Losenstein-Formation. Anhand der neuen Befunde und der Altaufnahmen wurde eine vereinheitlichte und erheblich überarbeitete Reinkarte des Gesamtgebietes erstellt. Aus dieser Karte werden die wesentlichen tektonischen Bauelemente des Gebietes sehr viel klarer ersichtlich. Insbesondere konnten völlig neue Erkenntnisse zur Abgrenzung der Lunz- und Frankenfels-Decke in diesem Gebiet getroffen werden. Vorgelagert vor der weiter im Süden gelegenen Deckenbahn erstreckt sich die Lunz-Decke mit isolierten Deckenresten wesentlich weiter nach Norden als bisher angenommen. Die Hauptdolomitzüge und zugehörige Ausstriche der Kössen- und der Allgäu-Formation in den Bergrücken (1) vom Reutkogel–Burgstein–Gaisberg, (2) von der Weißmauer über Ferstlreith und Bärenau sowie (3) um den Halsberg, und völlig isoliert bei Bretboding, sind jetzt ganz klar als überschobene Deckenreste der Lunz-Decke identifizierbar. Im Zug vom Reutkogel über Burgstein und den Gaisberg sind in Fenster- und Halbfenster artigen Einschnitten zerscherte und verschuppte Jura/Kreideabfolgen des Südflügels einer südlichen Mulde der Frankenfelser Decke aufgeschlossenen. Nördlich davon ist die Muldenfüllung mit breitem Ausstrich der Tannheim- und der Roßfeld-Formation im Kronsteingraben erschlossen.

Analog dazu lassen sich nördlich des Hauptdolomitzuges von der Weißmauer über Ferstlreith bis zur Lindaumauer abermals zerscherte Elemente des Südflügels einer zweiten, weiter nördlich folgenden Mulde der Frankenfels-Decke erkennen. Der Muldenkern ist mit Kreideabfolgen zwischen Weißmauer und Halsberg und versetzt in großflächigem Ausstrich um Hochramskogel aufgeschlossen. Der Nordflügel dieser Mulde lässt sich mit Jura-Schichten vom Gebiet Klammbauer in nördlicher Richtung mit Schuppungsresten nördlich des Halsberges zum Jurazug beim Hanslbauer verfolgen.

Im Gebiet Feichteck–Falkenstein–Rotmauer erstreckt sich ein komplexer Schuppungsstapel von Jurazügen der Frankenfels-Decke, der eindrucksvoll mit Rippen und Felswänden aus Mikritooidkalk und zwischengeschalteten Senken mit Tithonflaserkalken und Tithonflasermergeln im Landschaftsbild in Erscheinung treten. Im Gebiet um Kochlöffl sind sie breitflächig von Deckschollenresten der Lunz-Decke, gebildet aus Trias- und Unterjuraschichten (Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Kössen-Formation und Allgäu-Formation), überschoben.

Blatt 4212 Mürzzuschlag (Nordwest)

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen südwestlich Schwarzau im Gebirge auf Blatt 4212 Mürzzuschlag (Nordwest)

GODFRID WESSELY

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet umfasst geografisch die Fläche von der nördlichen Blattgrenze (abzüglich des Überlappungsbereiches) zwischen Raitlbauer und Holzer bis zur Straße im Preintal.

Die Schichtfolge besteht im Wesentlichen aus Gesteinen der Untertrias, Mitteltrias und Oberkreide.

Die Untertrias enthält violettgraue bis grüngraue, z.T. feinsandige Tonsteine, rote bis grüngraue Quarzsandsteine und punktuell bräunliche und graue sandige Kalke (Werfener Kalke). Die Quarzsandsteine haben ihre größte Verbreitung nordöstlich des Eckbauer und nördlich des Mitterhofer.

Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse ist eine flächige Abgrenzung zu den Tonsteinen kaum durchführbar, auch die Kalke lassen sich nicht verfolgen.

Die Werfener Schichten werden vom Bereich westlich des Eckbauer bis südöstlich des Haselecker von einem schmalen Zug von Konglomeraten und Brekzien mit diversen, meist grauen Kalkkomponenten, einzelnen Einlagerungen von rötlichem Kalk, selten einem dünnen roten Mergelschieferband begleitet. Ein mikrofazieller Befund der Komponenten ist für ihre endgültige Zuordnung noch abzuwarten. Vorläufig wird eine Einstufung in eine grobklastische Fazies der Reichenhall-Formation angenommen.

Im Hangenden folgt eine monotone Abfolge von dunklen, gebankten Dolomiten. Sie besitzen stellenweise Streifung, oft sind sie aber auch strukturlos. Sie bilden die Anhöhe NW des Eckbauer und reichen bis SW des Haselecker. In Aufschlüssen entlang der Straße zwischen Eckbauer und Haselecker zeigen sie starke Zerrüttung und die Bildung hellgrauer Kataklasite entlang von Störungsflächen.

Ein weiteres Vorkommen ist nördlich vom Obersberger am Blattrand zu verzeichnen, aufgeschlossen in einem Steinbruch. Der ebenfalls dunkle Dolomit weist intensive Lamination auf mit einem noch zu interpretierenden Geopetalgefüge. Beim Anschlagen gibt das Gestein einen auffallend starken H_2S-Geruch ab.

Die Wettersteinkalke sind hell-, seltener mittelgraue Kalke, meist massig, teilweise auch gebankt und mit Lamination, die gelegentlich die Feststellung eines Geopetalgefüges ermöglicht. Eine unregelmäßige Dolomitisierung äußert sich in stumpferem Aussehen und typischer Klüftung. Eine flächige Abgrenzung der Dolomitareale war nicht möglich. An der Forststraße zwischen Haselecker und der Kapelle östlich Obersberger (an der ausgeprägten Kurve östlich der Kapelle) ist ein verquetschter grüner Ton festzustellen. Der Wettersteinkalk bildet den Höhenrücken nördlich des Haselecker und die Bergflanke südlich vom Obersberger bis zum westlichen Blattende.

Jüngstes Schichtglied sind die Sedimente der Gosau, deren genauere stratigrafische Einstufung noch aussteht. Es handelt sich um Blockschichten, grob- bis feinkörnige Konglomerate, die in Grobsandsteine übergehen können und dabei Gradierung aufweisen. Mangels geeigneter Aufschlüsse kann über die Schichtlagerung nichts ausgesagt werden. Ebenso wenig sind die mergeligen Sedimente aufgeschlossen, sondern nur in Lesesteinen im Wiesen- und Waldgelände zu verfolgen. Die Blockschichten und Grobkonglomerate enthalten diverse kalkalpine Gesteine, wie Kalke, Dolomite, graue Crinoidenkalke, Hornsteinkalke und rote Jurakalke. Ihre stratigrafische Zuordnung kann erst nach Untersuchung der Mikrofazies erfolgen. Selten kommt ein exotisches Geröll eines Vulkanites vor. In den Blockschichten werden die oft gerundeten Komponenten bis zu mehreren Dezimetern groß.

Ein zusammenhängender Zug von Gosau erstreckt sich vom Gehöft Huber (Preintal 66) über Kogler, Haselecker bis nördlich Preinsteger, von wo aus er einen Schwenk in die nordöstliche Richtung macht. Ein weiteres Vorkommen bildet das Wiesengelände um den Obersberger.

Ein begrenztes Feld von Blöcken liegt nördlich der Preinmühle vor, und schließlich lassen sich Gosaukonglomerate im Wiesengelände nordwestlich davon finden.

Tektonisch gesehen scheint vom Tirolikum südlich des Preintales noch ein grauer Kalk (?Jura) bei der Preinmühle über den Bach herüber zu reichen. Sodann sind als Basis der darüber liegenden Decke die Werfener Schichten des Juvavikums anzusehen. Wenn auch die wenigen messbaren Stellen steile und variierende Einfallswerte der Werfener Schichten zeigen, ist doch insgesamt flache Lagerung anzunehmen. Dies gilt auch für die konglomeratische Basis des (?)Reichenhaller Niveaus. Die anisischen Dolomite fallen im Wesentlichen in nördliche Richtungen.

Über Werfener Schichten und tiefem Anisium lagern die Gesteine der Gosau. Dies geht aus dem Lageverhältnis nördlich vom Gehöft Huber und nördlich der Preinmühle hervor, gestützt von dem Vorkommen der größten Blöcke an der Basis der Gosau an diesen Stellen, aber auch an weiteren Vorkommen, wie im Bachbett, das vom Gehöft Huber nordostwärts zieht.

Ähnliche Blockentwicklung ist im Nordabschnitt des Streifens vom Obersberger festzustellen, auffallend in Nachbarschaft des dort nordwärts anschließenden Anisium-Dolomites.

Eine Grenze zwischen Gosau und Werfener Schichten/basales Anisium ist nirgends direkt aufgeschlossen, streckenweise könnte sie auch störungsbedingt sein, wie dies auf der Linie zwischen den Gehöften Huber und Haselecker angenommen werde kann. Parallel dazu verlaufende Kataklasezonen sind im Anisium-Dolomit an der Straße zwischen Eckbauer und Haselecker zu beobachten.

Die tektonisch höchste Position dürften die Wettersteinkalke und -dolomite einnehmen. Trotz der starren Beschaffenheit derselben zeigen ihre Schichtneigungen, sofern solche beobachtbar sind, unterschiedliche, am ehesten nordostfallende Werte an. Östlich Haselecker spricht das Geopetalgefüge in der 50° gegen Nordosten fallenden Bankung mit Streifung für inverse Lagerung.

An der Grenze der Wettersteinkarbonate zu den Wasser stauenden, tonigen Sedimenten der Werfener Schichten oder der Gosau treten häufig Quellen aus, die für eine Unterlagerung der Wettersteinkarbonate durch tonige Sedimente sprechen. Dies gilt vor allem für die häufigen Quellen im Blockschutt eines Baches, der von der Preinmühle hochzieht. Entlang der Forststraße, die vom Kogler westwärts führt, liegt auch ein größeres Quelltuffareal. Einzelne Stücke von Gosau in demselben weisen ebenfalls auf die angeführte Unterlagerung hin.

Eine endgültige tektonische Klärung bedarf noch einer Einbindung des Kartierungsabschnittes in die geologischen Verhältnisse der Umgebung. Ebenso ist eine mikrofazielle Überprüfung der rein makroskopisch vorgenommenen stratigrafischen Aussagen noch nötig.

Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Sternwald auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Manfred Rockenschaub

Aufgenommen wurde ein ca. drei Kilometer breiter Streifen entlang der tschechischen Grenze zwischen Schönegg im Westen und Weigetschlag im Osten. Das Grundgebirge steht hauptsächlich auf den Berggipfeln und Rücken an und bildet kleinere Felsburgen und -wände. Die Kartierung erfolgte überwiegend aus den Lesesteinen.

Weinsberger Granit („Typ Sternwald" – Arbeitsbegriff): Den Großteil der kartierten Fläche nimmt der Weinsberger Granit ein, der hier eine spezielle Ausbildung zeigt. Seine großen Kalifeldspäte sind durchwegs gut geregelte und sehr lang gestreckte Kristalle (bis zu 10 cm, Verhältnis Länge zu Breite zwischen 3:1 und 4:1). Die Kalifeldspäte sind bereichsweise in lagen- und linsenförmigen Kumulaten angereichert, wobei die Regelung sehr ausgeprägt bleibt. Diese Regelung zeigt deutliche Hinweise darauf, dass sie noch unter Anwesenheit von Schmelze entstand. Generell ist die Dichte an Kalifeldspäten sehr wechselhaft, von einer überaus lockeren Streuung bis hin zu den dicht gepackten Kumulaten. Die mittel- bis feinkörnige Matrix besteht aus Quarz, Plagioklas und reichlich Biotit.
Der Weinsberger Granit zeigt in den Felsburgen unterschiedlich ausgeprägte Wollsackverwitterung, Felsfußhohlkehlen und eine Exfoliation.

Heller Granat führender Granit: Dieser sehr helle und nur als Blockschutt vorkommende Granit durchschlägt

den Weinsberger Granit als ca. 1,5 km langer und maximal 250 m breiter E–W streichender Gang. Das Gestein ist sehr verwitterungsresistent und hart. Makroskopisch ist dieser Granit sehr feinkörnig, arm an Glimmern und weist auffallende rötlichbraune Flecken aus Granat (bis zu Zentimetergröße) auf. Nach FINGER & SCHILLER (2011 – unpubl. Bericht; Geol. B.-A., 2012) ist dieser Granit ein niedrig temperierter S-Typ Granit vergleichbar mit dem Granittyp Destna-Lasenice. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein feinkörniger Granat führender Granit. Die Granate liegen fast durchwegs in Form von Skelett- und Atollgranat vor. Eingebettet ist er in einer Matrix aus K-Feldspat, Plagioklas, wenig Biotit und vereinzelt Muskowit. Der K-Feldspat zeigt Mikroklingitterung und perthitische Entmischungen. Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwillingt und weisen eine mäßige Serizitisierung auf. Auch die Biotite sind teilweise etwas chloritisiert und enthalten Titanitausscheidungen. Der Granat ist selten entlang der Mikrorisse ein wenig chloritisiert. Die Quarze sind leicht deformiert, was sich in einer streifigen Undulösität und beginnender Subkornbildung ausdrückt. Damit ist eine schwach temperierte grünschieferfazielle metamorphe Überprägung und Deformation des Granits belegt.

Biotitgranit: Dieser ist ein fein- bis mittelkörniger Granit, der aus Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit besteht und akzessorisch kleine Hellglimmer, Zirkon und Erz führt. Retrograde Mineralreaktionen beschränken sich auf eine schwache Serizitisierung der Plagioklase und manchmal leicht chloritisierte Biotite. Der Biotitgranit bildet SE von Dürnau einen etwa 700 m langen und 300 m breiten gangförmigen Körper, der im Weinsberger Granit „Typ Sternwald“ steckt.

Ganggesteine: Dunkelgraue basische Ganggesteine dioritischer und basaltischer Zusammensetzung (Lamprophyr) finden sich ca. 900 m NW und ca. 400 m NNW des Hirschberges. Ein weiterer wurde ca. 400 m NW von Weigetschlag gefunden. Vorgefunden wurden diese Gesteine ausschließlich in Form von Blöcken und Schutt. Das größte Vorkommen ist jenes ca. 400 m NW Weigetschlag; es sind auf einer Länge von etwa 300 m in N–S-Erstreckung Blöcke zu finden. Die beiden anderen kleinräumigen Vorkommen beschränken sich auf eine Ausdehnung von maximal 50 m. Die **dioritischen Ganggesteine** sind undeformiert, massig, frisch und brechen blockig. In einer feinstkörnigen Matrix aus Plagioklas, wenig Quarz und Biotit schwimmen bis zu 2 mm große Biotit- und Plagioklasblasten. Im Dünnschliff zeigen sich auch ca. gleich große rundliche Quarze, teilweise monokristallin, teilweise polykristallin und weiters Aggregate, bestehend aus Quarz, Plagioklas und Biotit.
Der **Lamprophyrgang**, ca. 400 m NNW Weigetschlag, zeigt im Dünnschliff Plagioklas, Hornblende, Chlorit (retrograd aus Biotit und Amphibol), wenig K-Feldspat, Quarz und etwas Hellglimmer. Die Plagioklase sind häufig leistenförmig gestreckt und zonar gebaut, wobei der Kern durchwegs einschlussreich und der Rand klar ist. Auffallend ist die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose, die eine weitgehende Umwandlung der Amphibole in Chlorit, eine vollkommene Chloritisierung der Biotite und eine Serizitisierung der Plagioklase bewirkte.

Schollen im Weinsberger Granit „Typ Sternwald“: Dioritschollen sind am häufigsten anzutreffen. Es sind rundliche, längliche und tropfenförmige Schollen bis zu einigen Dezimetern Größe. Teilweise umgibt sie ein biotitreicher Rand. Weiters wurde ein 30 x 10 cm großer Porphyroideinschluss gefunden, in dessen plagioklasreicher, feinkörniger Matrix bis zu 1 cm große K-Feldspate stecken. Auch Paragneisschollen (Biotit-Plagioklas-Gneise) lassen sich vereinzelt beobachten.

Pegmatite (diese liegen als Biotit-Pegmatit und Muskowit-Pegmatit vor) und **Aplite** wurden ausschließlich als Blöcke gefunden. Speziell die Aplite sind aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz im Schutt sehr auffallend.

Junge Bedeckung: Es sind dies rotbraune Verwitterungslehme und Hangsedimente, die das Grundgebirge großflächig bedecken. Bei den Hangsedimenten handelt es sich um Solifluktions- und Flächenspülungssedimente. In einer lehmig-sandigen rotbraunen Matrix sind in wechselhafter Menge Verwitterungsschutt und Blöcke eingebettet. Die Mächtigkeit ist meist schwer abzuschätzen, dürfte aber aufgrund von Aufschlüssen an Wegböschungen durchwegs über 3 bis 5 m liegen. In Mulden und im Nahbereich der Täler sind Wechsellagerungen mit fluviatilen Sedimenten anzunehmen. Das Vorhandensein von Moränen, wie es NAGL (Jb. Oö. Mus.-Ver., 127, 221–226, 1982) beschreibt, konnte nicht eindeutig nachvollzogen werden. In den Nordabhängen des Sternsteins sind unklare Hinweise auf Endmoränenwälle erkennbar, aber aus den Sedimenten schwer nachvollziehbar. Hinweise sind aber auch auf den Laserscanbildern zu erkennen. Dieser Frage soll noch im Rahmen einer quartärgeologischen Bearbeitung nachgegangen werden.

Strukturen: Es konnte eine mehrphasige Strukturentwicklung festgestellt werden. Die älteste Struktur ist eine magmatische Foliation, in der die großen K-Feldspate mit ihrer 010-Kristallfläche mehr oder weniger gut eingeregelt sind. Die Flächen fallen flach gegen NW bis NE ein, wobei eine Häufung um ± Norden festzustellen ist. Die Längsachse der K-Feldspate ist ± ENE orientiert. Auf diese hochtemperierte amphibolitfazielle Deformation folgte eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung, im Zuge derer sich eine jüngere Schieferung, die steil bis mittelsteil steht und ± NNE–SSW streicht (parallel zur Richtung der Rodl-Störung) formierte. Unter spröden Bedingungen entstand ein System an Störungen mit Harnischen und zum Teil mit „fault gauges“. Sie weisen oft eindeutig sinistrale Schersinne auf, entsprechend jenem des Rodl-Störungssystemes.

Blatt 4319 Linz (Haselgraben West)

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West)

CHRISTOPH IGLSEDER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Einleitung und Arbeitsauftrag

Der Anteil des Moldanubikums in Oberösterreich ist durch thermische und strukturelle Überprägung charakterisiert und wird tektonisch dem Bavarikum zugeordnet (FUCHS & MATURA, Jb. Geol. B.-A., 119, 1–43, 1976; LINNER, Arbeitstagung 2007 Geol. B.-A., Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis, 173–176, 2007). Mehrere dominante Störungssysteme sind ausgebildet: (1) die WNW–ESE streichende und dextral-seitenverschiebende Pfahl- und Donau-Störung sowie (2) die NE–SW streichende sinistral-seitenverschiebende Rodl-Störung. Diese wurden (spät-)variszisch angelegt und zeigen grünschieferfazielle Mylonitbildungen (BRANDMAYR et al., Tectonophysics, 248, 97–116, 1995; BRANDMAYR et al., Mitt. Österr. Geol. Ges., 90, 11–29, 1997; HANDLER et al., Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1, 69–86, 1991; BÜTTNER, Journal of Geosciences, 52, 29–43, 2007) sowie eine spätere sprödtektonische Reaktivierung. (3) Im Bereich des Haselgrabens ist eine Dritte, ebenso geomorphologisch markante N/NNE–S/SSW streichende Störung erkennbar, deren Kinematik sowie genetische Zusammenhang mit anderen Störungssystemen bisher ungeklärt ist.

Im Zuge der geologischen Aufnahme 2009 wurde für den östlichen Teil des Haselgrabens eine Aufschlusskarte erstellt und detaillierte strukturgeologische Untersuchungen durchgeführt. Hierbei war eine Straßenverbreiterung der B 126 und damit verbundenen Sprengarbeiten auf einer Länge von ~ 1 km, Höhe Hochbuchedt, von besonderem Vorteil. Dadurch konnten an frischen Aufschlüssen die Lagerungs- und strukturellen Verhältnisse detailliert studiert werden.

Lithologien (regionale Variationen und petrografische Beschreibung)

Migmatischer Paragneis

Das Kartierungsgebiet wird vorwiegend von Migmatiten aus Paragneisen eingenommen, wobei der Aufschmelzungsgrad variiert und somit auch ihr Erscheinungsbild stark wechselt. Im Gelände wurden drei Arten unterschieden und kartenmäßig getrennt: (1) migmatische Paragneise mit deutlich reliktischem Parallelgefüge und Wechsel von phyllosilikatreichen (Biotit ± Hellglimmer und abhängig vom Grad der retrograden Überprägung auch Chlorit) und felsischen (Feldspat + Quarz) Lagen; (2) feinkörnig-migmatischen Paragneisen mit schwacher mineralogisch-bedingter Wechsellagerung und eher granitischem Aussehen; (3) massig, grobkörnige migmatische Paragneise, in denen vermehrt Zonen mit leukokratem Anteil und teilweise porphyrischen Kalifeldspäten beobachtet wurde. Letztere sind der Art der homogenen Migmatite zuzuordnen. An einer Lokalität (500 m nord-nordöstlich Speichmühle) konnte eine Varietät von mittelkörnig basischen Migmatiten mit hohem Biotit- und Chloritgehalt beobachtet werden, welche jedoch bezüglich seiner Mächtigkeit kartenmäßig nicht darstellbar war.

Der Mineralbestand in migmatischen Gesteinen setzt sich im Wesentlichen aus Cordierit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und untergeordnet Hellglimmer zusammen, wobei der mineralogische Bestand nach Art und Erscheinungsbild der Migmatite stark variieren kann. Während Cordierit fast nur in migmatischen Paragneisen mit deutlichem Parallelgefüge und hohem Phyllosilikatanteil anzutreffen ist, fehlt er in homogenisierten und daher kalifeldspatreichen Gesteinen fast vollständig. Zu erwähnen sei noch das makroskopische Auftreten von Amphibol in feinkörnig-migmatischen Paragneisen (550 m nord-nordöstlich Speichmühle) und die Umwandlung von Biotit zu Chlorit (Chloritisierung) entlang der phyllosilikatreichen Foliationsflächen. Im Gegensatz zu anderen Arealen der Paragneis-Migmatite wurde im Arbeitsgebiet kein Granat beobachtet.

Generell ist der Wechsel zwischen migmatischen Paragneisen und Anteilen von feinkörnigen migmatischen sowie homogenisierten Arealen oft kleinräumig und beinhaltet auch nicht klar trennbare Übergangszonen. Jedoch ist im untersuchten Arbeitsgebiet ein Trend feststellbar, welcher eine Zunahme von homogenisierten Bereichen und massigen Migmatiten Richtung Norden beinhaltet (ab Talübergang Ortnergraben). Beobachtbar ist auch ein konjugiertes Set von Quarzadern, welche vor allem in tektonisch beanspruchten Bereichen die Paragneise durchziehen.

Kalksilikat und Quarzit (Schollen)

In migmatischen Paragneisen treten scharf begrenzte andere Gesteinsarten auf, welche als Schollen bezeichnet werden. Sie zeigen sowohl rundlich-ovale Formen, als auch sind sie parallel zur Foliation der Migmatite anzutreffen. Zwei Arten von Schollenlithologien waren im Arbeitsgebiet kartierungsmäßig ausscheidbar: (1) graugrünliche, amphibol- und plagioklasreiche, von ihrer chemischen Zusammensetzung Richtung Kalksilikat tendierende Lithologien, welche auch Anteil an Kalzit zeigen (HCl-Test im Feld). Hoher, makroskopisch erkennbarer Chloritanteil verleiht diesen Gesteinen ein schiefriges Aussehen und deutet auf retrograd thermische und deformative Beanspruchung hin. Etwa 200 m nordöstlich Speichmühle erreichen die Kalksilikate eine Mächtigkeit von ~ 100 x 20 m; (2) als weitere Variation von Schollengesteinen treten feinkörnig quarzreiche Paragneise und gräuliche bis dunkel-bläuliche Quarzite auf. Ihre Mächtigkeit variiert von ~ 10 bis ~ 50 cm und meist ist ihr Auftreten parallel zum Lagenbau der Paragneise. Es konnten auch quarzitische Boudins mit pinch and swell-Struktur beobachtet werden. Etwa 220 m nordöstlich vom Talübergang Türkengrabenbach treten metasomatische Reaktionssäume zwischen Quarzitlagen und migmatischen Paragneisen auf. Von besonderer Bedeu-

tung sind diese Gesteine im Bezug auf spätere (relativ zur Migmatisierung) tektonische/deformative Beanspruchung. So sind sowohl mylonitische Scherbahnen und dynamisch rekristallisierte Mylonite, als auch kohäsionslose Kataklasite und tonige Kakirite an diesen Gesteinen beziehungsweise an ihren Kontakten zu Paragneisen beobachtbar.

Ganggesteine

Im Arbeitsgebiet konnten drei unterschiedliche Ganggesteinsarten unterschieden werden, deren zeitliche Genese aufgrund Überschneidungskriterien jedoch nicht möglich war: (1) grobkörnige, pegmatoide Gänge mit Mächtigkeiten zwischen ~ 10–70 cm. Diese stehen diskordant zur Foliation der Paragneise und streichen ~ Ost–West (075-106/255-286). Auffallend ist das vermehrte Auftreten von Harnisch- und Störungsflächen entlang von Pegmatiten. Weiters konnten (2) feinkörnige Aplite mit bis zu 50 cm Mächtigkeit und Ost–West-Streichen sowie (3) 280 m südöstlich Gehöft Stummer ein granitischer Gang beobachtet werden. Auffallend ist, wie bei den massigen grobkörnigen migmatischen Paragneisen, ein vermehrtes Auftreten von pegmatoiden, aplitischen und granitischen Gängen Richtung Norden (ab Talübergang Ortnergraben).

Mylonitischer Gneis und mylonitische Scherzonen

Südlich vom Talübergang Türkengrabenbach ist ein vermehrtes Aufkommen von mylonitischen Arealen beobachtbar. Kartenmäßig konnten diese Bereiche nur fragmentarisch angedeutet werden. Ihr Auftreten variiert von (proto-) mylonitischen Bahnen sowie distinkten mylonitischen Scherbahnen im cm- bis dm-Maßstab in quarzreichen Biotit-Gneisen, bis hin zu 2 m mächtigen Mylonitzonen in migmatischen Paragneisen sowie dynamisch rekristallisierten Quarzlagen in (proto-)mylonitischen Gneisen. Reliktisch konnte anhand von mikroskopischen Untersuchungen noch der vorherige migmatische Charakter dieser Gesteine festgestellt werden. Zu erwähnen sind auch steil stehende dynamisch rekristallisierte Quarz-Feldspat-Mylonite (~ 15 cm) in Kalksilikatgesteinen. Das beobachtbare gehäufte Auftreten von Hellglimmer und Chlorit entlang mylonitischer Scherbahnen sowie dynamisch rekristallisierte Quarzgefüge deuten auf grünschieferfazielle Bedingungen während der Mylonitisierung und somit auf post-migmatische Bildung hin.

Kataklasite und Kakirite

Gleich wie den mylonitischen Arealen, ist südlich Talübergang Türkengrabenbach ein vermehrtes Auftreten von spröd geprägten Gesteinen beobachtbar. Es handelt sich hierbei um bis zu 25 cm mächtige kohäsionslose Kataklasitzonen mit Quarzkomponenten und kakiritischem Material (Höhe Hochbuchedt). Ihr Auftreten, vor allem in Verbindung mit Quarziten, ist einerseits foliationsparallel (~ 25 cm), anderseits als konjugierte vertikal stehende Sets, welche alle vorhandenen Gesteinsarten durchschlagen (~ 3 cm).

Besonders erwähnenswert ist eine über mehrere Meter hinweg verfolgbare 3–30 cm mächtige Lage aus (tonigem) Kakirit, welche in Kontakt zu Quarzit steht und foliationsparallel angelegt wurde. Stellenweise zeigt dieser Horizont, bedingt durch starke Bewegungsraten, schiefriges Aussehen.

Strukturen

Duktile Strukturen, Lagerungsverhältnisse und Schersinn

Im Zuge der geologischen Aufnahme wurden detaillierte strukturgeologische Untersuchungen durchgeführt. Das Hauptstreichen der Paragneisfoliationen ist generell NE–SW mit steilem (90°–60°) bis flachem (50°–10°) Einfallen Richtung Osten und dazugehörigen Lineationen, welche generell NE/NNE–SW/SSW streichen. Untergeordnet wurden NW–SE-streichende Foliationen mit Einfallen Richtung NE und SW beobachtet, welche eine NW–SE streichende Lineation zeigen. Diese Beobachtungen decken sich mit NE–SW, als auch NW–SE streichenden Faltenachsen und Axialebenen, welche mittelsteil (60°–40°) nach NE beziehungsweise SW einfallen.

Im Unterschied dazu zeigen mylonitische Horizonte generell N/NNE–S/SSW streichende Hauptfoliationen mit variierenden Einfallswinkeln (90°–30°) Richtung Osten. Diese Variabilität kann mit einerseits reaktivierten prä-existierenden migmatischen und andererseits neu ausgebildeten mylonitischen Foliationsflächen erklärt werden. Auch die Lineationen in mylonitischen Zonen zeigen ein konsistentes N/NNE–S/SSW-Streichen mit flachem Einfallswinkel Richtung Norden und Süden (27°–02°). Auffallend ist, dass keine Verfaltung in Verbindung mit der Mylonitbildung beobachtet werden konnte. Scherband- und Klastgeometrien, sowie SC-Gefüge in mylonitischen Bereichen zeigen makroskopisch sowohl top N-, als auch S-gerichteten Schersinn. Anhand mikrostruktureller Untersuchungen an mylonitischen Scherbändern sowie Quarz-Feldspat-Myloniten und (proto-)mylonitischen Gneisen konnten die zwei gegenläufigen Bewegungsrichtungen bestätigt werden (top N als auch top S). Interessant ist zu erwähnen, dass in höhergradigen, teilweise dynamisch rekristallisierten Quarz-Feldspat-Myloniten, vergesellschaftet mit Kalksilikatgesteinen, top N-gerichteter Schersinn vorherrscht. Dagegen kann in mylonitischen Scherbandgeometrien sowie anhand kühlerer Quarz-Feldspat-Mikrostrukturen mit dynamisch rekristallisierten Quarzen und abrasiv-kataklastisch beanspruchten Feldspäten top S-gerichteter Schersinn festgestellt werden. Neubildung von Chlorit und Hellglimmer konnte entlang mylonitischer Bahnen beobachtet werden.

Spröde Strukturen

Das spröde Strukturinventar ist vielseitig gestaltet und umfasst sowohl spödduktile Harnische, teilweise mit dynamisch rekristallisiertem Quarz, kohäsionslose Kataklasite und Kakirite mit variierender Dimension und Ausprägung entlang von Harnischflächen, als auch mannigfaltig orientierte konjugierte Störungssysteme. Vier Hauprichtungen konnten unterschieden werden, welche anhand von Überschneidungskriterien beziehungsweise detaillierten Störungsanalysen genetisch in ein für das Arbeitsgebiet geltendes Konzept eingegliedert werden konnten:

1.) NE–SW streichende, sinistral seitenverschiebende Störungen mit steilem Einfallen Richtung NW und SE. Dieses Störungssystem entspricht wahrscheinlich dem ältesten Element, da sie entlang der Streichrichtungen der Paragneisfoliationen ausgebildet und hier vorwiegend in den sprödtektonisch (kataklastisch) weniger beeinflussten Arealen beobachtet wurden. Ein geneti-

scher Zusammenhang mit der ebenfalls NE–SW streichenden, sinistral seitenverschiebenden Rodl-Störung erscheint möglich, jedoch wurden keine vergleichbaren großräumigen Versatzweiten beobachtet.

2.) Die N/NNE–S/SSW streichende, sinistral seitenverschiebene Haselgrabenstörung mit steilem Einfallen Richtung Osten sowie untergeordnet steilem bis flachen Einfallen Richtung Westen folgt dem morphologischen Verlauf des Haselgrabens und stellt die Hauptstörungsrichtung beziehungsweise den sprödtektonisch am stärksten beanspruchten Anteil dar. Anhand mächtiger Kataklasit- und Kakirit-Zonen kann ein beträchtlicher Versatz entlang dieser Störung angenommen werden.

3.) Als Anti-Riedel zur Haselgrabenstörung identifiziert, verlaufen NW–SE streichende, dextral seitenverschiebende und Richtung Norden aufschiebende Störungen mit steilem bis mittelsteilem Einfallen Richtung NE und SW. Auch dieses Störungssystem ist mit Kataklasiten und Kakiriten vergesellschaftet. Zusätzlich weisen bei Speichmühle und Hochbuchedt abzweigende NW–SE verlaufende tief eingeschnittene Grabensysteme auf eine syngenetische Entwicklung im Bezug auf den Haselgraben hin.

4.) ENE–WSW streichende, sinistral seitenverschiebende Störungen mit steilem bis mittelsteilem Einfallen Richtung Norden und Süden bilden das wahrscheinlich jüngste Element an Störungen, da sie alle vorher genannten diskordant schneiden und versetzen. Auch deuten im Arbeitsgebiet E–W streichende Rinnen und Gräben auf eine Bedeutung dieser Störungsrichtung hin.
Anhand von Störungsanalysen wurden die Hauptspannungsrichtungen eruiert. Diese zeigen für Störungsgeneration 1 (NE–SW) ein NNE–SSW orientiertes σ_1 (P-Achse), für Störungsgeneration 2 (N/NNE–S/SSW) und 3 (NW–SE) ein NNW–SSE orientiertes σ_1 und für Störungsgeneration 4 (ENE–WSW) ein NE–SW orientiertes σ_1 mit einer dazu orthogonal orientierten σ_3-Richtung (T-Achse). Auch anhand dieser Methode konnte eine syngenetische Entwicklung von N/NNE–S/SSW- und NW–SE streichenden Störungen (Generation 2 und 3) festgestellt werden.

Diskussion

Im Zuge dieser Arbeit konnten die Lagerungsverhältnisse von migmatischen Paragneisen und ihrer mylonitischen und in weiterer Folge sprödtektonischen Überprägung untersucht werden. Daraus ergibt sich folgende Deformationsabfolge:

a) Deformation und Verfaltung von Paragneisen unter HT-LP-Bedingungen und im Bezug auf das dazumals vorherrschende Spannungsfeld, NE–SW streichende Foliationsflächen und Lineationen.
b) Mylonitbildung und Überprägung der migmatischen Gefüge unter grünschieferfaziellen Bedingungen sowie in weiterer Folge Intrusion von Gangsystemen, welche duktile Strukturen diskordant schneiden. Die Bewegungsrichtung dieser Phase ist N/NNE–S/SSW streichend.
c) Anlegen von sprödduktilen und kataklastischen Störungen, welche einerseits den prä-existierenden Foliationen (NE–SW und N/NNE–S/SSW) folgen, andererseits die morphologische Hauptprägungsphase des Haselgrabens darstellen.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West)

CHRISTOPH IGLSEDER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge der geologischen Aufnahme 2010 wurde für den westlichen Teil des Haselgrabens eine geologische Manuskriptkarte (Aufschlusskarte M 1:10.000) erstellt (Gebiet Haselgraben–Geitenedt–Maierdörfl–Speichmühle). Von besonderem Interesse war der ehemalige Steinbruch Speichmühle, wo die Lagerungsverhältnisse und strukturellen Beziehungen untersucht wurden.

Lithologien (Regionale Variationen und petrografische Beschreibung)

Migmatischer Paragneis

Das Kartierungsgebiet wird vorwiegend von Migmatiten aus Paragneisen eingenommen, wobei der Aufschmelzungsgrad (Homogenisierungsgrad) variiert und somit auch ihr Erscheinungsbild wechselt. Im Gelände wurden drei Arten unterschieden und kartenmäßig getrennt: (1) mittelkörnige migmatische Paragneise mit deutlich reliktischem Parallelgefüge und Wechsel von phyllosilikatreichen und felsischen Lagen, die leuko-melanokrate Segregationen migmatischer Schmelzbildungen darstellen; (2) feinkörnig-migmatische Paragneise mit schwacher, mineralogisch bedingter Wechsellagerung. Durch die Feinkörnigkeit ist das makroskopische Erkennen von Kalifeldspat, der sich bei der Migmatisierung bildet, schwierig, deshalb könnte es sich auch um nicht-migmatische, feinkörnige Quarz- und Plagioklas betonte Paragneise (Restite) handeln; sowie (3) massige, grobkörnig-migmatische Paragneise, mit homogenisierten Zonen teilweise porphyrischer Feldspäte und hohem Quarzanteil.

Der Mineralbestand in migmatischen Gesteinen setzt sich aus Cordierit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und untergeordnet Hellglimmer zusammen, wobei der mineralogische Bestand nach Art und Erscheinungsbild der Migmatite stark variieren kann. Während Cordierit fast nur in migmatischen Paragneisen mit deutlichem Parallelgefüge und hohem Phyllosilikatanteil anzutreffen ist, fehlt er in homogenisierten und daher kalifeldspatreichen Gesteinen fast vollständig. Zu erwähnen ist das gehäufte Auftreten von idiomorphen Feldspatblasten in den mittelkörnigen Migmatiten (Typ 1), welche im Zuge syn-postmigmatischer tektonischer Beanspruchung als Porphyroklasten agieren. Im Gegensatz zu anderen Arealen der Paragneis-Migmatite wurde im Arbeitsgebiet makroskopisch kein Granat gefunden, auch ist das Auftreten bzw. die retrograde Bildung von Chlorit nur im Bereich von (proto-)mylonitischen (Scher)zonen beobachtbar (Steinbruch Speichmühle). Ge-

nerell ist der Wechsel zwischen migmatischen Paragneisen und Anteilen von feinkörnigen migmatischen sowie homogenisierten Arealen oft kleinräumig und beinhaltet auch nicht klar trennbare Übergangszonen. Erwähnt sei auch das Auftreten von Klüften, welche mit Bergkristallen (bis 2 cm) gefüllt sind (Steinbruch Speichmühle).

Kalksilikatgestein und Quarzit (Schollen)

In den migmatischen Paragneisen treten scharf abgrenzbare, andere Gesteinsarten auf, welche als Schollen bezeichnet werden. Sie zeigen sowohl rundlich-ovale Formen, teilweise sind sie parallel zur Foliation der Migmatite eingelagert. Zwei Arten von Schollenlithologien waren im Arbeitsgebiet kartierungsmäßig ausscheidbar: (1) grau-grünliche, von ihrer chemischen Zusammensetzung Richtung Kalksilikatfels tendierende Lithologien, welche auch Anteile an Kalzit zeigen. Makroskopisch erkennbarer Chlorit und Amphibol verleiht diesen Gesteinen ein schiefriges Aussehen. Abgesehen von spärlichen Lesesteinen aus Kalksilikatgestein konnte im Arbeitsgebiet nur ein Aufschluss mit dieser Lithologie, rund 300 m nordöstlich Maierdörfl, aufgenommen werden; (2) als weitere Variation von Schollengesteinen treten feinkörnige, gräuliche bis dunkelbläuliche Quarzite auf. Ihre Mächtigkeit variiert und meist ist ihr Auftreten parallel zum Lagenbau der Paragneise. Auch diese Lithologie tritt im Arbeitsgebiet selten auf, beziehungsweise konnte diese wegen des starken Moosbewuchses nur spärlich erkannt werden.

Ganggesteine

Im Arbeitsgebiet konnten zwei Ganggesteinsarten unterschieden werden: (1) grobkörnige, pegmatoide Gänge mit Mächtigkeiten bis zu 50 cm. Diese stehen diskordant zur Foliation der Paragneise und streichen annähernd Ost–West. (2) Eine besondere Bedeutung kommt einer bereits von Fliesser (Verh. Geol. B.-A., 1960, 285–286), Gruber (Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 35–84, 1930) und Peschel (Naturkundl. Jb. Stadt Linz 1982, 181–236, 1982) beschriebenen Ganggeneration von Kersantiten zu. Diese feinkörnigen, grauen bis dunkelgrauen Gänge treten, abgesehen von einem Lesestück, nur im Steinbruch Speichmühle auf. Sie zeichnen sich durch wechselnde Mächtigkeiten von etwa 10 cm, sogenannten Netzwerkgängen, bis zu 150 cm aus und streichen NNE–SSW (030-210). Sie schneiden die Foliationen (migmatische Hauptfoliation, Scherbänder mit mylonitischer Foliation) diskordant und streichen parallel zum spröden, N/NNE–S/SSW streichenden Störungsmuster des Haselgrabens, welches mit Kataklasiten vergesellschaftet ist. Makroskopisch sind Quarz und Plagioklas-Einsprenglinge erkennbar. Die Beobachtung von randlichen Fließgefügen sei erwähnt.

Mylonite

Vor allem im Bereich Speichmühle sind Mylonite beobachtbar. Bedeutsam sind diese Gesteine im Bezug auf spätere (relativ zur Migmatisierung) tektonische/deformative Beanspruchung. Kartenmäßig konnten diese Bereiche nur fragmentarisch dargestellt werden. Ihr Auftreten variiert von (proto-)mylonitischen Bahnen bis zu distinkten mylonitischen Scherbahnen von cm- bis dm-Maßstab in quarzreichen Paragesteinen, welche eine flachere Foliation im Vergleich zur migmatischen zeigen und diese teilweise diskordant schneiden. Eine spezielle Ausprägungsform stellen dynamisch rekristallisierte Quarzlagen in Migmatiten dar. Makroskopisch konnte die Bildung von Chlorit und Hellglimmer entlang mylonitisierter Bereiche beobachtet werden.

Kataklasite

Im Bereich Steinbruch Speichmühle treten entlang spröder Störungen mit Harnischflächen vermehrt Kataklasite auf. Es handelt sich hierbei um bis zu 25 cm mächtige kohäsive Kataklasite und kohäsiv-kataklastische Netzwerke bis etwa 30 cm Mächtigkeit. Diese bräunlich-hell gefärbten Gesteine zeigen makroskopisch die Bildung von Kaolin, milchigem Quarz und Eisenerzen. Auch ist die Aufarbeitung von Paragneisen beobachtbar. Generell schneiden sie die prä-existierenden Foliationen diskordant.

Strukturelle Beobachtungen

Lagerungsverhältnisse und duktile Strukturen

Das Hauptstreichen der migmatischen Paragneisfoliation ist generell N/NE–S/SW mit steilem (87°–54°) bis flachem (34°–10°) Einfallen Richtung Osten, als auch untergeordnet Richtung Westen. Die dazugehörigen Lineationen streichen NE–SW und selten NW–SE. Im Vergleich dazu zeigen mylonitische Areale, mit einer Ausnahme (ENE–WSW-Streichen; bei Hochbuchedt) einheitlich N/NNE–S/SSW streichende Foliationen mit Einfallswinkeln von 34°–14° Richtung Osten. Die Lineationen in mylonitischen Zonen zeigen ein konsistentes N/NE–S/SW-Streichen mit flachen Einfallswinkel Richtung Norden und Süden. Scherbandgeometrien, welche die migmatische Foliation schneiden, streichen N/NE–S/SW mit mittelsteilem Einfallen (57°–38°) in östliche und westliche Richtung. An Faltungen konnten vorwiegend migmatische Falten mit stark variierenden Orientierungen beobachtet werden. Zu erwähnen ist eine NNE–SSW-streichende Faltenachse mit einer Axialebene, welche mittelsteil Richtung NW einfällt (westnordwestlich Gehöft Durstberger). Diese tritt in Bereichen biotitreicher Migmatite mit (Proto-)Mylonitisierung auf.

Spröde Strukturen

Das spröde Strukturinventar ist vielseitig gestaltet und umfasst sowohl sprödduktile Harnische, kohäsive Kataklasite, als auch konjugierte Störungen. Drei Hauptrichtungen konnten unterschieden werden, welche anhand von Überschneidungskriterien genetisch in ein für das Arbeitsgebiet geltendes Konzept eingegliedert werden konnten:

1.) Die älteste Generation stellen E–W streichende beziehungsweise NE–SW streichende sinistral-seitenverschiebende Störungen dar, welche vorwiegend entlang der migmatischen Hauptfoliation der Paragneise ausgebildet sind.

2.) Die Hauptstörung des Haselgrabens wird durch N/NNE–S/SSW streichende sinistral seitenverschiebende, als auch untergeordnet dextral seitenverschiebende Störungen dominiert, welche mit kohäsiven Kataklasiten und Kersantiten vergesellschaftet sind.

3.) NW–SE streichende sinistral seitenverschiebende Störungen stellen die jüngste Generation dar.

Steinbruch Speichmühle

Im Zuge dieser Arbeit wurden im ehemaligen Steinbruch Speichmühle die Lagerungsverhältnisse sowie die Deformationsabfolge rekonstruiert. Dieser Aufschluss wurde bereits von FLIESSER (1960) bearbeitet und mikroskopischen Untersuchungen unterzogen.

Der Hauptgesteinsanteil besteht aus migmatischen Paragneisen. Diese sind entweder mittelkörnig, foliiert mit Biotit, Cordierit und migmatischer Kalifeldspatblastese oder mittel-grobkörnig, homogenisiert mit hohem Kalifeldspatanteil und sekundärem Hellglimmer. Diese werden von (proto-)mylonitischen Scherbahnen überprägt, welche als flach liegende Mylonite der älteren migmatischen Foliation folgend oder diese überprägend (M1) sowie als steilere mylonitische Scherbänder die prä-existierende(n) Foliation(en) schneidend (M2), ausgeprägt sind. In weiterer Folge kam es entlang steil stehender Scherbänder zur Bildung von kohäsiven Kataklasiten (K1), welche wiederum von kohäsiven Kataklasiten entlang von Harnischflächen überprägt wurden (K2). Strukturellen Beobachtungen entsprechend werden die Kersantitgänge dieser spröden Phase zugeordnet (syntektonisch zu K1 und K2), da sie ohne Kontaktbildung entlang NNE–SSW streichender Störungen intrudieren und den kataklastisch geprägten Störungen des N/NNE–S/SSW streichenden Haselgraben-Störungssystems folgen.

Morphologie und Quartär

Die steil abfallenden Hänge zum Haselgraben und zu den Bachläufen des Arbeitsgebietes bestehen aus massigen Hangschuttkörpern (z.T. mit Blockmaterial und zahlreichen Gesteinsaufschlüssen).

Hydrogeologisch relevant ist das häufige Auftreten von Entwässerungsbrunnen (ehemalige Quellaustritte) entlang morphologischer Geländekanten und in Solifluktionskörpern auf der Hochebene des Arbeitsgebietes.

Blatt 5313 Hollabrunn Südost

Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost

HOLGER GEBHARDT & STJEPAN ĆORIĆ

Das in den Jahren 2012 und 2013 kartierte Gebiet befindet sich am südlichen Ende der tektonischen Waschberg-Ždánice-Einheit (Waschberg-Zone), die sich nach Nordosten hin fortsetzt. Die kartierten Gebiete befinden sich in der südöstlichen Ecke des UTM-Kartenblattes 5313. Sie sind nach Westen hin durch die Ortschaften Wiesen, Leitzersdorf und Wollmannsberg begrenzt, im Osten erstreckt sich das Gebiet in nördlicher Richtung bis zum Höhlberg. Es umfasst die tektonischen Einheiten Waschberg-Ždánice-Einheit, Flyschzone und Korneuburger Becken sowie die überlagernden Einheiten des Pleistozäns und Holozäns. Neben dem hier näher beschriebenen Kartierungsgebiet wurden Erkundungsbegehungen und Handbohrungen (Eijkelkamp-Bohrer) in nördlich und nordwestlich anschließenden Bereichen durchgeführt. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend der Vorgaben in KRENMAYR et al. (Jb. Geol. B.-A., 152/1–4, 57–66, 2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und kurze Erläuterung, 47 S., Geol. B.-A., 2002; GRILL, Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau, 52 S., 1962). Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben erfolgte auf der Basis von Standardliteratur für planktische Foraminiferen (ROBASZYNSKI & CARON, Bull. Soc. Géol. France, 166/6, 681–692, 1995; OLSSON et al., Smithonian Contr. Paleobiol., 85, 1–252, 1999; PEARSON et al., Atlas of Eocene planktonic foraminifera, 514 S., 2006; CICHA et al., Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 549, 1–325, 1998). Für das kalkige Nannoplankton wurden die Standardzonierungen und Artkonzepte von MARTINI (Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, Proceedings of the II Planktonic Conference, Ed. Tecnoscienza, 739–785, 1971; Känozoikum) und von BURNETT et al. (Brit. Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser., 6, 132–199, 1998; Oberkreide) verwendet.

Flyschzone

Greifenstein-Formation (Paläogen)
In den oben erwähnten Karten befindet sich auf dem Gebiet dieses Kartenblattes nur Greifensteiner Sandstein (Greifenstein-Decke, NE Oberrohrbach, fein-, mittel-, teilweise auch grobkörnige, kalkfreie, gelblich verwitternde, relativ dickbankige Sandsteine). Die Sandsteine sind häufig vollkommen desintegriert und lassen sich vom daneben vorkommenden Löss nur durch die variable Korngröße abgrenzen. Südlich des Rohrbaches (Toblerberg, Schauerkreuz) fanden sich neben eher dünnbankigen Sandsteinen auch rote Ton- und Siltsteine, wie sie auch südöstlich von Oberrohrbach aufgeschlossen sind. Die quartären Sedimente bilden Verebnungen im Gelände und können so von steileren Geländeformen der Sandsteine der Greifenstein-Formation abgegrenzt werden.

Korneuburger Becken

Korneuburg-Formation (Karpatium)
Die grauen, grün verwitternden Tone und Silte, und die gelben bis weißlichen Feinsande stehen in einem kleinen Gebiet im äußersten Südosten des Kartenblattes an. Sie unterscheiden sich deutlich von ähnlichen Gesteinen der anderen tektonischen Einheiten durch ihren Makrofossilreichtum. So lassen sich in den Feinsanden zahlreiche Bruchstücke von Mollusken finden, insbesondere Muscheln und Schnecken. An der nordwestlichen Grenze zum Flysch fanden sich zudem zahlreiche Austern (*Crassostrea gryphoides*) in bemerkenswert guter Erhaltung. Im

Schlämmrückstand fanden sich neben reichlich Bruchstücken von Gastropoden auch wenige benthische Foraminiferen (*Ammonia beccarii*, *Cibicidoides* sp.) und umgelagerte planktische Foraminiferen aus der Kreidezeit. Die aus einer Handbohrung entnommene Probe enthielt nur geringe Mengen umgelagerter eozäner Nannoflora: *Chiasmolithus grandis* und *Discoaster multiradiatus*. Wegen tiefgründiger Verwitterung, Lössüberdeckung und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung konnte das Einfallen der Schichten nicht gemessen werden.

Waschberg-Ždánice-Einheit

Waschberg-Formation (Waschberg-Kalk, Ypresium bis Lutetium)
Gesteine der Waschberg-Formation wurden am westlichen und nördlichen Waschberg und am Michelberg anstehend angetroffen. Hierbei handelt es sich um gelblich bis rotbraun verwitternde Sandsteine bis Konglomerate mit hohen, aber stark variablen Anteilen von Nummuliten, Corallinaceen, Mollusken und anderen Biogenen. Während die Nummuliten weitgehend als Ganzes erhalten sind, sind die anderen biogenen Komponenten größtenteils zerbrochen. Nur vereinzelt sind komplette Mollusken, Rhodolithen oder Korallen zu finden. Die harten Gesteine wurden in der Vergangenheit in einigen (inzwischen weitgehend verfallenen) Steinbrüchen großräumig abgebaut oder aus kleinen (wahrscheinlich informellen) Pingen gewonnen. In jüngerer Zeit wurden die Gesteine zur Wegbefestigung im schlierigen Untergrund eingesetzt, was zu Fehlinterpretationen des Gesteinsuntergrundes führen kann. Die vorliegenden biostratigrafischen Ergebnisse weisen auf sehr unterschiedliche Ablagerungsalter der Gesteine bzw. Komponentenalter hin. So ergaben Mergel aus einem kleinen Steinbruch am Osthang des Michelberges ein untereozänes Alter (planktische Foraminiferenzone E5, Ypressium, mit *Acarinina* cf. *soldadoensis*, *Morozovella lensiformis*, *Parasubbotina varianta* und *Subbotina roesnaensis*). Die Alter aus den Steinbrüchen am Waschberg reichen von Zone E7 (Ypressium/Lutetium, mit *Acarinina boudreauxi*, *A. bullbrooki*, *A*. cf. *coalingensis*, *A*. *praetopilensis*, A*. soldadoensis*, *Globorotalita bassriveriensis*, *Igorina* cf. *iodoensis*, *Planorotalites capdevilensis*, *Subbotina eocaena* und *S*. cf. *hagni*) bis Zone E11 (Lutetium/Bartonium mit *A*. *bullbrooki*, *A. collactea*, *A*. cf. *medizzai*, *A*. cf. *pentacamerata*, *S*. *crociapertura*, *S. eocaena* und *Turborotalia cerroaculensis*). Eine Probe aus einer Rutschmasse unterhalb des Waschbergs ergab ein Lutetium-Alter (Zone E8-9, mit *A*. *boudreauxi*, *A*. *bullbrooki*, *G*. *brassriveriensis*, *I*. *broedermanni*, *S*. *eocaena*, *S. corpulenta* und *T*. *frontosa*).

Reingrub-Formation (Sande und Sandsteine der Reingruber Höhe, Priabonium)
Die mürben, gelblich verwitternden Sandsteine mit den assoziierten grauen Siltsteinen und Mergeln konnten bisher nur in einem kleinen Areal südöstlich von Haselbach gefunden werden. Sie sind relativ reich an Nummuliten und enthalten nur wenige andere biogene Komponenten (z.B. Molluskenbruch). Herausgewitterte Nummuliten können auf den Feldern oberhalb der Straße zum Michelberg gefunden werden. Eine Handbohrung im Streichen dieser Schichten (GEB13/04/24-17) erbrachte jedoch ein untereozänes Alter (siehe unten).

Schiefrige Tonmergel (Auspitzer Mergel, Egerium bis Eggenburgium)
Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel entsprechen lithologisch weitgehend dem jüngeren Schlier (*Robulus*-Schlier) südlich der Donau. Wichtigster Unterschied ist die relative Seltenheit von Sandstein-Einschaltungen. Stattdessen sind in die Tonmergel die unten beschriebenen Blockschichten (submarine Debrite) eingelagert. Allerdings sind die Tonmergel westlich des Waschbergzuges frei von Blockschichten. Die schiefrigen Tonmergel nehmen die größte Fläche im Arbeitsgebiet ein, sie setzen sich auch unter den von Löss bedeckten Gebieten bis zur Flyschzone hin fort. Die Verbreitung reicht vom Westhang des Waschberges bis zum Ostrand des Arbeitsgebietes, wo sie in Oberrohrbach entlang der Straße anstehen. Zwei der untersuchten Proben deuten auf ein Egerium-Alter hin. Beide wurden im oberen Hangabschnitt nordwestlich des Waschberg-Grillenberg-Höhenzuges entnommen. Lithologische Unterschiede zu den Proben des Eggenburgium wurden nicht festgestellt. Die Planktonforaminiferen-Assoziationen des Egerium enthalten *Globigerina angulofficinalis*, *G*. cf. *euapertura*, *G*. cf. *wagneri*, *G*. *postcretacea*, *G*. *praebulloides* und *Paragloborotalia* cf. *inaequiconica*. Die Eggenburgium-Proben zeichnen sich im Wesentlichen durch das gemeinsame Auftreten von *G*. *angulofficinalis* und *G*. *ottnangiensis* aus. Daneben treten noch *Cassigerinella boudecensis*, *C*. *globosa*, *G*. *dubia*, *G*. *lentiana*, *G*. *praebulloides*, *G*. *steiningeri*, *P*. cf. *acrostoma*, *P*. *inaequiconica*, *P. pseudocontinuosa*, *Globigerinoides trilobus* und *Tenuitellinata angustiumbilicata* auf. Die benthischen Foraminiferen-Assoziationen des Egerium unterscheiden sich praktisch nicht von denen des Eggenburgium. Sie sind in der Regel sehr artenreich. Die häufigsten Arten sind *Ammonia pseudobeccarii*, *Bolivina hebes*, *B*. *fastigia*, *Bulimina schischinskayae*, *Cibicidoides lopjanicus*, *C*. *pachyderma*, *Elphidium subtypicum*, *Hansenisca soldanii*, *Hanzawaia boueana*, *Lenticulina inornata*, *Melonis pompilioides*, *Nonion commune*, *Praeglobobulimina pupoides*, *Stilostomella* spp., *Trifarina angulosa* und *Valvulineria complanata*. Das Verhältnis von planktischen zu benthischen Foraminiferen schwankt sehr stark, und scheint in erster Linie vom Erhaltungszustand abhängig zu sein. In den untersuchten Proben konnte eine arme, aber gut erhaltene kalkige Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera scissura*, *Reticulofenestra bisecta*, *Reticulofenestra excavata* und *Sphenolithus moriformis* gefunden werden. Das Auftreten von *H*. *ampliaperta* erlaubt die Einstufung in die obere NN2- bzw. NN3-Zone. Ein hoher Anteil an *C*. *pelagicus* und häufige Diatomeen weisen auf ein nährstoffreiches marines Milieu hin. In den Proben konnten auch häufig Umlagerungen aus dem Eozän (*Discoaster barbadiensis*) und der Oberkreide (*Arkhangelskiella cymbiformis*) dokumentiert werden. Bei sehr geringer Mikrofossilführung sind oft keine genaueren Alterseinstufungen als Untermiozän möglich.

Blockschichten (Egerium bis Eggenburgium)
Es handelt sich um in die schiefrigen Tonmergel eingelagerte, und daher gleich alte, submarine Debrite stark unterschiedlicher Ausdehnung und mit ebenso unterschiedlicher Zusammensetzung. Die im Zuge der Verlegung von Erdgasleitungen (WAG II, EVN) in 2011 temporär zugänglichen, hervorragenden Aufschlüssen zeigen stark variie-

rende Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern (auch auskeilend) bis zu mehreren Metern (teilweise > 10 m). Ebenso variabel ist die Korngrößenverteilung der Einzelkomponenten (Sandkornbereich bis > 5 m), die materielle Zusammensetzung (Flyschsandstein, Kristalline Gesteine (rosa Granit, Granodiorit, Amphibolit u.v.m.)), oder der Rundungsgrad (eckig bis gut gerundet). Wegen ihrer relativen Härte (Verwitterungsresistenz) gegenüber den schiefrigen Tonmergeln bilden sie oft Geländerücken und steile Flanken aus (z.B. am Krieberg oder am Höhlberg). Generell weisen die Blockschichten eine ähnliche Verbreitung wie die schiefrigen Tonmergel auf, fehlen aber nordwestlich des Waschbergzuges. Einige Ansammlungen von besonders großen Einzelkomponenten sind als Naturdenkmäler ausgewiesen (z.B. südlich des Waschbergs). Am Michelberg wurden einige kristalline Einzelkomponenten in jüngerer Zeit als Attraktion in Wegnähe platziert. Bemerkenswert ist insbesondere das gemeinsame Vorkommen von Flysch- und rosa Granitgeröllen, das auf sehr unterschiedliche Herkunftsrichtungen und damit komplizierte paläogeografische Verhältnisse hinweist.

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terassenschotter, Günz-Eiszeit)
Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten Quarzkieseln von 1 bis 10 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingeröll vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Die Schotter nehmen im südwestlichen Teil des kartierten Gebietes große Flächen ein. Besonders gut sind sie im Ortsgebiet von Wiesen aufgeschlossen (Kirche). Sehr kleinräumige Vorkommen innerhalb der schiefrigen Tonmergel stellen wahrscheinlich Reliktvorkommen dar.

Hangschutt, Schuttkegel, sandig-lehmig
Bedingt durch die relativ steilen Hänge an den Nord- bzw. Nordwesthängen von Waschberg und Michelsberg kommt es zu Überschotterungen mit Gesteinen der Waschberg-Formation mit deutlichen Hangknicken an den Übergängen zum anstehenden Gestein. Hauptunterscheidungsmerkmal zum Solifluktions- und Flächenspülungssediment ist der sehr hohe Anteil an teilweise großen (mehrere dm) Bruchstücken von Gesteinen der Waschberg-Formation. Für die Kartierung im Maßstab 1:10.000 wurden diese Flächen daher extra ausgewiesen. Bei den kleineren Vorkommen westlich und nordwestlich des Waschbergs ist die Genese teilweise unklar. Einige durch Keller gut aufgeschlossene Vorkommen sind am inneren Gefüge deutlich als Rutschmassen zu erkennen. Bei anderen könnte es sich um Relikte einer vormals größeren Schuttbedeckung handeln. Weiterhin besteht die Möglichkeit von prä-industriellem Transport von Gesteinen aus den Waschberg-Steinbrüchen und nachfolgender Zerlegung am Fundort durch die lokale Bevölkerung.

Löss, untergeordnet Lösslehm
Lössvorkommen nehmen weite Gebiete, insbesondere in der östlichen Hälfte des kartierten Gebietes ein. Sie bilden dort an den Ost- bzw. Südosthängen Mächtigkeiten bis zu mehreren 10er Metern aus. Zum Beispiel sind am östlichen Ufer des Rohrbachs, am nördlichen Ende von Oberrohrbach, eindrucksvolle Steilwände zu beobachten. An den Nord- und Westhängen abgelagerte Vorkommen bedecken die typischen gelblichen kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit seltenen kurzen Pseudomyzelien und Lössschnecken nur kleinere Areale und sind auch nur geringmächtig (nur in Talmulden > 1 m), z.B. westlich des Toblerbergs entlang der Straße nördlich von Unterrohrbach.

Solifluktions- und Flächenspülungssediment
Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. 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 auf den Ostseiten der Höhenzüge, anzunehmen. Im Kontakt zum Flysch deuten erhöhte Anteile von kleinen, eckigen Flyschsandstein-Bruchstücken auf die Herkunft des Materials hin.

Rutschmassen
Zwei kleinere Rutschmassen wurden westlich des Schauerkreuzes in 290 m SH aufgenommen.

Bach- oder Flussablagerung
Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang des Rohr- und Wiesenbaches sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von Wasserläufen). Bei ihrem Austritt in die Ebene bildeten sich auch kleinräumige Schwemmfächer.

Anthropogene Ablagerung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)
Neben einigen kleinen Flächen mit Anschüttungen von Bauschutt sind hier vor allem die Wälle des Schießplatzes nördlich von Leitzersdorf zu nennen. Daneben sind eine Reihe von Erddämmen zu nennen (Hochwasserschutz?), die das Tal des Rohrbaches westlich und oberhalb des Wirtshauses Goldenes Bründl queren.

Tektonik

Die generelle Streichrichtung der Großstrukturen (Deckengrenzen) verläuft von SSW nach NNE, wie auch in den oben erwähnten Kartenwerken dargestellt. Hiervon weichen jedoch die gemessenen Streichwerte im Bereich des Waschbergs erheblich ab: Das Streichen verläuft hier NW–SE, bei einem Einfallen in südwestliche Richtung. Vermutlich im Rahmen der Überschiebung kam es zur Blockrotation, welche die vom generellen Streichen der Waschbergzone abweichenden Messwerte bewirkte.

Nach einer ersten Ansicht des Kartenbildes erscheint im Bereich der Hangversteilung am Südostrand von Wollmannsberg und Haselbach eine Schuppenzone mit anscheinend sehr kleinräumigen Vorkommen von kretazischen und paleogenen Sedimenten. So wurde in einem Keller südlich von Wollmannsberg eine obercampane Assoziation (mit *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *Globotruncanella petaloidea*) gefunden, oder südlich von Haselbach das oben beschriebene Vorkommen von Reingrub-Formation. Die Altersabfolge südöstlich dieses Vorkommens deutet auf eine überkippte Lagerung hin (Pro-

ben GEB13/04/24-15 bis 24-17), nordöstlich dagegen auf normale Lagerung (24-18 bis 24/20, siehe Handbohrungen unten).

Stratigrafische Ergebnisse von Handbohrungen

Aufgrund der punkthaften Information erfolgt die Darstellung der biostratigrafischen Ergebnisse in zusammengefasster Form. Die Positionen der Bohrpunkte sind den Manuskriptkarten zu entnehmen. Wenn nicht besonders hervorgehoben, handelt es sich bei den untersuchten Gesteinen um graue (tw. grünlich-gelblich-bräunliche) Mergel. Die Proben wurden mit einem Eijkelkamp-Bohrer in Tiefen von 0,5 bis 2,0 m gewonnen.

Oberes Campanium
(Proben GEB13/04/22-11, 22-12, 24-1 (grüner Tonmergel), 24-6, 26-7, 26-10 (grüner Tonmergel))

Foraminiferen: Charakteristisch sind ein hoher Anteil an *Gyroidinoides* und verwandten Gattungen, sowie *Cibicides* und *Lenticulina* innerhalb der benthischen Foraminiferen. Bei den für die stratigrafische Einstufung entscheidenden planktischen Arten treten auf: *Archaeoglobigerina blowi*, *A*. cf. *cretacea*, *Globotruncana linneiana*, *G*. *arca*, *Heterohelix* cf. *globosa*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, und *R*. *rugosa*. In einigen Fällen erfolgte die Zuordnung aufgrund der charakteristischen Benthos-Assoziationen.

Kalkiges Nannoplankton: Reiche und gut erhaltene Nannofloren mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ahmuellerella octoradiata*, *Broinsonia parca parca*, *Lithraphidites praequadratus*, *Zeugrhabdotus diplogrammus* etc. erlauben die Einstufung in das Campanium (Nannozonen UC14–UC16).

Oberes Paleozän
Foraminiferen: Die Eistufung erfolgte ausschließlich anhand der planktischen Assoziationen. Probe GEB13/04/29-6 enthielt die planktischen Arten *Acarinina nitida*, *A*. *mackannai* und *A*. *subsphaerica*, und wurde deshalb in die planktonische Foraminiferenzone P4a gestellt. Probe 29-5 enthielt zusätzlich noch *Globanomalina chapmani* und *G*. *pseudomenardii*, auf der eine Einstufung in P4b bis P4c erfolgte. Als weitere Arten traten *Parasubbotina varianta*, *Subbotina cancellata*, *S*. *triangularis* und *S*. *velascoensis* auf.

Kalkiges Nannoplankton: Probe GEB 13/04/29-5 enthielt eine sehr reiche und gut erhaltene Nannoplankton-Vergesellschaftung mit *Ellipsolithus distichus*, *Ellipsolithus macellus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus riedelii*, *Neochiastozygus junctus* und *Toweius eminens*. Die Einstufung in Zone NP8 (Thanetium) basiert auf dem Vorkommen von *Heliolithus riedelii* und der Abwesenheit von *Discoaster multiradiatus*. In Probe 29-6 konnte eine reiche Nannoflora mit dem Zonenmarker *Heliolithus kleinpellii* gefunden werden. Zusätzlich kommen folgende Formen vor: *Fasciculithus tympaniformis*, *Zygodiscus herlynii* und *Z*. *plectopons*. Sie erlauben eine stratigrafische Einstufung in die Zone NP6 (oberes Selandium).

Unteres Eozän
Foraminiferen: Die Qualität der untersuchten planktischen Foraminiferen-Assoziationen schwankt stark. Neben armen Proben, die nur eine ungenaue Einstufung ermöglichen (Probe GEB13/04/24-17, planktonische Foraminiferenzonen E1 bis E9 aufgrund von *Subbotina* cf. *roesnaensis*),

Probe	Rechtswert (UTM33)	Hochwert (UTM33)
GEB12/03/05-1	594106	5363910
GEB12/03/05-2	594612	5363718
GEB12/03/05-5	596772	5365610
GEB12/03/06-4	594419	5365007
GEB12/03/09-2	593041	5363783
GEB12/03/09-3	593272	5363882
GEB12/03/13-1	593384	5364581
GEB12/03/13-2	593579	5364657
GEB12/03/13-3	593739	5364292
GEB12/03/14-1	594033	5363406
GEB12/03/14-2	593723	5363428
GEB12/03/19-1	593733	5364486
GEB12/03/19-4a	594004	5364018
GEB12/03/19-4d	594004	5364018
GEB12/03/19-5	594278	5364511
GEB12/03/19-6	594310	5364562
GEB12/03/19-7	594310	5364562
GEB12/03/20-4	594601	5364661
GEB12/03/20-5	594676	5364741
GEB12/11/22-1	596403	5363121
GEB12/11/27-1	598004	5364147
GEB12/11/28-1	598677	5362212
GEB12/03/10-1	595203	5365599
GEB12/03/10-2	595203	5365599
GEB12/03/10-3	595222	5365580
GEB12/03/10-4	595121	5365469
GEB12/03/10-5	595328	5365532
GEB12/03/12-1	595419	5364960
GEB12/03/12-2	596104	5364948
GEB12/03/13-1	595755	5365148
GEB12/03/13-2	596168	5365330
GEB12/03/13-3	596392	5365444
GEB13/03/20-1	596405	5365862
GEB13/03/20-2	596548	5365839
GEB13/03/22-1	597190	5365411
GEB13/04/22-2	594655	5362981
GEB13/04/22-5	594518	5363284
GEB13/04/22-6	593031	5363782
GEB13/04/22-7	593031	5363782
GEB13/04/22-8	593482	5365106
GEB13/04/22-9	593474	5365196
GEB13/04/22-10	593457	5365246
GEB13/04/22-11	593402	5365304
GEB13/04/22-12	593368	5365351
GEB13/04/22-13	593329	5365416
GEB13/04/22-14	593188	5364682
GEB13/04/22-15	593064	5364683
GEB13/04/24-1	593930	5365226
GEB13/04/24-6	593479	5365619
GEB13/04/24-7	593383	5365780
GEB13/04/24-8	593575	5365952
GEB13/04/24-10	593880	5365825
GEB13/04/24-15	594461	5364994
GEB13/04/24-16	594420	5365018
GEB13/04/24-17	594408	5365025

GEB13/04/24-18	594396	5365038
GEB13/04/24-20	594369	5365082
GEB13/04/26-4	595042	5365952
GEB13/04/26-5	594993	5366027
GEB13/04/26-7	594770	5366144
GEB13/04/26-10	594608	5366517
GEB13/04/26-11	594488	5366624
GEB13/04/26-12	594170	5366644
GEB13/04/26-14	596954	5365504
GEB13/04/26-15	596917	5365563
GEB13/04/26-16	596839	5365583
GEB13/04/29-3	597244	5366540
GEB13/04/29-4	597282	5366500
GEB13/04/29-5	597308	5366450
GEB13/04/29-6	597371	5366356
GEB13/04/29-9	597489	5366206
GEB13/04/29-10	597540	5366147
GEB13/04/29-11	597672	5366104
GEB13/04/29-12	597839	5366058
GEB13/04/29-13	597944	5366016
GEB13/04/29-14	597993	5365922
GEB13/04/29-15	598198	5365947

Tab. 1.
Probenlokalitäten.

war bei anderen Proben eine sehr genaue Einstufung möglich: Proben 22-15 (E4-5, *Morozovella lensiformis*), 29-4 (E4, *M. lensiformis*, *Subbotina hornibrooki*) und 24-15 (E6-7, *A. cuneicamerata*, *A.* cf. *soldadoensis*, *Subbotina eocaena*, *S. hagni*). Weitere in den Proben auftretende Foraminiferenarten sind *Acarinina angulosa*, *A. coalingensis*, *A. esnaensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Parasubbotina varianta*, *Globoturborotalita bassriverensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* und *Subbotina linaperta*.

Kalkiges Nannoplankton: In Probe GEB13/04/22-15 wurde eine arme Nannoflora mit *Chiasmolithus grandis* (NP11-NP16) gefunden, womit die Einstufung ins Unter- bis Mitteleozän möglich ist. Probe 29-4 ist sehr reich an Nannoplankton. Sie enthält *Discoaster kuepperi*, *Ellipsolithus macellus*, *Lophodolithus acutus*, *L. nascens*, *Noecoccolithes dubius*, *Rhabdosphaera pinguis*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Zygrhablithus bijugatus* und kann in Zone NP12 (Ypresium) eingestuft werden.

Mittleres Eozän
Die Probe GEB13/04/22-14 kann aufgrund des Auftretens von *Acarinina boudreauxi*, *A. punctocarinata*, *Igorina broedermanni*, *Parasubbotina inaequispira*, *Pseudohastigerina micra*, *Subbotina eocaena* und *S. hagni* relativ genau in die Zone E 8 gestellt werden. Für die Proben 24-18 (E7-13 mit *Planorotalites capdevilliensis* und *Subbotina* cf. *linaperta*) und 22-10 (E6 bis Oligozän mit *Subbotina eocaena*) sind dagegen keine genaueren Altersangaben möglich. Ebenfalls sehr genau ist die Einstufung von Probe 24-20 (Basis E11: Grüner Tonmergel) aufgrund des Vorkommens von *Acarinina* cf. *medizzai*, *Morozovelloides* cf. *bandyi*, *Subbotina* cf. *angiporoides* und *Turborotalia* cf. *cerroazulensis*. Zusätzlich treten in dieser Probe *Acarinina* cf. *mcgrowrani*, *A. pentacamerata*, *Parasubbotina* cf. *griffinae* und *Subbotina hagni* auf.

Oberes Eozän
Foraminiferen: In die Zonen E13-14 bzw. ± E14 konnten die Proben GEB13/04/29-9 (hellbrauner Tonmergel mit *Acarinina collactaea*, *A. medizzai*, *Parasubbotina griffinae*, *Subbotina gortanii* und *Turborotalia increbescens*) und 29-14 (mit *T. increbescens* und *Globigerinatheka* cf. *korotkovi*) eingestuft werden. Weitere vorkommende Arten in den Proben sind: *Acarinina echinata*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officinalis*, *Globorotaloides eovariabilis*, *G. quadrocamerata*, *Paragloborotalia griffinoides*, *Pseudohastigerina micra*, *Subbotina angriporoides*, *S. eocaena*, *S. hagni* und *S. jacksonensis*.

Kalkiges Nannoplankton: Probe GEB13/04/29-9 ist gekennzeichnet durch reiche und gut erhaltene Nannoflora mit *Chiasmolithus oamaruensis*, *Discoaster saipanensis*, *Helicosphaera compacta*, *Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra umbilicus* und *R. hillae*. Die stratigrafische Einstufung in Zone NP19 (Priabonium) erfolgte durch das Vorkommen von *I. recurvus*, *D. saipanensis* und die Abwesenheit von *Sphenolithus pseudoradians*. Identische Vergesellschaftung in Probe 29-14 (*I. recurvus*, *L. minutus*, *Ch. oamaruensis*, *H. compacta*) ermöglicht die Einstufung in NP19.

Oligozän bis Untermiozän
Diese Proben (GEB13/04/22-13, 24-8, 26-4) enthielten nur vereinzelte benthische Foraminiferen (*Bulimina schischkinskayae*, *Cibicidoides pachyderma*, *C. tenellus*, *Gyroidinoides* cf. *octocameratus*, *Lenticulina* sp., *Nodosaria acuminata*, *Saracenaria arcuata*, *Stilostomella adolphina*), die keine genauere biostratigrafische Einstufung zuließen.

Egerium
Foraminiferen: Eine Reihe von Proben (GEB13/04/26-14, 29-10 (hellbrauner Tonmergel), 29-11, 29-13 (grüner Tonmergel)) wurde aufgrund der Assoziationen in das Egerium gestellt. Wegen der Nannoplankton-Vergesellschaftung werden diese Proben in den untermiozänen Anteil dieser Stufe gestellt, obwohl dies nur bei 29-10 und 29-11 auch mit Foraminiferen belegbar ist (Vorkommen von *Globigerinoides trilobus*, *Hyalonetrion clavatum*, *Paragloborotalia semivera*). Die Planktonforaminiferen-Assoziationen enthalten zusätzlich *Globigerina angulofficinalis*, *G.* cf. *ciperoensis*, *G.* cf. *euapertura*, *G. officinalis*, *G. praebulloides*, *G. steiningeri*, *G.* cf. *wagneri*, *Globigerinella obesa*, *Paragloborotalia* cf. *opima*, *Tenuitellinata angustiumbilicata*. Die benthischen Assoziationen zeigen eine für das Untermiozän der Molassezone typische Zusammensetzung mit relativ hoher Diversität und häufigen *Ammonia*, *Bolivina*, *Bulimina* (*Caucasina*), *Cibicidoides*, *Elphidium*, *Hanzawaia*, *Melonis*, *Nonion* und *Porosononion*. Proben mit einer starken Dominanz von Radiolarien in der Mikrofossil-Assoziation deuten auf Lösungserscheinungen hin (Probe 26-14).

Kalkiges Nannoplankton: Probe GEB13/04/26-14 enthält eine typische untermiozäne Nannoflora mit *Helicosphaera euphratis*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. gelida*, *R. pseudoumbilica*, *Sphenolithus pseudoheteromorphus*. Aufgrund von der Abwesenheit von *Helicosphaera ampliaperta* in dieser Probe kann sie in die untere NN2 (Aquitanium; oberes Egerium/unteres Eggenburgium) eingestuft werden. Diese Probe enthält auch häufig Diatomeen und Silicoflagellaten. Eine ähnliche Vergesellschaftung mit *He-*

licosphaera carteri, *H. mediterranea*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. lockeri*, *R. pseudoumbilica* und *Sphenolithus conicus* konnte in Probe 29-10 gefunden werden, die eine Einstufung in die NN1/untere NN2 (Aquitanium; oberes Egerium/unteres Eggenburgium) ermöglichte. Probe 29-11 enthält zusätzlich *Helicosphaera scissura* mit der stratigrafischen Reichweite NN1 bis NN4. Die weitere Nannoflora in dieser Probe (*R. excavata*, *R. bisecta*, *H. euphratis* etc.) weist auch auf untere NN2 hin.

Eggenburgium
Foraminiferen: Das gemeinsame Vorkommen der planktischen Foraminiferenarten *Globigerina angulofficinalis* und *G. ottnangiensis* kennzeichnet das eggenburgische Alter der Proben GEB13/04/22-2, 25-16, 26-5, 26-15, 26-16 und 29-15. Diese Einstufung wird unterstützt durch das vereinzelte Auftreten von *Elphidium orthenburgense* und *E. subtypicum*. Probe 22-5 könnte auch ein ottnangisches Alter haben (Fehlen von *G. angulofficinalis*), wird aber von uns wegen der Dominanz von Radiolarien und der geringen Diversität als teilweise angelöst betrachtet und ebenfalls ins Eggenburgium gestellt. Weitere Bestandteile der Planktonforaminiferen-Assoziation sind *Globigerina lentiana*, *G. praebulloides*, *G. steiningeri*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia pseudocontinuosa* und *Tenuitellinata angustiumbilicata*. Die benthische Foraminiferenassoziationen gleichen weitgehend denen des Egerium.

Kalkiges Nannoplankton: Die Proben GEB13/04/22-2 und 26-15 enthalten *Helicosphaera ampliaperta* (stratigrafische Reichweite obere NN2–NN4) und *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera scissura*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. excavata*, *R. gelida*, *R. pseudoumbilica*. Da in allen untersuchten Proben *Sphenolithus hetermorphus* nicht nachgewiesen wurde (NN4/NN5), erfolgte die Einstufung in obere NN2 (Eggenburgium, unteres Burdigalium).

Sonderfälle
Probe GEB13/04/22-8 enthält eine Mischung aus eozänen und miozänen Elementen und wird aufgrund der Entnahmeposition als Teil einer Solifluktionsdecke interpretiert. Ähnlich verhält es sich mit den Proben 26-11 und 26-12, die Kreide- und Miozänforaminiferen, aber auch Süßwasser-Ostrakoden enthält und deshalb als limnisch-fluviatile Ablagerungen des Pleistozäns oder Holozäns gedeutet werden. Probe 24-7 legt mit dem gemeinsamen Vorkommen von Kreide-, Eozän-, Eggenburgium- und Karpatium-Arten (*Globorotalia mayeri*) einen anthropogenen Ursprung nahe (Anschüttung?).

Ergänzung zu Kartenwerk im BMN-System

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Stand der Arbeiten

In Fortführung der Arbeiten von 2012 auf Blatt 121 wurde im Jahr 2013 der Südrand des Kartenblattes weiter aufgenommen. Das Aufnahmsgebiet schließt östlich an die 2012 kartierte Fläche an und betrifft eine Fläche von insgesamt 16,6 km^2, die sich hälftig auf die beiden Autoren verteilt. Aufgrund identischer Geologie und gemeinsamer Begehungen wird ein gemeinsamer Bericht vorgelegt.

Umgrenzung des Bereichs

Wie aus logistischen Gründen sinnvoll, wurde das gesamte Einzugsgebiet des Nadernachbachs von der alten Gerlos-Bundesstraße bis zur Landesgrenze Salzburg/Tirol aufgenommen. Diese bildet gleichzeitig auch die orografische Grenze des Einzugsgebietes. Der Nordrand des Aufnahmsgebietes verläuft somit vom Tristkopf über das Nadernachjoch zum Kröndlhorn. Der Grat Tristkopf–Ronachgeier definiert den Westrand, der Grat Kröndlhorn–Sonnwendkogel–Gernkogel den Ostrand des Geländestreifens.

Nur in den Gipfelregionen und Karen herrschen gute Aufschlussbedingungen. In Waldgebieten liefern häufig nur die Güterwege einen Einblick in den geologischen Untergrund. Massiv erschwert wird die Kartierung durch exzessive Massenbewegungen an nahezu allen Bergflanken, insbesondere an den südgerichteten Hängen zum Salzachtal (siehe unten).

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Das Kartiergebiet wird durchgängig von recht monoton erscheinendem Quarzphyllit eingenommen. Wie die Erfahrung des Jahres 2012 zeigte, ist eine genauere petrologische Gliederung nur durch Dünnschliffe möglich. Daher wurden 44 Proben genommen. Davon entfallen 14 auf das Aufnahmsgebiet 2012, wo die Dünnschliffabdeckung verdichtet werden musste. Dies zog eine Neubearbeitung und nochmalige Abgabe des Bereiches von 2012 nach sich.

Innsbrucker Quarzphyllit
Das Kartiergebiet enthält durchwegs Quarzphyllit in üblicher durchschnittlicher Ausbildung. Bereits mehrfach beschrieben wurden die intensive Kleinfältelung, Überschneidungsrelationen von mindestens drei Falten- und Schieferungsgenerationen, aber auch das Auftreten serizitischer retrograder Scherflächen (HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 151/1–2, 123–125, 2011; HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 152/1–4, 261–262, 2012a; HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 152/1–4, 262–264, 2012b; HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 153/1–4, 392–

395, 2013; HEINISCH & PANWITZ, Jb. Geol. B.-A., 151/1–2, 125–126, 2011). Es gilt die in unserer Arbeitsgruppe angewandte Definition von Quarzphyllit:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreicht die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.

Sobald die Gesteine makroskopisch Biotit oder/und Granat enthalten, wurden sie den Steinkogelschiefern zugerechnet. Diese Einteilung wurde durch Dünnschliffdaten erhärtet. Es ist davon auszugehen, dass feinkörniger Biotit im Gelände übersehen werden kann – somit ist eine weitere Verbreitung von Steinkogelschiefer in der Definition unserer Arbeitsgruppe durchaus denkbar. Sollte die Kartiereinheit „Innsbrucker Quarzphyllit" einer „Kalenderreform" zum Opfer fallen oder anders definiert werden, sind die Manuskriptkarten entsprechend anzupassen.

Der Quarzanteil variiert stark bis in die Dünnschliff-Auflösung hinein, so dass quarzbetonte Bänder mit glimmerbetonten Lagen ständig untereinander wechseln. Feldspat tritt sehr stark zurück. Trotz der polyphasen Verformung ist dieser Lagenwechsel als Produkt einer ehemals sedimentären Wechselfolge von Quarzsandsteinen mit 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
Quarzreichere Lagen entwickeln sich kontinuierlich aus der üblichen Wechselfolge des Quarzphyllits. Je nach Korngröße der Hellglimmer handelt es sich um Serizitquarzite oder Glimmerquarzite. Als Reliefbildner konzentrieren sich diese Lagen ganz auffällig in den Gipfelbereichen, wie Tristkopf, Breite Scharte, Baumgartgeier und Kröndlhorn. Sie sind aber auch für Bildung von Grob-Blockschutt verantwortlich (siehe unten).

Die Peak-Metamorphose führte zur Ausbildung durchwegs granoblastischer Quarz-Pflaster mit untergeordnetem Albit. Zwischengelagerte Glimmerdomänen sind entweder als grobscheitige Muskovite erhalten, oder aber durch retrograde Zerscherung in serizitbelegte Schieferungsflächen umgewandelt. Der Lagenbau ist intensiv verfaltet, die Kristallisation überdauerte eindeutig die Hauptdeformation.

Für die Tektonik sind die Quarzite zumindest eingeschränkt als Leithorizonte nutzbar und dienten der Verdeutlichung des stofflichen Lagenbaus in der Karte.

Muskovit-Glimmerschiefer im Quarzphyllit (Übersignatur)
In granoblastischeren Bereichen des Quarzphyllits sind die Hellglimmer bereits makroskopisch gut sichtbar (bis 1 mm Korngröße). Der exakte petrografische Name wäre also Muskovit-Glimmerschiefer. Biotit wurde in diesen Zonen nicht beobachtet, auch nicht im Dünnschliff. Aufgrund der eher fließenden Übergänge zum normalen Quarzphyllit wurde der auffälligen Hellglimmerführung, analog zu 2012, durch eine Übersignatur Rechnung getragen. Dies ist vor allem um den Ronachgeier der Fall.

Phyllonitischer Quarzphyllit (Übersignatur)
Die in den letzten Kartierberichten erwähnten Phyllonite (HEINISCH, 2013; PANWITZ, Jb. Geol. B.-A., 153/1–4, 395–396, 2013) treten auch im östlich anschließenden Abschnitt auf. Phyllonitische Scherzonen durchqueren den Quarzphyllit lagenweise. Die Mächtigkeiten reichen vom Zehnermeterbereich bis in den Submillimeter-Dünnschliffmaßstab. Aufgrund der Haupt-Teilbarkeit des Gesteins nach diesen Richtungen dominieren im Geländebild die silbrigen Phyllitflächen. Dies gab zu Verwechslungen mit höher metamorpher Grauwackenzone Anlass (HEINISCH, 2013). Hauptverbreitungsgebiet ist der Südrand des Quarzphyllits im Grenzbereich zum Tauernfenster.

Auch die Dünnschliff-Untersuchungen des Jahres 2013 bestätigen die Entstehung durch extreme Drucklösung und Kornverkleinerung, sowohl im Quarz- als auch im Glimmerteilgefüge. In der Tat können so reine phyllitisch-serizitische Domänen entstehen. Eine Häufung dieser Lagen wurde durch eine Übersignatur dokumentiert.

Es handelt sich also nicht um eine grundsätzlich andere stratigrafische Einheit, sondern um eine starke retrograde Überprägung von Quarzphyllit-Teilen, die zuvor dieselbe Metamorphose- und Deformationsentwicklung erfuhren, wie ihr Rahmen.

Wie die Dünnschliffe zeigen, fand die Phyllonitisierung vor der letzten Deformation statt. Denn die Wechsellagerung zwischen Phyllonitlagen und grobkörnigen Domänen wird gemeinsam knickgefaltet und nochmals zerschert.

Albit-Blastenschiefer
Die im Jahr 2012 festgestellte Lithologie des Albit-Blastenschiefers wurde unterhalb von Punkt 2.224, Nähe Nieburg Hochalm, wiedergefunden und im Dünnschliff nachgewiesen. Es handelt sich um eine sehr dünne Einschaltung. Die Albitblastese findet syn- bis postkinematisch statt. Albite überwachsen auch die jüngste retrograde Schieferung, sind aber leicht rotiert.

Steinkogelschiefer
Nach den Dünnschliffbefunden des Jahres 2012 konnte mit geschärftem Blick bereits im Gelände mehrfach makroskopisch Biotitführung erkannt werden, weshalb diese Bereiche als Steinkogelschiefer ausgeschieden wurden. Eine zusammenhängende Zone erstreckt sich vom Salzachjoch/Markkirchl über Breite Scharte, Baumgartgeier bis zur Bacher Hochalm im Nadernachtal. Die im Dünnschliff neu entdeckte weitere Biotitführung und damit Zuordnung der Gesteine zum Steinkogelschiefer müsste vom Markkirchl aus, auch Richtung Salzachgeier verfolgt werden. Angesichts der Schneelage war dies in 2013 leider nicht mehr möglich.

Große Biotitscheite sind in geschonten Bereichen erhalten. Daneben treten Individuen im Zustand fortschreitender Chloritisierung auf; wieder andere sind komplett in Chlorit umgewandelt, aber mit gut erhaltener Scheitform (Chlorit pseudomorph nach Biotit). Andere Gefügebereiche, die mit den Biotit führenden Lagen wechsellagern, zeigen deutlich kleinere Glimmer-Korngrößen, Zerscherung und Subkornbildung.

Dieser Lagenbau vollzieht sich im Submillimeter-Bereich, also auf Dünnschliff-Dimension.

Prinzipiell bestehen also fließende Übergänge zwischen grobscheitigem Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer (Steinkogelschiefer) und grobscheitigem Chlorit-Muskovit-Quarzphyllit. Eine lithostratigrafisch ursprünglich zusam-

menhängende Abfolge erlebte gemeinsam die vermutlich variszische Hauptmetamorphose und wurde dann unterschiedlich stark retrograd zerschert. Auch der Geländebefund von 2013 verbietet es, eine eigene tektonische Einheit oder sogar Decke zu definieren (vgl. HEINISCH, 2013). Die Schwierigkeiten der Abgrenzung ergeben sich durch identisches Gefügeinventar von Quarzphyllit und Steinkogelschiefer. Die Dünnschliffbeprobung kann aus naheliegenden Gründen nicht beliebig eng erfolgen.

Biotit-Quarzite
Als lagige Einschaltungen im Steinkogelschiefer, analog zur Position innerhalb des Quarzphyllits, treten Biotit führende Quarzite auf. An einer Lokation unterhalb des Kalkmarmorzuges sind sie auch Granat führend, wie am Gipfel des Steinkogels. Die Granate sind rotiert (Probe 13046, Granatspiralen).

Grünschiefer
Als einziger lang aushaltender, gut einsetzbarer Leithorizont quert ein Grünschiefer das Kartiergebiet. Er unterlagert in der Regel die Zone der Steinkogelschiefer. Bereits vom Salzachgeier bekannt, kann er über Baumgartgeier, Nadernach-Hochalm bis zum Gernkogel verfolgt werden. Allerdings erleidet er im Bereich Bacher Hochalm Unterbrechungen (siehe Tektonik).

Die Auffälligkeit in den Lesesteinen (plattig, blaugrün) erlaubt auch das Auffinden dünner Lagen, die meist 2 bis 3 m mächtig sind. Die Mächtigkeit überschreitet nie 10 m.

Der Mineralbestand wurde in mehreren Dünnschliffen neu untersucht. Ein reliktisches porphyrisches Gefüge zeigt Porphyroklasten aus albitisiertem Plagioklas und Zoisit/Epidot-Pseudomorphosen nach Pyroxen. Die Grundmasse enthält reichlich Biotit, Chlorit, Epidot und Zoisit. Daneben treten Quarz-/Albitpflaster und Hellglimmer auf. Überraschenderweise findet sich so gut wie keine Hornblende.

Als Edukt ist eine basaltische Vulkanitfolge sehr wahrscheinlich, wobei aufgrund der Art der Verbreitung vor allem Pyroklastika angenommen werden können.

Kalkmarmorschuppe von Hieburgalm-Gernkogel
Von weitem gut sichtbare, weiß leuchtende Felsabbrüche zeigen Karbonate an. Es handelt sich um Kalkmarmore von weißer, hellgrauer bis dunkelgrauer Farbe, die meist eine reliktische sedimentäre Bankung aufweisen. Dolomitmarmor wurde bisher nicht nachgewiesen.

Die Marmore sind in Form eines boudinartigen Körpers in den Quarzphyllit eingeschlichtet, aber auch durch kleine Querstörungen in sich spröd zerglitten (book shelf structure). Der Vergleich mit alten Karten nährt die Vermutung, dass sich dieser Horizont bis ins Salzachtal (Neukirchen, Dürnbach, Hochseilgarten) verfolgen lassen wird.

Im Dünnschliff zeigt sich eine granoblastische Marmortextur variabler Korngröße, durchzogen von feiner kristallinen Scherbändern. Statistisch verteilt, kommen in geringen Mengen Quarz-/Albitpflaster und grobscheitige Hellglimmer vor. Ein Dünnschliff vom Kontakt Marmor/Glimmerschiefer zeigt stabilen Biotit. Damit ist erweisen, dass die Karbonatgesteine die PT-Geschichte gemeinsam mit dem Quarzphyllit und Steinkogelschiefer erlebt haben.

Dezimeter mächtige Kalkschiefer als letzte Reste des Kalkmarmorzuges treten am gegenüberliegenden Hang oberhalb der Watsch-Nadernachalm auf. Auffällig ist insgesamt die durchgängige Nachbarschaft zu Grünschiefern.

Kalifeldspat-Augengneis, z.T. Granat führend
Die zunächst als Geschiebeblöcke auftauchenden Augengneise lassen sich zu einer Blockhalde an der Nieburg-Hochalm verfolgen. Darüber befindet sich ein kleiner Aufschluss in Flankenposition unterhalb des Laubkogels, während am Grat und längs des Wanderweges nur noch wenige Rollstücke zu finden sind. Ein weiteres Vorkommen liegt südlich des Punktes 2.224 am selben Höhenrücken. Diese starken Mächtigkeitsschwankungen auf kurzer Distanz lassen als Edukt kleinere plutonische Körper, mit z.T. nur Dezimeter mächtigen Apophysen vermuten.

Das Gefüge im Dünnschliff zeigt einen typischen Kalifeldspat-Augengneis. Die Alkalifeldspäte schwimmen als Sigma-Klasten in einer stark duktil deformierten, mylonitischen Matrix. Kalifeldspat ist zu Mikroklin umgewandelt, Plagioklas albitisiert. Die Matrix zeigt eine deutliche metamorphe Bänderung neben einem Quarz-/Albitpflaster. Auf den Schieferflächen sind Hellglimmer neben Biotit und Chlorit zu finden. In einer Probe treten in den Biotit-Domänen winzige Granatkristalle auf.

Bis auf den solitären Granat sind Gefüge und Mineralbestand völlig analog zu den Gesteinen des Schwazer Augengneises (Kellerjochgneis). Diese werden bei der jüngsten Bearbeitung durch BLATT (Jb. Geowiss., Beih. 29, 59 S., 2013) als flach intrudierte subvulkanische Granitkörper interpretiert. Sie zeigen ein sehr einheitliches Altersspektrum mit zwei Clustern von 471–469 Ma sowie 462–461Ma, datiert von BLATT (2013) mit LAICPMS an Zirkonen an der Typlokalität und in Vorkommen am Nordrand der Grauwackenzone. Es bleibt offen, ob es sich bei den hier im Quarzphyllit kartierten Vorkommen um zeitliche Äquivalente handelt.

Die Mineralparagenesen belegen, dass auch diese Gesteine die Hauptmetamorphose und anschließende retrograde Überformung samt polyphaser Deformationsgeschichte gemeinsam mit ihrer Umgebung erlebt haben.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Das Generalstreichen der Serien von etwa 100° (WNW–ESE) bleibt im Wesentlichen erhalten. Im Vergleich zur Vorjahresregion kommt es jedoch häufig zu flachen Raumlagen (Einfallen 20–30°), welches ein Ausbiegen der Abfolgen nach Süden zur Folge hat. Gut zu sehen ist dies im Bereich des Grates vom Tristkopf bis Baumgartgeier. Der Grenzverlauf ist durch die Überlagerung von vertikalen Faltenachsen mit flachen schieferungsparallelen Falten zu erklären. Bemerkenswert ist, dass trotz der chaotischen Kleinfaltung und mehrfachen Schieferungsentwicklung der lithologische Wechsel vergleichsweise einfachen geometrischen Gesetzen folgt. Allerdings kann lediglich der erwähnte Grünschieferzug als sicherer Leithorizont verwendet werden. Die Hauptgefügeprägung lief voll im duktilen Bereich.

Der Grünschiefer-Leithorizont wird im Umfeld der Bacheralm und im Talschluss des Nadernachbachs mehrfach kurz unterdrückt. Auch durch kleinräumige Begehung war die Struktur nicht vollständig zu enträtseln. Vermutlich sind

Sprödstörungen verantwortlich, die flach gegen Süden einfallende Gesteinspakete treppenartig vertikal und horizontal versetzen. Da die Einfallsrichtung gleich bleibt, ist die Struktur nicht auf eine Faltung zurückführbar.

Die generell in ihrer Bedeutung zurücktretenden Sprödstörungen lassen sich lithologisch nur anhand des Grünschieferzuges und der Augengneiseinschaltungen festmachen. Ergänzt wurde die Analyse durch Lineament-Auswertung in den Laserscan-Daten. Störungen verlaufen nur zum Teil in den Haupttälern (Salzachjoch, Nadernach). Kleinere Verwerfungen mit Versätzen im Zehnermeter-Bereich (z.B. Trattenbachhöhe) wirken eher unsystematisch verteilt, im Sinne eines spitzwinkelig sich kreuzenden Kluftsystems.

Leider bestand bislang keine Möglichkeit der Altersdatierung, weswegen unklar bleibt, ob die Hauptmetamorphose, duktile Verformung und Haupt-Gefügeprägung variszisch, permisch, frühalpidisch oder jungalpidisch ist. Dies würde sich massiv auf die Zuordnung des Quarzphyllits zu den neu definierten Deckeneinheiten innerhalb des Ostalpins auswirken. Dies gilt auch für die späte retrograde Phyllonitisierung (siehe oben).

Pro-stratigrafisch zeichnet sich für den gesamten bisher untersuchten Quarzphyllitbereich immer deutlicher eine grobe lithologische Gliederung in eine monotone quarzreiche Serie und eine buntere Abfolge mit Grünschiefern und Karbonaten ab. Angesichts der kompletten Fossil-Leere, bei der gegebenen Metamorphose und Durchbewegung verständlich, ließe sich immerhin ein Analogon zu einer jungproterozoisch-altpaläozoischen Sedimentabfolge ableiten. Hierbei wären die quarzbetonten Siliziklastika Äquivalente jungpräkambrisch-kambrischer Ablagerungen im Peri-Gondwana-Bereich und die buntere Folge Äquivalente alpinen Paläozoikums. Dies ist jedoch rein spekulativ und führt auch bei der offenen Frage der Grenze zwischen Grauwackenzone und Quarzphyllit nicht weiter. Die Kalifeldspat-Augengneise treten relativ nahe zur bunteren Folge auf. Der Kontakt zum Rahmen wird als intrusiv angesehen. Damit wäre die buntere Folge älter als 471 Ma und nicht dem Silur und Devon äquivalent.

Quartär, Massenbewegungen

Erhaltene Lokalmoränen finden sich im Talschluss des Nadernachbachs und am Nadernachjoch. Wallformen unterhalb des Tristkopf und der Breiten Scharte wurden als fossile Blockgletscher interpretiert. Als Lieferanten des Blockschutts dienen die Quarzit-Einschaltungen. Hierbei ist zu bemerken, dass die Ausscheidung der Lockersedimentformen anhand von Laserscan-Daten eine Diskrepanz zu den Geländeaufnahmen ergab. Gerade die Ausdehnung der Blockgletscherzungen ist im Gelände meist größer als im Laserscan-Bild. Möglicherweise liegt dies an der Bodenauflösung des Lasers, die kleinere Schuttblöcke nicht erfasst. Auch die Lage von Wegen, Bächen, Almhütten stimmt nicht exakt mit der 10.000er Topografie überein. Es ist durchaus möglich, dass die Laserscan-Daten richtig und die Kartenunterlage falsch ist. Dies hilft jedoch nicht weiter, da auf der Kartenunterlage gedruckt werden wird. Es zeigt sich einmal mehr, dass eine rein fernerkundungsbasierte Landesaufnahme nicht möglich ist.

Schuttbedeckte Flanken wurden als Mischung von Hangschutt mit Moränenresten interpretiert. Hierbei ist auch der Einfluss der zahlreichen Rutschmassen zu berücksichtigen. Nahe der Bacher Hochalm kommt unter einer Rutschmasse etwas Grundmoräne zu Tage.

Im tieferen Teil des Kartiergebietes längs der Salzachtal-Flanke konnten zwischen 1.600 m und 1.700 m Seehöhe mehrfach Fernmoränenreste mit eindeutiger Zentralgneisführung ausgeschieden werden. Etwa im Niveau der alten Gerlos-Bundesstraße (Ronachwirt) ist ein auffälliger Eisrandterrassenkörper mit Paläorelief erhalten, der auch sehr gut im Laserscan nachvollziehbar ist.

Das gesamte Aufnahmsgebiet wird von Massenbewegungen großer Kubatur dominiert. Die Grate zeigen korrespondierende Bergzerreißungen. Die zahlreichen Abrissnischen und Rutschmassen wurden unter Auswertung der Laserscan-Daten eingetragen und folgen einem Kompromiss zwischen Gelände-Information und digitalem Datensatz. Eine passgenaue Übernahme ist auch hier nicht möglich (!). Beidseitig des Nadernachtales sind morphologisch gut erhaltene Rutschmassen zu sehen. In noch stärkerem Maße ist die Flanke zum Salzachtal betroffen, da der gesamte Hang östlich der Mündung des Nadernachtals abgleitet (Brandschlag, Wiesachalm, Reitlasten). Eine konventionelle Festgesteinskartierung ist nicht möglich, da die Rutschmassen teils noch im Verband, teils aber auch als aufgelöste Wanderblockhalden auftreten. Dem wurde durch eine entsprechende Übersignatur Rechnung getragen. Es ist nicht auszuschließen, dass die Rutschmassen im talnahen Bereich glazial überfahren wurden und damit bereits während der spätglazialen Eisvorstöße aktiv waren.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 154 | Heft 1–4 | S. 375–376 | Wien, Dezember 2014

Buchbesprechungen

STOCK, K.F., HEILINGER, R. & STOCK, M. (2014): **Personalbibliographien österreichischer Astronomen, Chemiker, Geodäten, Geologen, Mathematiker und Physiker**. [Enth.: WALTER HÖFLECHNER: Zum Thema Personalbibliographien]. Umschlagbild: „L[udwig] Boltzmann" / Linolschnitt von Karl. F. Stock. – 550 S., Graz (Verlag der TU Graz).

ISBN: 978-3-85125-355-9.
Preis: 85,00 €.

Seit 1962 (!) bemühen sich die Autoren um die Zusammenstellung und Herausgabe der „Personalbibliographien österreichischer Persönlichkeiten". Diese Arbeit wurde zunächst noch ohne Computer begonnen! Der letzte Band 25 ist 2010 im Verlag Walter de Gruyter, Berlin, erschienen. Eine Neuauflage und Ergänzung von Neuerscheinungen kommt nicht nur wegen des Umfanges, sondern auch wegen der Änderungen vom gedruckten zum digitalen Medium nicht mehr in Frage. Aber auch die Online-Datenbanken sind wegen zu geringer Nachfrage in ihrem Bestehen sehr gefährdet. Da wären die großen „Mediatheken" gefordert, diese Online-Dienste zu „archivieren" und trotz geringer Nachfrage doch immer bereit zu halten! Trotz allem wird der nachhaltigen Dauerhaftigkeit von Internetangeboten misstraut, und die Nachfrage nach gedruckten Verzeichnissen aller Art verschwindet nicht. Der vorliegende Band enthält eine biobibliografische Sammlung von Astronomen, Chemikern, Geodäten, Geologen, Mathematikern und Physikern. Zum erheblichen Teil stammen die Informationen aus dem Archiv der Technischen Universität, die jetzt eine Organisationseinheit der Universitätsbibliothek der Technischen Universität Graz darstellt. Als Grundlage dieses Bandes konnte auf eine Datenbank zurückgegriffen werden, die über 940 Persönlichkeiten der genannten Fachrichtungen mit mehr als 2.900 Personalbibliografien enthält. Wertvoll sind bei jeder angeführten Person kurze biografische Angaben, die den jeweiligen Biografien vorangesetzt werden. Ein engmaschiges Register erleichtert die Benützung des doch schon sehr umfangreichen Bandes. Wer sich mit der Geschichte der Naturwissenschaften beschäftigen möchte, muss auf das wohl einmalige Werk zurückgreifen. Vollständigkeit und Aktualität kann man nicht erwarten. Mich schmerzen manche fehlende, wirklich bedeutende Personen wie Ami Boué (1794–1881), aber auch Biografien bzw. Autobiografien bedeutender Persönlichkeiten, wie die „Erinnerungen" von Eduard Sueß (1831–1914). Ich selbst habe mich mehr als drei Jahrzehnte mit dem Sammeln und Zusammentragen von Biografien aller Art von österreichischen Geowissenschaftlern beschäftigt. Das Manuskript hat fast 600 DIN A4 Seiten erreicht und noch immer wage ich es nicht, dieses Opus der Öffentlichkeit gedruckt zu übergeben. Ich muss aber eingestehen, dass die Vollständigkeit und Aktualität im gedruckten Werk nie erreicht werden kann.

Bemerkenswert ist Höflechners Beitrag „Zum Thema Personalbibliographien". Der Autor befasst sich mit dem Wert der Metabibliografien. In Nachschlagewerken verweist man auf die geringe Aktualität solcher „Verzeichnisse von Verzeichnissen". Höflechner sieht allein schon in der Benützung der Metabibliografie einen hohen Wert, der geeignet ist, Lücken in der Erfassung von Literatur zu schließen. Er hebt die hohe Standfestigkeit und Opferbereitschaft der Autoren hervor, die im Bereich der Wissenschaft kaum gewürdigt werden. Jahrzehnte haben sie unzählige Daten zusammengetragen. Einen Lohn für diese Arbeit gibt es kaum! Die Benützung von Bibliografien aller Art für eine seriöse Forschung – gedruckt oder online – ist in der modernen Forschung unentbehrlich. Es gebührt der Autorenschaft dieses Bandes der aufrichtigste Dank jener Benützer, die dieses Werk jemals zur Hand nehmen werden.

TILLFRIED CERNAJSEK

SEIDL, J. & ENDE, A. (Hrsg.) (2013): **Ami Boué (1794–1881) Autobiographie (in deutscher Übersetzung) – Genealogie – Opus.** – 569 S., ill., unter Mitarbeit von HÄUPLER, I. & SCHWEIZER, C., Melle (Wagener-Ed.).

ISBN: 978-3-937283-19-7.
Preis: 51,30 €.

Ami Boué (1794–1881) ist für die Entwicklung der Geologie im 19. Jahrhundert eine maßgebende und schillernde Persönlichkeit. Der in Hamburg geborene, auf Grund seines Vermögens immer frei und ungebunden agierende Naturwissenschaftler hat nicht nur den Weg der Geologie vom Neptunismus über den Plutonismus zur gegen Ende des Jahrhunderts entstandenen Wiener Schule der Geologie und Paläontologie von Eduard Sueß (1831–1914) mitbeobachtet und mitbegleitet, sondern auch wesentlich mitbestimmt.

Das vorliegende Sammelwerk enthält nicht nur die zum ersten Mal veröffentlichte deutsche Übersetzung von Boués Autobiografie (1879), sondern auch eine familiengeschichtliche Betrachtung von Angelika Ende sowie eine höchst interessante Studie zu Testament und Nachlass Boués von Johannes Seidl. Die familiären Beziehungsgefüge wurden genauestens recherchiert und großzügig dargestellt. Dazu mussten fast europaweit Quellen aus Pfarrarchiven und Familienarchiven, vornehmlich der Familien Boué und de Chapeaurouge, herangezogen werden. Seidl ging dem Nachlass nicht veröffentlichter Werke Boués nach. Dazu gesellen sich Betrachtungen über den leider verschollenen Zettelkatalog Boués und unbekannte Manuskripte, die sich im Archiv der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und im Naturhistorischen Museum in Wien befinden. Überraschend ist die Entdeckung von handschriftlichen Notizen in französischer Sprache im Archiv der Technischen Universität Wien.

Nach der Autobiografie wird der Katalog der Werke und Arbeiten, Abhandlungen und Notizen in einer Übersetzung von Claudia Schweizer und Johannes Seidl geboten. An späterer Stelle folgt eine Zusammenstellung der Werke von Boué, welche von Inge Häupler und Johannes Seidl nach bibliografischen Grundsätzen und mittels Buchautopsie erstellt wurde. Wahrlich kein einfaches Unterfangen, da Boués Werke leider nicht einer Institution allein übergeben wurden.

Es ist sehr schade, dass an dieser Stelle nicht alle geologischen Karten von der Hand Boués verzeichnet werden konnten. Ein derartiges Verzeichnis würde die Hand eines Kartenbearbeiters bzw. Kartenhistorikers brauchen. Außerdem wurden in dieser Zeit die geologischen Einträge auf gedruckte Topografien gezeichnet und mit der Hand koloriert. Die Erfassung von geologischen Karten vor 1850 ist mühsam und aufwendig.

Dem Werkeverzeichnis schließen sich ein Personen- und ein Ortsverzeichnis an. Im letzteren sind Kenntnisse über die zur Zeit Boués gebräuchlichen Ortsnamen unumgänglich. Dieser Index soll die verschiedenen Aufenthaltsorte und Reiseziele Boués dokumentieren. Endnoten schließen das recht umfangreiche Sammelwerk ab.

Die Übersetzung von Boués Autobiografie geht auf eine Rohübersetzung des Badener Mathematikers Hans Pruszinsky (†) aus dem Jahr 1977 zurück. Dieses Manuskript wurde in den 1980er Jahren vom ehemaligen Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Heinrich Küpper (1904–2000), der Bibliothek für deren Wissenschaftliches Archiv übergeben mit der Bitte, für eine gedruckte Veröffentlichung zu sorgen. Die erste Fühlungnahme mit Vertretern der ÖAW-Kommission für die Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin scheiterte sowohl an Finanzierungsfragen als auch an der Meinung, dass Französischkenntnisse weit verbreitet seien. Nach etwa 30 Jahren Stillstand nahmen sich Johannes Seidl und Christine Seidl-Danek der fachgerechten sprachlichen Bearbeitung umsichtig an. Eine Übersetzung der Boué'schen Autobiografie erschien schon deshalb sehr notwendig, „weil im deutschsprachigen Raum ein allgemeiner Rückgang der Kenntnisse der französischen Sprache feststellbar ist und somit oft größere Verständnisprobleme bei französischen Texten auftreten", so Seidl und Ende in ihrer Einleitung. Eine Zeittafel, d.h. eine kurz gefasste tabellarische Darstellung der Lebensereignisse in Zusammenhang mit Ortshinweisen, Jahresangaben und dem Zeitgeschehen erleichtern den Zugang zur autobiografischen Darstellung ganz wesentlich. Ein gute Hilfe sind auch die Stammtafeln der Familien Boué, de Chapeaurouge und Beinstingl.

Für die Erweiterung des Wissens um die Geschichte der Erdwissenschaften im 19. Jahrhundert ist der vorliegende Band sicherlich ein sehr guter Grundstein und sollte in keiner Bibliothek eines Geohistorikers fehlen.

TILLFRIED CERNAJSEK

EGGER, H. & WESSELY, G. (2014): **Wienerwald: Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Exkursionen.** – Sammlung geologischer Führer, **59**, 3. völlig neu bearbeitete Auflage, 202 S., ill., Stuttgart (Borntraeger).

ISBN: 978-3-443-15098-3.
Preis: 29,90 €.

Vor 40 Jahren erschien im Rahmen der Reihe „Sammlung geologischer Führer" mit der Nummer 59 „Der Wienerwald" von Benno Plöchinger und Sigmund Prey, beide anerkannte Kenner der Region. 1993 kam unter der Redaktion von Wolfgang Schnabel die zweite „völlig neubearbeitete Auflage" heraus. Seit September 2014 ist die dritte „vollständig überarbeitete Auflage" im Buchhandel erhältlich. Autoren sind Hans Egger und Godfrid Wessely, beide international anerkannte Experten.

Der Wienerwald, der nordöstlichste Teil der Alpen, ist eine voralpine hügelige Mittelgebirgslandschaft und reicht von der westlichen Stadtgrenze Wiens bis zur Traisen, rund 50 km nach Westen. Der Wienerwald markiert nicht nur den westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens, sondern auch den Beginn des Alpenbogens, der in Form der Ostalpen bis zum Bodensee und dann weiter – nun mehr als Westalpen bezeichnet – bis nach Nizza zum Mittelmeer reicht. Für die Stadt Wien liefert(e) der Wienerwald nicht nur (Brenn-)Holz, sondern, vor allem im 19. Jahrhundert, Baugesteine. Damals wie heute ist die Region das wichtigste Ausflugs- und Naherholungsgebiet der Wienerinnen und Wiener und dass mit der Publikation nun auch aktualisierte, geologisch fundierte Unterlagen vorliegen, ist einmal mehr begrüßenswert.

Dieses kompakte Buch mit 202 Seiten und 133 Abbildungen zeichnet sich gegenüber den beiden vorherigen Editionen durch seine reiche Bebilderung und durchgehende Vierfarbigkeit der Abbildungen aus.

Nach einer geologischen Übersichtskarte und der Einleitung, wo große geologische Zusammenhänge und die Entstehung des Gebietes vor dem Hintergrund der Plattentektonik erläutert werden, folgt ab Seite 21 eine detaillierte Darstellung der Tektonik und der Schichtfolgen von Norden nach Süden hin. Hier werden zunächst die großen Einheiten des Helvetischen Deckensystems mit der Hauptklippenzone und des Rhenodanubischen Deckensystems von Hans Egger erläutert. Breiter Raum wird der Erklärung der Trübeströme und der von ihnen abgelagerten Turbidite gewidmet. Fotos mit Kolk-, Schleif- und Belastungsmarken und Bilder typischer Spurenfossilien dokumentieren die lithologische Vielfalt der meist ockerfarbenen Sandstein- oder grauen Mergelabfolgen. Bilder von Foraminiferen, Dinoflagellaten und Nannofossilien zeigen die wichtigsten Fossilgruppen für die stratigrafische Einstufung.

Innerhalb der südlich anschließenden Nördlichen Kalkalpen, für deren Darstellung Godfrid Wessely verantwortlich zeichnet, werden zunächst die Tektonik und dann die Schichtfolgen der beiden hier vorkommenden Großeinheiten, Bajuvarikum und Tirolikum, dargestellt.

Ab Seite 65 geht es mit insgesamt 42 Exkursionen, quasi „medias in res", vorher wird die Leserschaft auf die hier massenhaft vorkommenden Zecken gewarnt, die Frühsommer-Meningitis oder Borreliose auslösen können.

Die Exkursionen sind zweigeteilt, 20 befassen sich mit dem Rhenodanubischen und Helvetischen Deckensystem, 22 liegen in den Nördlichen Kalkalpen. Die Exkursionen beginnen in Wien (Nummer 1 bis 7) und gehen gegen Westen. Beschrieben werden hier neben klassischen Exkursionspunkten, wie dem Naturdenkmal Antonshöhe, dem jungsteinzeitlichen Feuersteinbergbau in Wien (Punkt 1), dem Steinbruch Dopplerhütte (Punkt 9), der Hagenbachklamm (Punkt 10), dem Steinbruch Kritsch (Punkt 24), der Seegrotte (Punkt 31), auch der 2010 eröffnete Geopfad Ramsau bei Hainfeld (Punkt 42) im Westen des Wienerwaldes.

Neben einer detaillierten Beschreibung des Weges, der vielfach durch kleine Skizzen und Angaben der Koordinaten erleichtert wird, sind Aufschlussfotos, wie auch fallweise geologische Karten hilfreich für das Verständnis.

Fazit: Eine gelungene Aktualisierung und Erweiterung von einem der klassischen geologischen Gebiete der Ostalpen vor den Toren Wiens. Möge nun eine Darstellung des Wiener Beckens folgen.

THOMAS HOFMANN