

JAHRBUCH

2012

BAND 152/1-4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Wien
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Peter Ableidinger im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Holzhausen Druck GmbH, A 1140 Wien.

**Inhalt Contents**

ZORN, I.: In memoriam HR Dr. phil. Franz Stojaspal 2. April 1946–31. August 2012.....	5	ZORN, I.: In Memoriam HR Dr. phil. Franz Stojaspal 2. April 1946–31. August 2012	5
PATZELT, G.: Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol – Begleitworte zur Kartenbeilage	13	PATZELT, G.: The Rock Avalanches of Tschirgant and Haiming (Upper Inn Valley, Tyrol, Austria) – Comment on the Map Supplement	13
PATZELT, G.: Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol	25	PATZELT, G.: The Rockslides of Pletzackkogel, Kramsach, Northern Calcareous Alps, Tyrol	25
VAN HUSEN, D.: Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales	39	VAN HUSEN, D.: The Glacial Development of the Upper Gurk-valley	39
KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, ST., GEBHARDT, H., IGLSEDER, CH., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, CH.: Generallegende der pleistozä- nen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt	57	KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, ST., GEBHARDT, H., IGLSEDER, CH., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, CH.: General Legend for the Pleistoc- ene to Holocene Sediments and Weathered Materials of the Periglacial Areas on Detailed Scale Geological Map Sheets (1:50.000, 1:25.000) of the Geological Survey of Austria	57
RUPP, CH. & ČORIĆ, ST.: Zur Ebelsberg-Formation	67	RUPP, CH. & ČORIĆ, ST.: On the Ebelsberg Formation	67
SUMMESBERGER, H. & ZORN, I.: Cephalopoden-Typen der Ober- kreide in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien	101	SUMMESBERGER, H. & ZORN, I.: A Catalogue of the Type Spe- cimens of Late Cretaceous Cephalopods housed in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna	101
SCHLAGINTWEIT, F., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J.: Erste Funde von orbitoliniden Foraminiferen aus der unterkretazischen Rossfeld-Formation (Nördlichen Kalkalpen, Österreich)	145	SCHLAGINTWEIT, F., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J.: First Findings of Orbitolinids (Larger Benthic Foraminifera) from the Early Cretaceous Rossfeld Formation (Northern Calcareous Alps, Austria)	145
SCHLÖGL, J. & ZORN, I.: Revision der jurassischen Cepha- lopoden-Holotypen in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien	159	SCHLÖGL, J. & ZORN, I.: Revision of the Jurassic Cephalopod Holotypes in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna	159
BRYDA, G.: Neue biostratigrafische Daten zur Mitteltrias- Schichtfolge am Polzberg bei Lunz am See (NÖ)	201	BRYDA, G.: New Biostratigraphic Data from the Middle Triassic Series at Polzberg near Lunz am See (Lower Austria)	201
KRAINER, K., LUCAS, S.G. & RONCHI, A.: Tetrapodenfährten aus dem Alpinen Buntsandstein (Untertrias) des Drauzuges (Ostalpen, Österreich).....	205	KRAINER, K., LUCAS, S.G. & RONCHI, A.: Tetrapod Footprints from the Alpine Buntsandstein (Lower Triassic) of the Drau Range (Eastern Alps, Austria)	205

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der
Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007, 2009–2012****Geological Mapping Reports for the 1:50.000 Scale Geological Map Series
from the Years 2007, 2009–2012****Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)**

FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2009 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn	213
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn	216
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn	218
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	220
HOLÁSEK, O.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	221

KREUZER, M. & FINGER, F.: Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn	222
VACHEK, M.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	228
GEBHARDT, H.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 40 Stockerau	229
WAGREICH, M.: Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in der Buntmergelserie auf Blatt 56 St. Pölten	231
WESSELY, G.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten	231
ŚLĄCZKA, A.: Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Gebiet Klamm–Innerfurth–Forsthof–Schöpfl auf Blatt 57 Neulengbach	233
SIBLÍK, M.: Bericht 2012 über Untersuchungen von unterjurassischen Brachiopoden auf Blatt 65 Mondsee	237
HENRICH, R.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Gebiet Glatzberg–Buchenberg–Schnabelberg–Redtenberg–Spindleben–Forstau–Lindauerberg auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs	237
SEIDL, S.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 74 Hohenberg und 75 Puchberg am Schneeberg.....	238
HORNUNG, TH.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Baumgartental auf Blatt 87 Walchensee	238
BRYDA, G.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Gebiet zwischen Gsolltörl – Ilgner Alpl und Fölz auf Blatt 102 Aflenz Kurort...	245
NOWOTNY, A.: Bericht 2011 über geologische Revisionsbegehungen auf Blatt 103 Kindberg	248
BÜSEL, K.: Bericht 2011 über geologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 114 Holzgau	249
GRUBER, A. & LOTTER, M.: Bericht 2010–2011 über die Aufnahme ausgewählter gravitativer Massenbewegungen und deren geologischen Rahmen auf Blatt 114 Holzgau	252
GRUBER, J.: Bericht 2011 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen auf Blatt 114 Holzgau	257
HEINISCH, H.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Innsbrucker Quarzphyllit / Nördliche Grauwackenzone auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen a. G.	261
HEINISCH, H.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen a. G.	262
HEJL, E.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming	264
MATURA, A.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Grobgneis- und Strallegg-Komplex auf Blatt 136 Hartberg	265
FAVARO, S.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 154 Rauris und 181 Obervellach	265
FAVARO, S. & SCHUSTER, R.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 154 Rauris, 155 Bad Hofgastein und 181 Obervellach	268
STINGL, K.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels	273

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

GRUBER, J.: Bericht 2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Gebiet Köglalm, Durrenberg, Riedenberg und Kranhof auf Blatt 3213 Kufstein	274
SCHUH, M.: Bericht 2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 3213 Kufstein	276
STINGL, K.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4111 Leibnitz	278
SCHILLER, D.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen und petrografische Untersuchungen auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl	279

Buchbesprechungen/Book Reviews

DISSANAYAKE, C.B. & CHANDRAJITH, R. (2009): Introduction to Medical Geology	283
HUBMANN, B. (2012): Robert Schwinners Lehrbuch der Physikalischen Geologie. Band II: Physik der Erd feste	284
KARANOVIC, I. (2012): Recent Freshwater Ostracoda of the World	284
MACHENS, E.W. (2011): Hans Merensky – Geologe und Mäzen – Platin, Gold und Diamanten in Afrika	285
RIDD, M.F., BARBER, A.J. & CROW, M.J. [Eds.] (2011): The Geology of Thailand	286
SCHNEUWLY-BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. & RUDOLF-MIKLAU, F. [Eds.] (2012): Dating Torrential Processes on Fans and Cones – Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment	286
STOBER, I. & BUCHER, K. (2012): Geothermie	287
SUDA, J. & RUDOLF-MIKLAU, F. [Hrsg.] (2012): Bauen und Naturgefahren – Handbuch für konstruktiven Gebäudeschutz	287
WEBER, L. (Hrsg.), HEINRICH, M., HOLNSTEINER, R., MOSHAMMER, B., NÖTSTALLER, R., PFLEIDERER, S., REICHL, CH., REITNER, H., SCHEDL, A., UNTERSWEIG, TH., WAGNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2012): Der Österreichische Rohstoffplan	288

In memoriam HR Dr. phil. FRANZ STOJASPAL
2. April 1946 – 31. August 2012

Am 31. August 2012 erreichte uns die unerwartete und schmerzhafteste Nachricht vom Tod unseres lieben Kollegen Franz STOJASPAL, dem die Geologische Bundesanstalt (GBA) sehr viel verdankt. An erster Stelle genannt seien seine aufopfernde, ohne seine Gesundheit zu schonende Arbeit in den Sammlungen, die nach der durch den 2. Weltkrieg bedingten Auslagerung auch nach Jahrzehnten noch mühsam weiter zu ordnen waren, und seine Hilfsbereitschaft und Kollegialität.

Franz (Josef) STOJASPAL wurde am 2. April 1946 als Sohn des Franz STOJASPAL und der Jarmila Rudolfiner STOJASPAL geborene Ronovsky im 18. Wiener Gemeindebezirk in der Wielemansgasse 28 geboren. Sein Vater war Damenschneider und Inhaber einer kleinen Schneiderei, in der seine Mutter neben ihren Tätigkeiten als Hausfrau aushalf. Erwähnenswert ist im familiären Zusammenhang, dass er weitläufig mit dem österreichischen Fußballer Ernst STOJASPAL (1925–2002) verwandt war.

Die Volksschule besuchte Franz STOJASPAL vom Schuljahr 1952/53 bis 1955/56 im 16. Wiener Gemeindebezirk. Im Bundesrealgymnasium in der Geblergasse 56 im 17. Wiener Gemeindebezirk wurde er im Schuljahr 1956/57 aufgenommen. Er schloss am 26. Mai 1966 mit der Matura ab und wurde für „reif zum Besuche einer Hochschule mit der Berechtigung für Abgänger eines Realgymnasiums mit Darstellender Geometrie erklärt“. Er war nicht nur in seinen Prüfungsfächern Latein, Naturgeschichte und Philosophischer Einführungsunterricht ein sehr guter Schüler, sondern auch im Zeichnen, dem er sich auch in späteren Jahren gerne widmete. Seine besonderen Neigungen zu Natur und Literatur wurden schon in der Schulzeit durch die freiwillige Teilnahme an Arbeitsgemeinschaften wie „Naturgeschichtliche Übungen“ und „Literaturpflege“ widerspiegelt. Mit einer in der Form heutzutage kaum noch anzutreffenden, allumfassenden humanistischen Bildung beeindruckte er sein privates wie dienstliches Umfeld. Denen, die ihn kannten, galt er als „wandelndes Lexikon“. Seine Leiden-

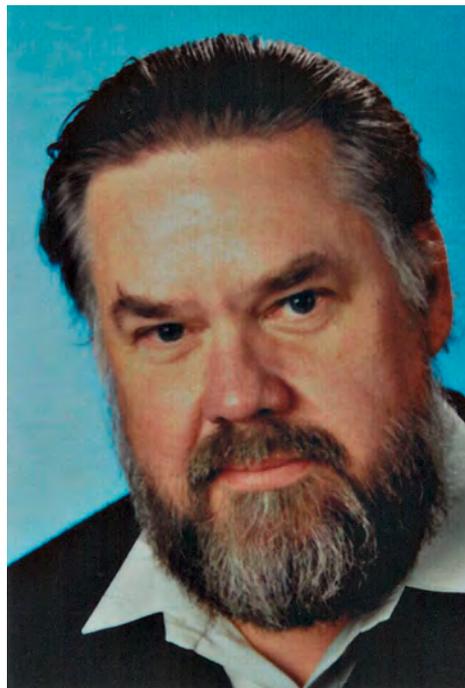


Abb. 1.
 Porträt von FRANZ STOJASPAL.

schaft war das Sammeln, vor allem von Literatur. Es musste aber nicht immer „Hoch-Geistiges“ sein. Auch Kakteen, Kuriositäten und triviale Gegenstände, wie Bierflaschen und Bierkrüge aus exotischen Ländern – überhaupt alles im Zusammenhang mit seinem Lieblingsgetränk – faszinierte ihn und sammelte er. Seine Bibliothek umfasst tausende Bücher, vor allem aus den Gebieten der Naturgeschichte, Geschichte, Technik sowie Prosa und Kunst. Auf seinen Reisen zog es ihn vor allem an geschichts- und kulturträchtige Orte, aber auch in die Berge. Begeistern konnte er sich für verfallene Almhütten, wo er – und da spielte Zeit keine Rolle – stundenlang unter vermoderem Holz nach handgeschmiedeten Nägeln und Resten von Hausrat stöbern konnte. Aber auch für Knochen- und Zahnfunde konnte er sich begeistern. Bei einer gemeinsamen Exkursion auf einem Wettersteinkalk-Plateau der östlichen Nördlichen Kalkalpen machte sein Kollege

Harald Lobitzer in einer abgelegenen Doline einen vermeintlich makabren Fund: Neben bleichen Knochenresten fand sich eine Armbanduhr. Ein fachmännischer Blick von Franz STOJASPAL genügte und das „Rätsel“ war gelöst – es waren Gamsknochen und die Armbanduhr vergaß dort wohl der Jäger oder Wilderer.

Seinen Präsenzdienst leistete Franz STOJASPAL von Oktober 1966 bis Juni 1967 bei den Panzerpionieren, obwohl er als überzeugter Pazifist lieber als Sanitäter eingesetzt worden wäre. Anschließend begann er im Wintersemester 1967/68 an der Universität Wien das Studium der Paläontologie (Hauptfach) und Zoologie (Nebenfach). Am Paläontologischen Institut in der Universitätsstraße 7 im 1. Wiener Gemeindebezirk hatte er unter Institutsvorstand Erich Thenius von Juli 1970 bis Juni 1974 eine Anstellung als wissenschaftliche Hilfskraft (später umbenannt in Studienassistent), die, ergänzt durch zusätzliche Gelegenheitsarbeiten, ihm half sein Studium selbst zu finanzieren. Seine Dissertation, die von Adolf Papp (1915–1983) betreut und von Helmuth Zapfe (1913–1996) zweitbegutachtet wur-



Abb. 2. Historische Sammlungsschachtel mit Etikett von Dionys STUR und Bemerkungen in der Handschrift von Franz STOJASPAL. Ein Etikett mit STOJASPALS Handschrift ist auch in STOJASPAL (1999: 211) abgebildet.

de, hatte das Thema „Die Gattung *Ocinebrina* Jousseume, 1880 (Muricidae, Gastropoda) im Neogen der Zentralen Paratethys“ zum Inhalt. Sie enthält auch Material aus den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt. Mit gleichaltrigen Studienkollegen, namentlich Johann Hohenegger, Rudolf Schwinghammer, Leopold Krystyn und Siegfried Jäger traf er sich gern des späteren Nachmittags in lustiger Runde in einem Gasthaus, um zu diskutieren. Auch trieben sie gerne Schabernak und spielten mit einem Türstopper am Institutsgang Fußball. Seine Promotion zum Dr. phil. fand am 10. Juli 1974 statt. Nahtlos daran trat er am 15. Juli 1974 als Vertragsbediensteter im wissenschaftlichen Dienst unter der Direktion von Felix Ronner (1922–1982) in den Dienst der GBA (Abt. Grundlagenforschung) im Palais Rasumofsky im 3. Wiener Gemeindebezirk in der Rasumofskygasse 23–25 ein. Gewohnt hat er damals in der Löblichgasse 6/13 im 9. Wiener Gemeindebezirk.

Die Hauptarbeiten in den ersten Jahren seiner Tätigkeit an der GBA waren sehr vielfältig und zeitintensiv und verlangten zahlreiche Überstunden, wie aus seinem Personalakt hervorgeht. So war er gemeinsam mit Harald Lobitzer und dem früheren Sammlungsleiter Rudolf Sieber (1905–1988), der nach seiner Pensionierung 1971 noch bis Anfang der 1980er Jahre freiwilliger Mitarbeiter blieb, mit der Revision und Neuordnung der Paläontologischen Sammlung im Museum der GBA betraut. Sein Schwerpunkt lag auf der Bearbeitung des österreichischen Kreide-Depotmaterials und der Mollusken aus dem Neogen. Parallel dazu erfolgte die Publikation der ersten beiden Katalogteile über die Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt, „Wirbellose des Känozoikums“ und „Wirbellose der Kreide“ (STOJASPAL, 1975c, 1976b). In weiterer Folge überprüfte und ordnete er die Jura-Fossilien in der Typensammlung neu. Des Weiteren nahm er an Forschungsprojekten des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) teil. Für das Mittelkreide-Projekt (IGCP 73/I/58 „Mid Cretaceous Events“) war er für Kartierungs- und Sammelaktivitäten in Vorarlberg, in der Gosau von Lunz und dem Wolfgangseegebiet unterwegs. Für das IGCP-Projekt

73/I/25 („Stratigraphic Correlation Tethys-Paratethys Neogene“) erfolgten Aufsammlungen im Neogen des Lavanttales und des Ettendorfer Beckens statt. 1976 war er dienstlich für beide Projekte mit Manfred Schmid (1939–1996) in der Westtürkei, um Kreidefossilien auf der Halbinsel Koçaeli und mittelmiozäne Mollusken von Sütcüler bei Isparta als Vergleichsmaterial für die Molluskenfaunen der Zentralen Paratethys zu sammeln. Seit dieser Reise sah man Franz STOJASPAL nur mehr mit Vollbart. Mit einem Mitarbeiter-Team, das vor allem Josef Gellner (1936–2000) tatkräftig unterstützte, begann er im Jahr 1977, sukzessive die Kellerräume für die Sammlungen zu adaptieren, die zum Großteil noch nicht einmal Estrich aufwiesen. Josef Gellner stand ihm daneben bis 1996 für zahlreiche Hilfestellungen in den Sammlungen, wie z.B. Ordnen und Abgusserstellungen, zur Seite.

Die Dienstprüfung für den wissenschaftlichen Dienst hat Franz STOJASPAL am 7. Juli 1977 bestanden. Die schriftliche Prüfung wurde durch Vorlage einer wissenschaftlichen Veröffentlichung als erfolgreich abgelegt gewertet. Kurz darauf erfolgte am 24. August 1977 die Pragmatisierung und am 1. Dezember 1977 die Definitivstellung. Am 29. September 1978 heiratete Franz STOJASPAL Gerda Schmid, geborene Rohringer, die Sohn Michael mit in die Ehe brachte, und siedelte sich mit ihr in Mauerbach (Niederösterreich) an, wo sie ihr gemeinsames Haus bauten. Sohn Martin kam 1979 auf die Welt und Tochter Maria wurde 1980 geboren.

Mit der Reorganisation der Geologischen Bundesanstalt wurden 1979 die auch heute bestehenden Fachabteilungen gegründet und die Fachabteilung Paläontologie (Leiter Herbert Stradner) geschaffen, zu der auch die Sammlungen gehörten, ein „Museum“ gab es fortan nicht mehr. In den folgenden Jahren wurden die Adaptierungen der Kellerräume zu Archiv- und Sammlungsräumen (Estrich, Elektroinstallationen, Heizung, Verputz und Einrichtung) weiter vorangetrieben. Franz STOJASPAL stellte in diesen Räumlichkeiten die Typen der phytopaläontologischen Sammlung neu auf, und gleichzeitig führte er die Belegsammlungen für Lagerstätten, Bohrkerns und Kartierung fort. Von seinen Vorgesetzten wurden Franz STOJASPALS überdurchschnittliche Leistungen in den 1970er und 1980er Jahren mehrmals hinsichtlich Arbeitsmenge und Genauigkeit belobigt, wie folgende Worte aus dem Personalakt belegen:

„... mit großer Genauigkeit und Umsicht seit Jahren mit viel Geduld und Hingabe, trotz Erschwernissen durch zahlreiche bauliche Veränderungen in den Sammlungsräumen“.

Auch an einem Seminar für Betriebsbrandschutzbeauftragte nahm er 1980 teil. Neben den Ordnungs- und Inventarisierungsarbeiten, verbunden mit dem Schreiben tausender Etiketten, auf denen sich gelegentlich auch persönliche Bemerkungen wiederfinden (Abb. 2), führte er während all seiner Dienstjahre auch die Betreuung der internationalen Gäste und den Entlehnverkehr durch und bearbeitete unzählige Anfragen. In seinem Beitrag „Sammlungen“ anlässlich des 150-jährigen Bestehens der Geologischen Bundesanstalt gibt er an, bis dahin 265 Entlehnungen mit fast 2.700 Posten erledigt und von seinen Gästen viel Anerkennung erhalten zu haben (STOJASPAL, 1999: 212). In allen Belangen war er sehr ordnungsliebend und ermöglichte vor allem durch die Neuordnung der Sammlung publizierten paläontologischen Materials („Typensammlung“)

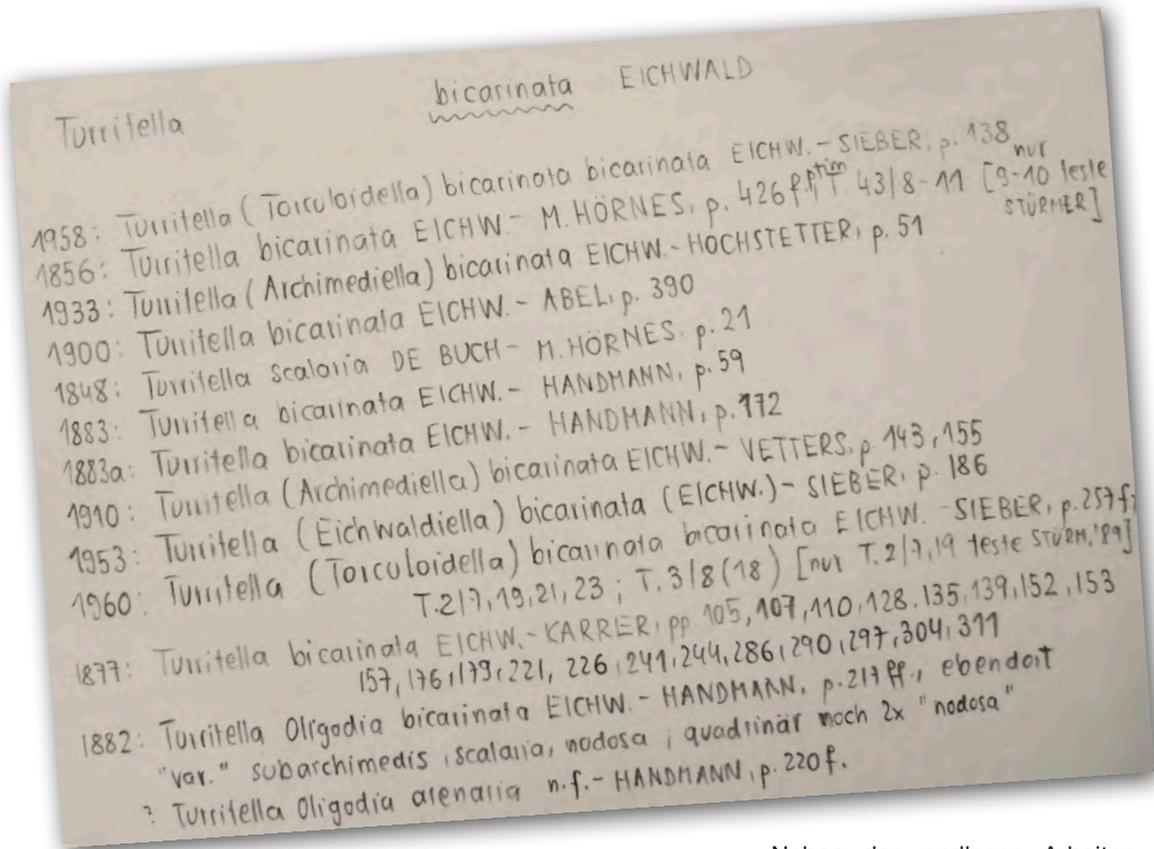


Abb. 3.
 Karteikarte zum geplanten
 „Catalogus Fossilium Austriae,
 Teil Gastropoda neogenica“
 mit der Handschrift von
 FRANZ STOJASPAL.

dem internationalen Wissenschaftsbetrieb einen einfachen Zugang zum GBA-Typenmaterial. Hilfe bei den Agenden der Sammlungsbetreuung erhielt er zwischen 1979 und 1985 durch Franz Tatzreiter, der sich vorrangig um die Triasfossilien kümmerte. Mit ihm war er seit damals freundschaftlich verbunden und unterstützte ihn, wo immer er konnte.

Von 1989 bis 1995 führte Franz STOJASPAL systematische Untersuchungen an neogenen Gastropoden für einen Band im Rahmen des „Catalogus Fossilium Austriae“ der Akademie der Wissenschaften durch. Eine in den Sammlungen noch existierende, äußerst umfangreiche Kartei (Abb. 3) dokumentiert dieses aufwendige Unterfangen, das er leider nie abschließen konnte. Ab 1995 kooperierte er mit dem Naturhistorischen Museum im Rahmen des Projektes „OeTyp“ (Paläontologische Typen in österreichischen Sammlungen, Leitung: Johanna Kovar-Eder), das die digitale Erfassung von publiziertem Fossilmaterial zum Inhalt hat und war stets bemüht, die von der Akademie der Wissenschaften finanzierten jungen Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter bei der Dateneingabe durch sein profundes Wissen zu unterstützen. Er selbst hatte vor Computern eine Scheu, versuchte aber kurzzeitig den Umgang mit ihnen. Bei der Beantwortung der damals neu aufkommenden E-Mail-Anfragen half ihm seine Kollegenschaft sehr gerne. In den 1990er Jahren gestaltete er gemeinsam mit Kolleginnen und Kollegen einige Ausstellungen zu diversen Jubiläen, z.B. 1992: „Typen und Abbildungsoriginale von Makrofossilien aus Ungarn in den Sammlungen der GBA“ (siehe STOJASPAL, 1994); 1994 anlässlich 50 Jahre Kriegsende: „1945: Ende und Neubeginn“; 1995 anlässlich des 200. Geburtstages Wilhelm Ritter von Haidingers (1795–1871), dem 1. Direktor der GBA (vormals k. k. Geologischen Reichsanstalt); 1999 anlässlich der 150-Jahr-Feier der GBA.

Neben den endlosen Arbeiten in den umfangreichen Sammlungen führte er als Referent für Makropaläontologie auch zahlreiche Molluskenbestimmungen und stratigraphische Einstufungen durch. Dies tat er nicht nur für Kartierungen, interne und externe Projekte, z.B. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032 und N-C-047/1997-2003 „Neue Bahn“, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/W-C-019 „Großbauvorhaben in Wien“, FWF-Projekt „Paläozoologie Köflach-Voitsberg“ und ÖNB-Projekt Nr. 8.103 „Kohltratten-Moor. Rekonstruktion des Klimas im Spätglazial“, sondern unterstützte ebenso zahlreiche Sammler und jegliche Interessierte mit seinem Wissen. Auch für die Zusammenstellung einer geologischen Lehrsammlung für die „Höhere Lehranstalt für Umwelt und Wirtschaft des Zisterzienserstiftes Zwettl“ im Yspertal (1991), Bearbeitungen von Schulsammlungen und der Sammlung des Heimatmuseums Mödling (1995) nahm er sich Zeit. Aus der zuletzt genannten Sammlung sind viele von Franz STOJASPAL bestimmte Stücke in Plöching & Karanitsch (2002) abgebildet.

Im Jahr 1990 wurde Franz STOJASPAL stellvertretender Fachabteilungsleiter unter dem damaligen Abteilungsleiter Hans Peter Schönlaub und Direktor Traugott Gattlinger (1930–2006). Mit Amtsbeginn der Direktor Hans Peter Schönlaub im Jahr 1993 wurde er mit der interimistischen Leitung der Fachabteilung betraut und mit 1. Februar 1995 definitiv zum Fachabteilungsleiter ernannt. Den Amtstitel „Hofrat“ bekam er am 1. Jänner 1996 verliehen, doch wollte er nie mit diesem oder mit „Doktor“ angeredet werden, was seine Bescheidenheit und seine Menschlichkeit unterstreicht. Am 30. November 2003 ging er in den wohlverdienten, vorzeitigen Ruhestand. Leider ließ ihn seine Gesundheit diesen nicht in dem Umfang genießen, wie es ihm zu vergönnen gewesen wäre. Ein körperlicher Gewaltakt war die Übersiedlung der in dem weitläufigen Keller der Geologischen Bundesanstalt gelagerten ca. 2.000 Bohrkernkisten, die im Jahr 1999 in das Bohrkernlager Drei-

könig am Steirischen Erzberg gebracht wurden. Christoph HAUSER wirkte damals bei der Errichtung des Bohrkernlagers mit, erstellte dazu die Logistik, ein Computerprogramm und betreute danach das Lager. Bei der Übersiedlung der Sammlungen 2004/2005 in das Gebäude in der Neulinggasse 38 im 3. Wiener Gemeindebezirk war Franz STOJASPAL zwar nicht mehr im Dienst, hatte aber vorher noch die meisten Planungen für die Räumlichkeiten im Neubau durchgeführt.

Zusätzlich zu seinen paläontologischen Arbeiten beschäftigte sich Franz STOJASPAL stets mit rezenten Schnecken und verfasste verschiedene Publikationen darüber. Sie behandeln hauptsächlich Land- und Süßwasserschnecken Österreichs (REISCHÜTZ & STOJASPAL, 1971, 1972, 1979; STOJASPAL, 1975e, 1978a–d; STOJASPAL & STUMMER, 1981), aber auch der Türkei (STOJASPAL, 1981, 1986). Aus der Bärenhöhle von Mixnitz beschrieb er zwei neue Grundwasserarten, *Bythiospeum bormanni* STOJASPAL, 1978d und *Belgrandiella styriaca* STOJASPAL, 1978d, sowie eine neue Landschneckenart, *Orculella trapezensis* STOJASPAL, 1981 aus Trabzon in der nordöstlichen Türkei. Daneben gab es Untersuchungen an subfossilen Mollusken (1975d) und solchen aus dem Neolithikum (1982). Nach Franz STOJASPAL wurden auch zwei Schnecken benannt, die rezente *Virpazaria stojaspali* A. REISCHÜTZ, P.L. REISCHÜTZ & SUBAI, 2009 (In: REISCHÜTZ & REISCHÜTZ, 2009) und die jurassische *Anodoma-ria stojaspali* SZABÓ, 2008.

In seiner Heimatgemeinde, der Marktgemeinde Mauerbach, war Franz STOJASPAL 15 Jahre lang (von 1985 bis 2000) Gemeinderat der „Grünen Plattform“ und im Jahr 1995 Mitbegründer des ursprünglich überparteiischen Informationsblattes „Kiebitz“, das sich vor allem dem Naturschutz widmete. Er fertigte den Entwurf für dessen Logo an und publizierte darin auch manch kritische Zeilen rund um Naturschutz und Politik. Unermüdlich trat er für den Umwelt- und den Tierschutz ein, so z.B. als Schirmherr des sogenannten „Krötenzaunes“ in Mauerbach, an dem er lange Jahre zur Zeit der Krötenwanderung, so oft es ihm die Zeit erlaubte, vor Ort war. In diesem Zusammenhang unterstützte er mit seinen Aufzeichnungen über die Amphibienpopulation einen Antrag auf Naturdenkmalschutz des Mauerbacher Hirschengartenteichs. Seine große Tierliebe

drückte sich auch durch das Halten zahlreicher Haus- und Nutztiere aus. Er beherbergte mit seiner Familie im Laufe der Zeit Katzen, Ziegen, Hühner, Kaninchen sowie einen Hund und einen Chinchilla. Seine gesellige Ader pflegte er im „Feitlclub“ von Mauerbach, in dem er Schriftführer war und vor allem im freundschaftlichen Umgang mit Arbeitskollegen, ehemaligen Studienkollegen, zahlreichen internationalen Sammlungsgästen und Menschen, die seine Leidenschaften teilten. Er war auch Mitglied der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft bis Februar 2008.

Die Autorin kam 1993 mit einem FWF-Projekt unter der Leitung von Tillfried Cernajsek an die Geologische Bundesanstalt und durfte in räumlicher Nähe mit Franz STOJASPAL und der Typensammlung arbeiten, wurde 1997 fest angestellt und sukzessive stellvertretender Weise in die Sammlungsbetreuung miteingebunden. So manche auch private Sammelleidenschaft von Franz STOJASPAL, die von einigen Kolleginnen und Kollegen unterstützt wurde, konnte sie mitverfolgen, wie auch umgekehrt sein Mitsammeln für die Kollegen Manfred Schmid (Käfer) und Tillfried Cernajsek (Ex Libris). Letzterem überließ er immer wieder Schriftstücke aus den Sammlungen für das Archiv der GBA. Niemals wird sie die hin und wieder in dem Waschbecken vor dem Eingang der Sammlungsbüros stattfindenden Mazerationen von tot aufgefundenen Kleinsäugetern oder Vögeln vergessen. Auch gemütliche Zusammenkünfte mit herzlich aufgenommen Gästen der Sammlungen und kooperierenden Kollegen prägten das freundschaftliche Umfeld in den Sammlungs-räumlichkeiten.

Franz STOJASPAL hinterlässt seine Ehefrau Gerda, die Kinder Michael, Martin und Maria sowie 4 Enkelkinder. Die Verabschiedung, bei der zahlreiche Verwandte, Freunde, Kollegen, Bekannte und Nachbarn ihm die letzte Ehre erwiesen, fand am 14. September 2012 am Mauerbacher Friedhof statt.

Die Kollegenschaft der Geologischen Bundesanstalt wird Franz STOJASPAL in Freundschaft und Dankbarkeit ewig gedenken. Die Kolleginnen und Kollegen, die enger mit ihm zusammenarbeiteten oder ihn länger kannten, werden ihn aufgrund seiner uneigennützigsten Hilfsbereitschaft, seiner Ehrlichkeit, seines Humors und seiner Empathie stets im Herzen tragen.

Publizistische Aktivitäten und Literaturverzeichnis von FRANZ STOJASPAL

Im wissenschaftlichen Fachbeirat des Österreich Lexikons (1995, 2004), auch in seiner digitalen Form ab 1996 (AEIOU Österreich-Lexikon), war Franz STOJASPAL für die Geowissenschaften zuständig, schrieb verschiedene Beiträge und koordinierte die Themen, die andere Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter ausarbeiteten. Bemerkenswert ist auch, dass Franz STOJASPAL Michael Wachtler für mehrere Bücher über die Dolomiten mit Rat und Tat zur Seite stand, auch wenn er dafür nicht immer namentlich in dem jeweiligen Buch bedankt wurde. In einem davon über die Alpen wird er auch abgebildet (Wachtler & Kandutsch, 2002: 15) und in einem Video (Wachtler et al., 1998), für das er bei der wissenschaftlichen Beratung mitwirkte, betrachtet er die Ammoniten aus der Trias wie einst Edmund von Mojsisovics. Zu bemerken wäre in diesem Zusam-

menhang, dass er zeitlebens ausführlich Tagebuch geschrieben hat.

Die folgende Liste enthält Publikationen bei denen Franz STOJASPAL Erst- oder Co-Autor war, aber auch diejenigen, in denen er ein eigenes Kapitel verfasst hat. Seine mindestens 19 Rezensionen, darunter mehrere Lehrbücher der Paläozoologie sowie die Publikationen (inklusive Kartierungsberichte) von anderen Autoren, für die er Faunenlisten erarbeitete, werden nicht aufgeführt. Wenn ein Stern (*) an das Zitat angehängt ist, befindet sich Molluskmaterial aus der betreffenden Arbeit in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt. Die Typusexemplare der drei rezenten von Franz STOJASPAL aufgestellten Gastropodenarten werden in der III. Zoologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien aufbewahrt.

1971

REISCHÜTZ, P.L. & STOJASPAL, F. (1971): Zur Verbreitung von *Fagotia acicularis* in Österreich. – Mitt. Dtsch. malakozool. Ges., **2** (21), 306–307, Frankfurt a. Main.

1972

REISCHÜTZ, P.L. & STOJASPAL, F. (1972): Bemerkenswerte Mollusken aus Ostösterreich. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **1** (13), 339–344, Braunau a. Inn.

1974

STOJASPAL, F. (1974): Die Gattung *Ocinebrina* JOUSSEAUME 1880 (Muricidae, Gastropoda) im Neogen der Zentralen Paratethys. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 63 S., 5 Bl., Wien. *

1975

STOJASPAL, F. (1975a): Blatt 82, Bregenz, Paläontologie. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A60–A61, Wien. *

STOJASPAL, F. (1975b): Blatt 83, Sulzberg, Paläontologie. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A62, Wien. *

STOJASPAL, F. (1975c): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. 1. Teil: Wirbellose des Känozoikums (exklusive Mikrofossilien). – Verh. Geol. B.-A., **1975/1**, A159–A193, Wien. *

STOJASPAL, F. (1975d): Eine subfossile Molluskenfauna von Mistelbach a. d. Zaya, NÖ. – 12. Jahresber. Mus. Pädagog. Bundesrealgymn. Mistelbach **1975**, 27–30, Mistelbach a. d. Zaya.

STOJASPAL, F. (1975e): *Potamopyrgus jenkinsi* (E.A. SMITH 1889) in Österreich. – Mitt. Dtsch. malakozool. Ges., **3** (28/29), 243, Frankfurt a. Main.

1976

OBERHAUSER, R. & STOJASPAL, F. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau südlich des Hohen Lichtes (Allgäuer Hauptkamm) auf Blatt 113, Mittelberg. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A132, Wien.

STOJASPAL, F. (1976a): Bericht 1975 über paläontologische Untersuchungen auf Blatt 25, Poysdorf. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A72, Wien. *

STOJASPAL, F. (1976b): Bericht 1975 über paläontologische Untersuchungen auf den Blättern 82, Bregenz und 83, Sulzberg. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A111, Wien. *

STOJASPAL, F. (1976c): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. 2. Teil: Wirbellose der Kreide (exklusive Mikrofossilien). – Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, A202–A222, Wien. *

STOJASPAL, F. & LOBITZER, H. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau des Wolfgangsee-, Ischl- und Traungebietes auf Blatt 95, St. Wolfgang. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A115–A116, Wien. *

1977

STOJASPAL, F. (1977a): Bericht 1976 über eine Molluskenfauna von Frauendorf a. d. Schmida auf Blatt 22, Hollabrunn. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A44, Wien. *

STOJASPAL, F. (1977b): Die Fossilsammlung des Stiftes Mattsee. – Festschrift zur 1200-Jahr-Feier des Stiftes Mattsee, 73–74, Salzburg.

1978

STEININGER, F.F., SCHULTZ, O. & STOJASPAL, F. (1978): Mollusca: Die Molluskenfauna des Badenien. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der Zentralen Paratethys: Band VI. M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 327–403, Bratislava. *

STOJASPAL, F. (1978a): Schnecken aus dem Donaugrundwasser in Niederösterreich und Wien. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **3** (3/4), 95, Braunau a. Inn.

STOJASPAL, F. (1978b): Schnecken aus ober- und niederösterreichischen Höhlen. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **3** (3/4), 95–96, Braunau a. Inn.

STOJASPAL, F. (1978c): *Hygromia cincitella* (DRAPARNAUD) in Wien. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **3** (3/4), 100, Braunau a. Inn.

STOJASPAL, F. (1978d): Zwei neue Grundwasserschnecken aus dem Bärenloch bei Mixnitz (Steiermark). – Die Höhle, **29** (3), 87–90, Wien.

STOJASPAL, F. (1978e): Muricidae. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 4.1 Die Molluskenfauna des Badenien. – 333–340, Tab. 12, Taf. 4–5, Bratislava. *

1979

REISCHÜTZ, P.L. & STOJASPAL, F. (1979): Über die Beständigkeit der neuen Vorkommen von *Hygromia cincitella* (DRAPARNAUD) und *Helix aspersa* O.F. MÜLLER in Wien. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **3**, 242–243, Braunau a. Inn.

1980

WANK, M. & STOJASPAL, F. (1980): Neue Fossilfunde im Badenien von Mühlendorf (Lavanttal). – Carinthia II, **90**, 445–449, Klagenfurt.

1981

STOJASPAL, F. (1981): *Orculella trapezensis* n. sp., eine neue Landschnecke aus Trabzon (Türkei). – Arch. Molluskenkde., **111**, 45–46, Frankfurt a. Main.

STOJASPAL, F. & STUMMER, A. (1981): Ein Vorkommen von *Cernuella profuga* (A. SCHMIDT) in Hörfarth bei Furth, Niederösterreich. – Mitt. Zool. Ges. Braunau, **3** (13/15), 388, Braunau a. Inn.

1982

OFFENBERGER, J., RUTTKAY, E., SCHMIDT, R., CHONDROGIANNI, C., NIESSEN, F., SCHNEIDER, J. & STOJASPAL, F. (1982): Stratigraphische Untersuchungen im Bereich der neolithischen Station Weyregg I am Attersee. – Fundber. Österr., **20** (1981), 191–222, Wien.

STEININGER, F.F., RESCH, W., STOJASPAL, F. & HERRMANN, P. (1982): Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten im Oligozän und Miozän der Molasse-Zone Vorarlbergs. – Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, Hors serie, **7**, 77–85, 3 Fig., Lyon. *

1983

BRÜGGEMANN, H., DRAXLER, I., FAUPL, P., GOTTSCHLING, H., GRATZER, R.W., KAPPEL, F., MALECKI, G., RÖGL, F., STOJASPAL, F., STRADNER, H., VINZENZ, M., HILSCHER, H., HEINRICH, M. [Projekt.] & THIELE, O. [Projekt.-Stv.] (1983): Begleitende Kohleforschung Oberösterreich, Kohle Ottnangien. Geologisch-stratigraphische Grundlagen zur Untersuchung der Kohleindikationen des Ottnangien in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.): Endbericht 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/82, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, A 05802-R, 24 Bl., 10 Abb., 3 Tab., 2 Blg., Wien. *

NEBERT, K., SCHMID, M.E. & STOJASPAL, F. (1983): Kohlengeologische Erkundung des Neogenebietes von Hartberg. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-004f/81-82, Univ. Graz, Inst. Geol. Paläont., Archiv Geol. B.-A., A 05710-R, 104 Bl., 23 Abb., 8 Tab., 4 Kt., Graz.

1984

STOJASPAL, F. (1984a): Makrofossilien. – In: HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., ROETZEL, R., SURENIAN, R., STOJASPAL, F., STRADNER, H. & DRAXLER, I.: Fazielle Untersuchungen im Ottnangien des Innviertels in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit, Kohle Ottnangien: Endbericht 1983. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/83, Archiv Geol. B.-A., A 05953-R, 72–91, Wien. *

STOJASPAL, F. (1984b): Erdgeschichtliches aus dem Bezirk Korneuburg: I. Das Korallenriff von Ernstbrunn. – Korneuburger Kultur Nachrichten, **1984.1**, 2–7, Korneuburg.

STOJASPAL, F. (1984c): Erdgeschichtliches aus dem Bezirk Korneuburg: II. Die Kreide und das Tertiär der Waschbergzone. – Korneuburger Kultur Nachrichten, **1984.2**, 2–6, Korneuburg.

STOJASPAL, F. (1984d): Erdgeschichtliches aus dem Bezirk Korneuburg: III. Die Flyschzone und das Korneuburger Becken. – Korneuburger Kultur Nachrichten, **1984.3**, 2–4, Korneuburg.

STOJASPAL, F. (1984e): Erdgeschichtliches aus dem Bezirk Korneuburg: IV. Der Molasseanteil und die eiszeitliche Bedeckung. – Korneuburger Kultur Nachrichten, **1984.4**, 2–4, Korneuburg.

1985

STOJASPAL, F. (1985a): Gesteine und Fossilien in Österreich. – Fossilien, **2** (4), 157–161, Korb.

STOJASPAL, F. (1985b): Gesteine und Fossilien in Österreich – 2. Teil. – Fossilien, **2** (5), 222–233, Korb.

1986

STOJASPAL, F. (1986): Ein Beitrag zur Molluskenfauna der Türkei. – Mitt. Dtsch. Malakozool. Ges., **38**, 11–20, 1 Kt., Frankfurt a. Main.

1988

LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLT, G., SCHWAIGHOFER, B., SURENIAN, R., DOBRUSKINA, I.A. [Mitarb.], DOSZTALY, L. [Mitarb.], DRAXLER, I. [Mitarb.], HERRMANN, P. [Mitarb.], STOJASPAL, F. [Mitarb.] & STRADNER, H. [Mitarb.] (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine: Ein Zwischenbericht. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107, Innsbruck. *

STOJASPAL, F. (1988a): Die Schichten von Gosau. – In: WEIDERT, W.K. (Hrsg.): Klassische Fundstellen der Paläontologie, Bd. **1**, 115–120, Korb. *

STOJASPAL, F. (1988b): Baden bei Wien. – In: WEIDERT, W.K. (Hrsg.), Klassische Fundstellen der Paläontologie, Bd. **1**, 170–176, Korb. *

STOJASPAL, F. (1988c): Makropaläontologie. – In: VINZENZ, M.: Strukturbohrung Vellach Müllnerbrücke, Klagenfurter Becken. Unveröff. Endber. 1986, Forschungsges. Joanneum, Sekt. Rohstoffforschung, 16–17, Leoben. *

1989

STOJASPAL, F. (1989): Einführung in die Geologie des Weinviertels. – In: MAURER, H. (Hrsg.): Aus der Vorzeit des niederösterreichischen Weinviertels, Mannus-Bibliothek, N. F. **32** (1989), 3–19, 1 Kt., 1 Tab., Bonn.

1990

STOJASPAL, F. (1990a): Das Eggenburgien am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: WEIDERT, W.K. (Hrsg.): Klassische Fundstellen der Paläontologie, Bd. **2**, 205–213, Korb.

STOJASPAL, F. (1990b): Die Molluskenfauna des Pontien in Österreich. – In: STEVANOVIC, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAC, A & JÁMBOR, A. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der Westlichen („Zentrale“) Paratethys: Bd. **VIII**, Pl. 1 Pontien (sensu F. LE PLAY, N.P. BARBOT DE MARNY, N.I. ANDRUSOV), 651–667, 2 Taf., Zagreb – Beograd. *

1991

RUPP, CH., ROETZEL, R., & STOJASPAL, F. (1991a): E/4 Straß-Eberschwang. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs: Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. – 30–32, Wien.

RUPP, CH., ROETZEL, R., & STOJASPAL, F. (1991b): E/7 Ottnang-Schanze. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs: Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. – 38–41, Wien.

1992

STOJASPAL, F. (1992): SCHLOENBACH (Georg Justin Carl) Urban, Geologe und Paläontologe. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **X**. Band: Savinsek Slavko–Schobert Ernst, 212, Wien.

1994

DRAXLER, I., SOLT, G., LOBITZER, H., CICHOCKI, O., HERRMANN, P. [Beitr.], RAVASZ, C. [Beitr.], SACHSENHOFER, R. [Beitr.], STOJASPAL, F. [Beitr.] & CSASZAR, G. [Beitr.] (1994): Erster Nachweis von „Alginit“ (sensu JÁMBOR & SOLT, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich). – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn: Teil **2**, 19–54, Wien. *

STOJASPAL, F. (1994): Typen und Abbildungsoriginale von Makrofossilien aus Ungarn in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil **2**, 519–520, Wien. *

1995

EXEL, R. & STOJASPAL, F. (1995): Aufbau und Verfall der Sammlungen des „k. k. montanistischen Museum“ in Wien (1835–1849) und erste Angaben zu ihrer Kennzeichnung. – Denkschrift zur 200. Wiederkehr des Geburtstages (5. Feb. 1795) von Wilhelm von Haideringer, Mineral. Rundschau, **2** (3), 13–22, Wien.

STOJASPAL, F. (1995a): Die Lunzer Schichten in Niederösterreich – In: WEIDERT, W.K. (Hrsg.) Klassische Fundstellen der Paläontologie, Bd. **3**, 76–84, Korb.

STOJASPAL, F. (1995b): Mehrere Stichworte in BAMBERGER, R., BRUCKMÜLLER, E. & GUTKAS, K.: Österreich Lexikon in zwei Bänden. – 1. Bd., XVII, 735 S., 2. Bd., VII, 709 S., Kt.-Teil, Wien.

1996

KRENMAYR, H.-G., ROETZEL, R., PERVESLER, P. [Beitr.], RUPP, CH. [Beitr.], SCHULTZ, O. [Beitr.], STEININGER, F.F. [Beitr.], STOJASPAL, F. [Beitr.] & ZORN, I. [Beitr.] (1996): Exkursion B2: Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitensedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen. – Ber. Geol. B.-A., **33**, 43 S., Wien.

STOJASPAL, F. (1996): Zu „*Pseudochloritis gigas* PFEFFER 1929“. – Aufnahmebericht Arch. Geol. B.-A., A 11441-R, 1 Bl., Wien.

1997

RÖGL, F., HOFMANN, TH., ZORN, I., BRZOBOHATY, R. & STOJASPAL, F. (1997): Die Typuslokalität der Laaer Serie. – In: HOFMANN, TH. (Red.): „Das Land um Laa an der Thaya“: Geologie, Paläontologie, Hydrogeologie, Mineralische Rohstoffe, Bausteine, Geotope, Erdgas. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **17**, 75–81, Wien.

STOJASPAL, F. (1997a): Austria's contribution to the palaeontological research in Hungary until the foundation of the Royal Hungarian Geological Survey in 1869. – Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research, Occ. Papers Geol. Inst. Hungary, **189**, 39–42, Budapest.

STOJASPAL, F. (1997b): Die geologische Entwicklung der Landschaft des Flyschwienerwaldes. – In: FAHRINGER, K. (Hrsg.): Darauf steht Mauerbach: Landschaft und Boden des Mauerbacher Gemeindegebietes. – Mauerbacher Beiträge, **7**, 20–24, Mauerbach.

1998

BRYDA, G., KREUSS, O., PAVLIK, W., AGER, W., BAUER, F., DRAXLER, I., KRYSZYN, L., PIROS, O., STOJASPAL, F. & MANDL, G.W. [Projektl.] (1998): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karstgeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzer Staritzen; Endbericht; Projektzeitraum: 1. Juni 1996–31. Mai 1998. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-A-004a/F96 und St-A-028m, Geol. B.-A., Wiss. Archiv, A 11283-R, 41 Bl., 8 Taf. als Anh., 4 Kt.-Beil., Wien.

HOFMANN, TH., KRHOVSKY, J., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., RASSER, M., STOJASPAL, F., ZORN, I. & HEINRICH, M. [Projektl.], WIMMER-FREY, I. [Projektl.], HOMAYOUN, M. [Zusammengest.] (1998): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/1997-2000, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv, A 11240-R, 26 Bl., 15 Abb., 2 Tab., Anh., Wien.

1999

ATZENHOFER, B., HERRMANN, P., RUPP, CH., STOJASPAL, F., TRÄXLER, B., HEINRICH, M. [Projektl.], WIMMER-FREY, I. [Projektl.] & HOMAYOUN, M. [Zusammengest.] (1999): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/1997-2000, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv, A 11384-R, 26 Bl., 7 Abb., 2 Tab., Anh., Wien.

ROETZEL, R., CICHA, I., STOJASPAL, F., DECKER, K., WIMMER-FREY, I., OTTNER, F. & PAPP, H. (1999): Exkursion C5: Göllersdorf – Ziegelei und Tonbergbau Wienerberger. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeits-tagung der Geol. B.-A. 1999, Retz – Hollabrunn, 335–341, Wien.

STOJASPAL, F. (1999): Sammlungen. – In: BACHL-HOFMANN, CH., CERNAJSEK, T., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A.: Die Geologische Bundesanstalt in Wien, 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 198–212, Wien.

2000

ANGERER, M., HERRMANN, P., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., RUPP, CH., STOJASPAL, F., ZORN, I. & HOMAYOUN, M. [Zusammengest.] (2000): Begleitende geowissenschaftliche Auswertungen an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/1997-2000, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv, A 11448-R, 30 S., 18 Bl., Anh., Wien.

DRESCHER-SCHNEIDER, R., PAPESCH, W. & STOJASPAL, F. (2000): Kohltratten-Moor. Rekonstruktion des Klimas im Spätglazial. – Endber. ÖNB-Projekt Nr. 8.103, 17 S.

2001

ATZENHOFER, B., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., HERRMANN, P., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., STOJASPAL, F., HEINRICH, M. [Projektl.] & PERESSON-HOMAYOUN, M. [Zusammengest.] (2001): Begleitende geowissenschaftliche Auswertung an Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf wissenschaftlich-geotechnischer Grundlagenforschung im Hinblick auf Tonvorkommen des Wiener Beckens: Jahresbericht 2000. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-019/2000-2003, Geologische Bundesanstalt Wien, FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv, A 11546-R, 28 Bl., 24 Abb., Anh., Wien.

BRUCKMÜLLER, E. [Hrsg.], CERNAJSEK, T. [Mitarb.], HOFMANN, TH. [Mitarb.], STOJASPAL, F. [Mitarb.] & WEISS, A. [Mitarb.] (2001): Personenlexikon Österreich. – 575 S., Wien.

2003

DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., KLEIN, P., KOLENPRAT, B., KRENMAYR, H.-G., MASSIMO, D., MOSHAMMER, B., NOWOTNY, A., RUPP, CH., ROETZEL, R., SCHEDL, A., SCHÖNLAUB, H.P., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., STOJASPAL, F. & HOMAYOUN, M. [Zusammengest.] (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. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032 und N-C-047/1997-2003, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv, A 12887-R, 204 Bl., Wien.

HERRMANN, P., HOFMANN, TH., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., PFLEIDERER, S., PLACHY, H., RUPP, CH., STOJASPAL, F., ZORN, I., AUER, J., IORDANOVA, E.K., JAWECKI, CH., HOMAYOUN, M. [Zusammengest.], HEINRICH, M. [Projektl.] & WIMMER-FREY, I. [Projektl.] (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. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-016/W-C-019/1997-2003, Geol. B.-A., FA Rohstoffgeologie, Wiss. Archiv A 12886-R, 177 + iii Bl., Wien.

2004

STOJASPAL, F. (2004): Mehrere Stichworte in: BRUCKMÜLLER, E. (Hrsg.): Österreich-Lexikon. – 3 Bände, Wien.

Weiterführende Literatur

PLÖCHINGER, B. & KARANITSCH, P. (2002): Faszination Erdgeschichte mit Brennpunkt Mödling am Alpenostrand. – 238 S., 7 Tab., 458 Abb., Bruck a. d. Leitha u. Schwarzach.

REISCHÜTZ, A. & REISCHÜTZ, P.L. (2009): Ein Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna von Montenegro, nebst Beschreibung zweier neuer Arten der Gattung *Virpazaria* GITTENBERGER 1969. – Nachrichtenbl. Ersten Vorarlb. Malakolog. Ges., **16**, 51–60, Rankweil.

SZABÓ, J. (2008): Gastropods of the Early Jurassic Hierlatz Limestone Formation: part 1: revision of type collections from Austrian and Hungarian localities. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **26**, 108 S., 94 Abb., 2 Tab., Budapest.

WACHTLER, M. & KANDUTSCH, G. (2002): Goldgrube Alpen – Sammler, Sucher, Schatzgräber. – 208 S., München.

WACHTLER, M., SCHÖNEGGER, H., STINGL, V., ASPMAIR, CH. & SIEDER, R. (1998): Dolomiten: Spuren der Forscher. – Graph. Sammlung. Geol. B.-A., VIDEO **39** (Videokassette, VHS, 30 Min.), Innichen.

Dank

Die Autorin bedankt sich bei Familie STOJASPAL für die Überlassung von Informationen, vor allem zu seinem privaten Umfeld, und einem Porträtfoto, des Weiteren bei den Kolleginnen und Kollegen Tillfried Cernajsek, Ilse

Draxler, Thomas Hofmann, Harald Lobitzer, Helga Priewalder und Albert Schedl, sowie Johann Hohenegger, Peter Gottschling und Peter Reischütz für Anekdoten, Anregungen und Hinweise verschiedener Art.

IRENE ZORN*

*) IRENE ZORN, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. irene.zorn@geologie.ac.at

**Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol
 Begleitworte zur Kartenbeilage**

GERNOT PATZELT *

14 Abbildungen, 2 Tabellen, 1 Kartenbeilage

Dem Andenken an Helmut Heuberger (1923–2011) gewidmet.

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 115 Reutte
 Blatt 116 Telfs
 Blatt 145 Imst
 Blatt 146 Oetz

Oberinntal
 Ötztalmündung
 Radiokarbondatierungen
 Bronzezeit
 Talgeschichtliche Folgen

Inhalt

Zusammenfassung	13
Abstract	13
Vorwort	14
Einleitung	14
Die Karte (Beilage)	14
Kartenauswertungen	14
Die Bergstürze vom Tschirgant	15
Die Datierung der Sturzereignisse vom Tschirgant	17
Die Bergstürze von Haiming	20
Die Datierung der Sturzereignisse von Haiming	21
Synthese und Diskussion	22
Dank	24
Literatur	24

Zusammenfassung

Mit der beiliegenden Karte als Grundlage werden die morphologischen und stratigrafischen Gegebenheiten der Bergstürze vom Tschirgant (Ablagerungsfläche: 9,8 km²; Volumen: 200–250 * 10⁶ m³) und von Haiming (Ablagerungsfläche: 2,5 km²; Volumen: 50–60 * 10⁶ m³) vorgestellt. Das Hauptaugenmerk wird auf die Datierung der Sturzereignisse gelegt. Auf der Grundlage von acht Radiokarbondaten werden in den Ablagerungsgebieten der beiden Bergstürze jeweils zwei Sturzereignisse zwischen 1700 und 1500 v. Chr., und zwischen 1200 und 1000 v. Chr. festgelegt. Bei Haiming wurde noch ein Felssturz kleinerer Dimension für die Zeit zwischen 130 und 410 n. Chr. datiert. Die gute zeitliche Übereinstimmung der beiden Sturzereignisse in den genannten Zeiträumen im jeweils gleichen Sturzareal wird als Hinweis auf Erdbeben als auslösender Faktor für diese Ereignisse gewertet.

**The Rock Avalanches of Tschirgant and Haiming (Upper Inn Valley, Tyrol, Austria)
 Comment on the Map Supplement**

Abstract

In conjunction with the attached map, the morphological and stratigraphic situations of two landslides, at Tschirgant (area: 9.8 km²; volume: 200–250 * 10⁶ m³) and at Haiming (area: 2.5 km²; volume: 50–60 * 10⁶ m³) are presented. Special focus lies on the age determination of the events. On the basis of eight radiocarbon dates, two events can be identified for both landslides, the first between 1700 and 1500 BC, the second between 1200 and 1000 BC. At Haiming, a third event of smaller dimensions took place between 130 and 410 AD. The fact that these events coincide in time for both of the landslides indicates earth quakes as the triggering factor.

*) GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, A 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

Vorwort

Der Tschirgant Bergsturz ist eine der großen Massenbewegungen der nördlichen Kalkalpen, die den Talbereich des Inntales prägen. Er wurde zuletzt von Helmut Heuberger umfassend bearbeitet, aufgrund morphologischer Kriterien mit einem Gletscherstand des Ötztalgletschers in Zusammenhang gebracht und als spätglaziales Ereignis gesehen. Die vorerst zufallsbedingte, dann systematisch verfolgte Datierung der Sturzereignisse ergab dafür jedoch jungholozänes Alter.

In einer gemeinsamen Begehung wurden die Befunde im Gelände besprochen. Helmut Heuberger hat diese nach eingehender Prüfung uneingeschränkt anerkannt und eigenes Beobachtungsmaterial zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Daraus ist freundschaftlicher Kontakt entstanden. Die wissenschaftlich und menschlich vorbildliche Haltung behält der Verfasser in dankbarer Erinnerung.

Einleitung

Die Blockschuttmassen des Bergsturzes vom Tschirgant prägen das Inntal im Bereich der Ötztalmündung in auffälliger Weise. Sie wurden in der geologischen Literatur schon früh eingehend erörtert. HEUBERGER (1966: 9f) gibt davon einen zusammenfassenden Überblick, auf den verwiesen wird, um unnötige Wiederholungen zu vermeiden.

Der rund 1 km östlich vom Tschirgant Bergsturz gelegene, über die Inntalsole unbehindert ausgebreitete Bergsturz von Haiming wurde von HEUBERGER (1966: 17–21, 1975: 226–228) in sein Konzept spätglazialer Ereignisse einbezogen und der Blockschutt als Bergsturzmoräne des Steinach-Stadiums gesehen. Auch hier ergaben sich nach den neuen Untersuchungsergebnissen Ereignisalter des jüngeren Holozäns, wie nachstehend dargestellt wird.

Als Kartengrundlage stand bisher nur die Geologische Spezialkarte der Republik Österreich im Maßstab 1:75.000 (Blatt 5146 Ötztal) zur Verfügung, die im Jahre 1929 herausgegeben wurde und ältere Aufnahmen bis zurück zu Adolf Pichler berücksichtigt (HAMMER, 1929; HAMMER et al., 1929). Das hier behandelte Gebiet ist mit erstaunlichem Detailreichtum gut erfasst, gestattet aber, durch Maßstab und ungünstigen Blattschnitt bedingt, nur einen Überblick. Für die vorliegende Untersuchung der Bergsturzereignisse vom Tschirgant und Haiming bildete eine Detailkartierung auf Plänen im Maßstab 1:5.000 die Grundlage. Daraus wurde die beiliegende Karte im Maßstab 1:30.000 erstellt. Dieser Maßstab erlaubt die Darstellung der erhobenen Details und ihre Verbreitung in hinreichender Auflösung und Lagegenauigkeit. Damit liegt jetzt eine geologische Kartengrundlage für eine Thematik vor, die seit nahezu 150 Jahren Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen war.

Die Karte (Beilage)

Kartografie: Ing. Gerhart Moser, Innsbruck-Arzt (siehe Dank)

Die topografische Grundlage für die Bergsturzkarte bilden die Blätter der Österreichischen Karte 1:50.000 (Ausschnitte der Blattnummern ÖK 115, 116, 145 und 146). Es wurden Schichtlinien und die Situation in grauer, die Gewässer in blauer Farbe übernommen.

Der thematische Inhalt ist in Flächenfarben dargestellt, ergänzt mit Signaturen in schwarzer Farbe. Der Thematik

entsprechend sind die Flächen der Bergsturzablagerungen besonders hervorgehoben (Farbe altrosa). Großer Wert wurde auf die farbliche Differenzierung und Darstellung des Geländes gelegt, das die Bergsturzfleichen umgibt. Die Farbgebung für eiszeitliche Moränen (gelb) entspricht der in geologischen Karten üblichen. Die übrigen Ablagerungen werden in grünen Farbabstufungen unterschieden: dunkelgrün die spätglazialen Sedimente, mittelgrün die Flussablagerungen und hellgrün mit schwarzen Signaturen die Schuttkegel und Schutthalden. Böschungsschraffen heben die Sturz- und Erosionsböschungen hervor. Von den restlichen Signaturen seien die schwarzen Pfeile und Richtungsangaben hervorgehoben, die die Richtung eiszeitlicher Gletscherschliffe anzeigen. Die Abbruchkanten der Bergstürze sind nach Luftbildern kartiert, alle übrigen Eintragungen wurden nach Geländebegehungen festgelegt.

Kartenauswertungen

Die Karte erlaubt eine kartometrische Auswertung mit einer dem Maßstab entsprechenden Genauigkeit. Die erhobenen Parameter sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Sie gelten für den jeweils größeren und älteren Bergsturz. Die jüngeren Sturzereignisse sind nicht abgrenzbar und kartometrisch nicht zu erfassen.

	Tschirgant	Haiming
höchster Punkt (m)	2.160	1.420
tiefster Punkt (m)	680	ca. 660
Sturzhöhe (m)	1.480	ca. 760
Fahrbahnlänge (m)	6.300	2.400
Fahrböschungswinkel (in Grad)	12	13
Ablagerung Kartenfläche (km ²)	6,4	2,0
Ablagerung Gesamtfläche (km ²)	9,8	2,5
Volumen (geschätzt) (10 ⁶ m ³)	200–250	50–60

Tab. 1.
Kennzahlen der Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming.

Die Sturzhöhe ist beim Tschirgant Bergsturz mit 1.480 m nahezu doppelt so groß wie beim Haiminger Bergsturz, für den rund 760 m ermittelt wurden. Während der Haiminger Sturz sich auf der Inntalsole ungehindert ausbreiten konnte, sind die Trümmersmassen vom Tschirgant auf der gegenüberliegenden Inntalflanke bis zu 240 m hoch aufgebracht und in der Ötztalfurche mindestens 85 Höhenmeter bergauf gefahren. Davon ist der Fahrböschungswinkel beeinflusst, der beim Tschirgant Bergsturz mit 12 Grad nur unwesentlich geringer ist als bei Haiming mit 13 Grad.

Die sichtbare und erhaltene Ablagerungsfläche, die der Kartenfläche entspricht, gibt einen Minimalwert für die ehemalige Ausbreitung der Sturzmassen. Sie wurde durch Schuttüberlagerung und Flusserosion verringert und beträgt für den Tschirgant 6,4 km² und für Haiming 2,0 km². Als ursprüngliche Gesamtfläche ist für den Tschirgant 9,8 km² und für Haiming 2,5 km² ermittelt worden.

Das Volumen wurde mit den Flächenwerten und einer mittleren Schuttmächtigkeit von 20 bis 25 m beim Tschirgant auf 200 bis 250 Mio. m³ und bei 10–15 m für Haiming auf 50–60 Mio. m³ geschätzt, womit nur eine gute Größenordnung erfasst sein dürfte.



Abb. 1.
Tschirgantgipfel (links oben) und Abbruchwand des Bergsturzes im Wettersteindolomit. Nordalpine Raibler Schichten (gelb; Bildmitte) im untersten Abschnitt des Felsausbruches. Flugaufnahme: 21.8.1989. Blickrichtung NW.

Die Bergstürze vom Tschirgant

Das Abbruchgebiet, das den kennzeichnenden Lokalnamen „Weißwand“ trägt, ist mit scharfen Abrisskanten klar umgrenzt (Abb. 1). Es liegt nahezu vollständig im Bereich des Wettersteindolomits, der den westlichen Teil des Tschirgant-Rückens und des Gipfels aufbaut (Geofast-Karten 1:50.000, Blatt 115, 116, 145, 146; KREUSS, 2009, 2011a, b; MOSER, 2011). Nur unter 1.300 m sind, von Ost nach West ansteigend, Alpiner Muschelkalk und Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten vom Abbruch miterfasst.

Die linke Abrisskante am Hang und die westlich davon eingetiefte Erosionsrinne lässt die näherungsweise Rekonstruktion des Anrissgebietes im Längsprofil zu (Abb. 2). Im westlichen, unteren Abschnitt desselben scheint die leicht gewölbte Gleitfläche erhalten zu sein, doch ist eine Be-

gehung und Kartierung des Abbruchgebietes im Rahmen dieser Untersuchung nicht erfolgt.

Der unterhalb der Abbruchnische liegende Hang ist stark zerfurcht. Die Bergsturzablagerungen sind hier kleinflächig aufgelöst oder von jungen Schuttablagerungen bedeckt, die in großen Schottergruben abgebaut werden. Im oberen Hangabschnitt ist fleckenhaft würmzeitliche Grundmoräne des Inntalgletschers erhalten, die vom Bergsturz überlagert- oder nicht vollständig abgetragen wurde.

Südlich des Inn ist das Sturzmaterial in der Talsohle fächerförmig ausgebreitet und überdeckt den trichterförmigen Mündungsbereich der Ötztaler Ache. Am Gegenhang südöstlich von Roppen ist der Bergsturz bis 920 m Höhe, an der Westflanke des Amberges bis 840/850 m Höhe aufbrandet. Am Kandlschrofen, der bereits im Ötztal liegt,

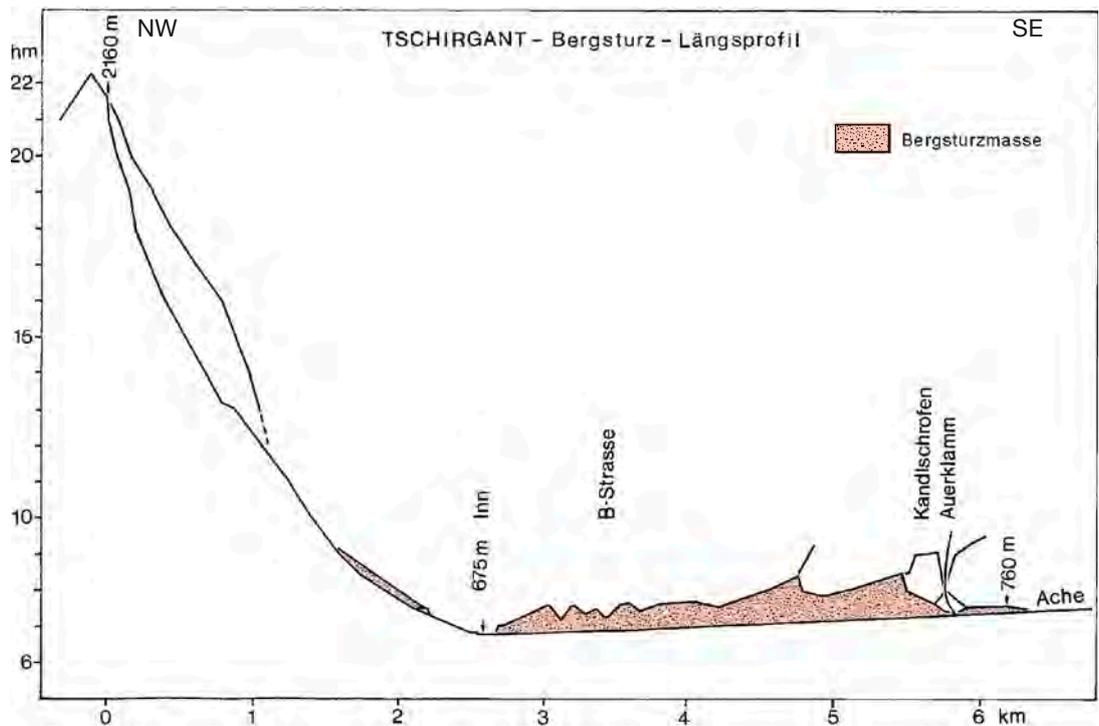


Abb. 2.
Längsprofil des Bergsturzes vom Tschirgant, 2,5-fach überhöht.

ist Bergsturzmaterial nochmals bis 848 m hinaufgefahren. Von hier 1 km taleinwärts waren an der linken Erosionsböschung der Ache unter Murschuttbedeckung die äußersten kalkalpinen Bergsturzsedimente in 760 m Höhe aufgeschlossen. Die Aufbrandungen auf der rechten Öztalflanke zeigt das Längsprofil (Abb. 2).

Die obersten Flussterrassen an Inn und Ache zeigen an, bis in welche Höhe der Bergsturz die Fließgewässer gestaut hat. Der Schwemmfächer der Ache rechts bei der Mündung in den Inn liegt 22 m über dem Niveau des Vorfluters. Der Inn selbst war unmittelbar westlich der Bergsturzbarriere bis zu 20 m gestaut. Westlich außerhalb des



Abb. 3.
Innschotter an der Basis in das Bergsturzmaterial aufgenommen. Bemerkenswert die Gradierung des aufgepressten Sedimentes mit nach oben abnehmender Korngröße. Foto: 9.6.1996.

Bergsturzes bei Roppen liegt das Stausediment in Form einer breiten Terrasse bis zu 16 m über der heutigen Talau. In dieses Stauniveau haben sich die Flüsse schrittweise eingetieft. Dabei ist an den Erosionsböschungen über lange Strecken Bergsturzmaterial freigelegt worden, welches das Ufer bildet. Damit ist angezeigt, dass die ursprünglichen Talbodensedimente tiefer liegen. Die Kernbohrungen KB 7 und KB 14 (siehe Kartenbeilage) bestätigen das. In KB 7 (737 m) wurde unter 65 m Bergsturzmaterial Öztaler Schotter 12 m unter dem Niveau des heutigen Achenbettes angetroffen (672 m). In KB 14 (696 m) lag fluviatiles Sediment unter 23,8 m Bergsturzmaterial auf 672,7 m Höhe, rund 8 m unter dem heutigen Innniveau (PATZELT & POSCHER, 1993). Das entspricht allerdings mit großer Wahrscheinlichkeit nicht der ursprünglichen Höhe der Talsohlenoberfläche, wenn man in Rechnung stellt, dass der Bergsturz basale Sedimente aufgenommen und verlagert hat, wie das an den Erosionsböschungen der Ache gut zu sehen war (Abb. 3).

Das Hochwasser von 1987 hat durch Unterschneidung der Uferhänge im Bergsturzgebiet große neue Aufschlüsse geschaffen. Sie zeigten an mehreren Stellen deutlich, wie die Sedimentbasis in die Bergsturzmassen aufgenommen wurde, bzw. eingedrungen ist (PATZELT & POSCHER, 1993: Profil P1, Punkt AS 4). Diese auf einer gemeinsamen Exkursion besprochene Situation hat ABELE (1997; von H. Heuberger nach Gerhard Abeles Tod († 8.10.1994) fertig gestellt und redigiert) in einer grundlegenden Arbeit als Beleg aufgenommen, in der gezeigt wird, wie grundwasserführende basale Sedimente die Ausbreitung und Reichweite von Bergsturzmassen beeinflussen können.

Auch an den großen Murschuttfächern von Sautens ist der Bezug zum Bergsturz fassbar. Der Schuttkegel aus der Kohlgrube ist im linken Bereich von Sturzschutt überlagert und daher älter als dieser. An die Erosionsböschung, mit der der Schuttkegel aus der Kohlgrube zur Ache abbricht, ist der jüngere Schuttfächer des Karbaches angelagert. Dieser hat den Bergsturz im Staubereich der Ache über-

Bergsturz	Aufschluss Nr. der Karte	Proben Nr.	Labor Nr.	¹⁴ C - Alter BP	kalibriertes Alter BC/AD	
					1 σ	2 σ
Tschirgant	T 6	TBS-3	Hd-14357-14046	2380 ± 35	510–390	730–380
	T 4	TBS-1	Hd-13298-13030	2885 ± 20	1115–1015	1130–990
	T 2	KS 1/55	VERA-2076	3355 ± 30	1690–1530	1740–1520
	T 2	KS 1/2	VERA-2077	3465 ± 35	1880–1730	1890–1690
	T 1	TBS-2	Hd-13299-13250	3465 ± 45	1880–1690	1910–1660
	T 3	TBS-5	VERA-010	3507 ± 39	1890–1770	1940–1730
	T 2	KS 2/2	VERA-3285	3615 ± 50	2040–1900	2140–1820
Haiming	H 4	HB-2	VRI-1706	1750 ± 50	AD 230–380	AD 130–410
	H 3	HB-1	VRI-1705	2900 ± 50	1200–1000	1260–930
	H 2	HB-4	VERA-1303	3300 ± 35	1620–1525	1680–1490
	H 1	HB-3	VERA-0124	4880 ± 60	3340–3090	3360–2930

Tab. 2.
Die Radiokarbonaten aus den Sturzbereichen vom Tschirgant und von Haiming.

deckt und ist daher jünger als das Sturzereignis. Erst durch die erosive Eintiefung der Ache ist an den Böschungen der Bergsturzschtutt frei gelegt worden. Gleiches gilt für den kleinen, gegenüber liegenden Schwemmfächer des Stuibnbaches, an dem sich eine Aufstauhöhe von maximal 25 m über dem heutigen Achenniveau ermitteln lässt.

Im westlich der Ache gelegenen Teil des Bergsturzareals liegt der breite, von SE nach NW verlaufende Felsrücken des Rammelsteins oder Dürrberges, der wie die Westflanke des Amberges aus Schiefergneis besteht. Er zeigt an der Oberfläche glaziale Rundbuckelformen mit kennzeichnenden Gletscherschliffen. Die Schrammen dieser Schliffflächen sind mit Pfeilsignatur und Richtungsangabe in der Karte eingetragen. Sie zeigen, dass der Ötztalgletscher, von dem diese Schrammen stammen, in die Haupttalrichtung (SW–NE) eingebogen ist und infolgedessen mit dem Inntalgletscher in breiter Verbindung stand. Ein selbständiger spätglazialer Vorstoß des Ötztalgletschers, der den Gegenhang am Tschirgant erreicht hätte (HEUBERGER, 1966: 14f), ist mit diesem Befund nicht vereinbar. Auch andere Feststellungen sind mit der Karte jetzt noch schwerer nachvollziehbar als vorher. Das betrifft vor allem den Höhenunterschied von der angenommenen Ufermoräne in 920 m bei T 5 zu dem als Endmoräne angesprochenen Wall östlich der Ache in 700 m Höhe, womit der postulierte Gletscher quer zur Fließrichtung einen Höhenunterschied von über 200 m gehabt haben müsste.

Die Datierung der Sturzereignisse vom Tschirgant

In der Schottergrube von Sautens (T 4 in der Karte) waren im kalkalpinen Bergsturzmateriale eingelagerte, kristalline Erratika und Partien toniger Grundmoräne aufgeschlossen. Ein größeres Grundmoränenpaket enthielt stark aufgesplitterte Stammreste von Bäumen. Ein Stammstück TBS-1 (Holzart: *Picea/Larix* Typ, Bestimmung: Klaus Oegg, Botanisches Institut der Universität Innsbruck) ergab ein Radiokarbonalter von 2885 ± 20 BP, das kalibriert einem Kalenderalter von 1130–990 v. Chr. entspricht (TBS-1 in Tab. 2, Abb. 14). Damit ist das Sturzereignis direkt datiert und das Alter des Bergsturzes T 2 in diesem Geländebereich für den

genannten Zeitraum festgelegt. Es ist um 500 bis 600 Jahre jünger als das im Folgenden beschriebene Sturzereignis von T 1 (Abb. 14), das als ein davon zeitlich getrennter, selbständiger Bergsturz angesehen wird. Allerdings war im Bereich des Tschirgant eine stratigrafische Trennung der beiden Ereignisse bisher nicht möglich.

Für das ältere Sturzereignis T 1 liegen die nachstehenden Befunde vor:

In der Erosionsböschung des Prallhanges, mit der die Bergsturzmateriale rechts der Ache bei Ambach unter schnitten ist, war 1989 auf ca. 750 m Höhe, 27 m über der Ache, eine prähistorische Feuerstelle aufgeschlossen (T 1 in der Karte; Abb. 4). Die Feuerstelle war in den ursprünglichen Boden auf der Schotteroberfläche eingetieft und von



Abb. 4.
Vom Bergsturz überfahrene Feuerstelle mit nach rechts oben verschleppter Holzkohle. Foto: 4.4.1989.



Abb. 5.
Auskeilender Bergsturzschnitt auf fossiler Bodenbildung unter Murschuttüberdeckung in der Schottergrube Neuner, nördlich des Inn. Foto: 17.3.1996.

mehrere Meter mächtigem Bergsturzmateriale überlagert. Hervorzuheben ist, dass die kohlegefüllte Feuergrube zusammengeschieben und die Kohle in einer ausdünnenden Fahne verschleppt erschien, wodurch die Bewegungsrichtung des Bergsturzes angezeigt war (Abb. 4).

Die Holzkohle der Feuerstelle ergab ein Radiokarbonalter von 3465 ± 45 BP, das einem kalibrierten Alter von 1910–1660 v. Chr. entspricht (TBS-2 in Tab. 2, Abb. 14). Damit ist ein Maximalalter des Sturzereignisses festgelegt. Die Formfrische des Überlagerungskontaktes ließ die Annah-

me zu, dass die Überlagerung nicht sehr viel jünger sein konnte, was allerdings einer Bestätigung bedurfte.

Dazu ergab ein Aufschluss in der Schottergrube Neuner am Hang nördlich des Inn eine Gelegenheit (T 3 in der Karte). Hier war ein fossiler Boden auf spätglazialen Eisrandsedimenten durch eine auskeilende, dünne Lage von Bergsturzschnitt abgedeckt und dieser von mehreren Meter mächtigem Murschutt der Schutthalde überlagert (Abb. 5). Der fossile Boden enthielt am Überlagerungskontakt zum Bergsturzmateriale einen durchgehenden Brandhorizont. Die Holzkohle daraus ergab ein Radiokarbonalter von 3507 ± 39 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 1940–1730 v. Chr. (TBS-5 in Tab. 2, Abb. 14). Es ist damit ebenfalls ein Maximalalter des Sturzereignisses gegeben, das dem der Probe TBS-2 gut entspricht.

In einem tiefen Erosionseinschnitt bei T6 der Karte, ca. 300 m SW von T3, ist das Lockermateriale des Hanges bis auf den gletschergeschliffenen Fels abgetragen. In ca. 774 m Höhe war in diesem Profil auf Bergsturzmateriale ein fossiler Boden mit einem Brandhorizont aufgeschlossen. Die Holzkohle daraus ergab ein Radiokarbonalter von 2380 ± 35 BP, kalibriert 730–380 v. Chr. (TBS-3 in Tab. 2). Damit sind ein Mindestalter und eine zeitliche Eingrenzung des letzten Sturzereignisses gegeben. Der datierte Boden ist ca. 20 m hoch von Murschutt überlagert. Diese Schuttakkumulation nach dem Bergsturz ist in den letzten 2.500 Jahren erfolgt.

Ein weiteres Profil, an dem eine zeitliche Abgrenzung des Bergsturzerignisses möglich war, wurde am Kandlschrofen erschlossen (T2 in der Karte). Hier hat der Bergsturz durch Aufbrandung eine schmale Felsterrasse in 848 m Höhe erreicht und einen niedrigen Brandungswall hinterlassen. Vier gegrabene Aufschlüsse ergaben übereinstimmend, dass das Bergsturzmateriale eine artefaktführende Kulturschicht überlagert (PATZELT, 2012b). Von zwei Kohleproben aus dem Grabungsprofil 2, das den Brandungs-

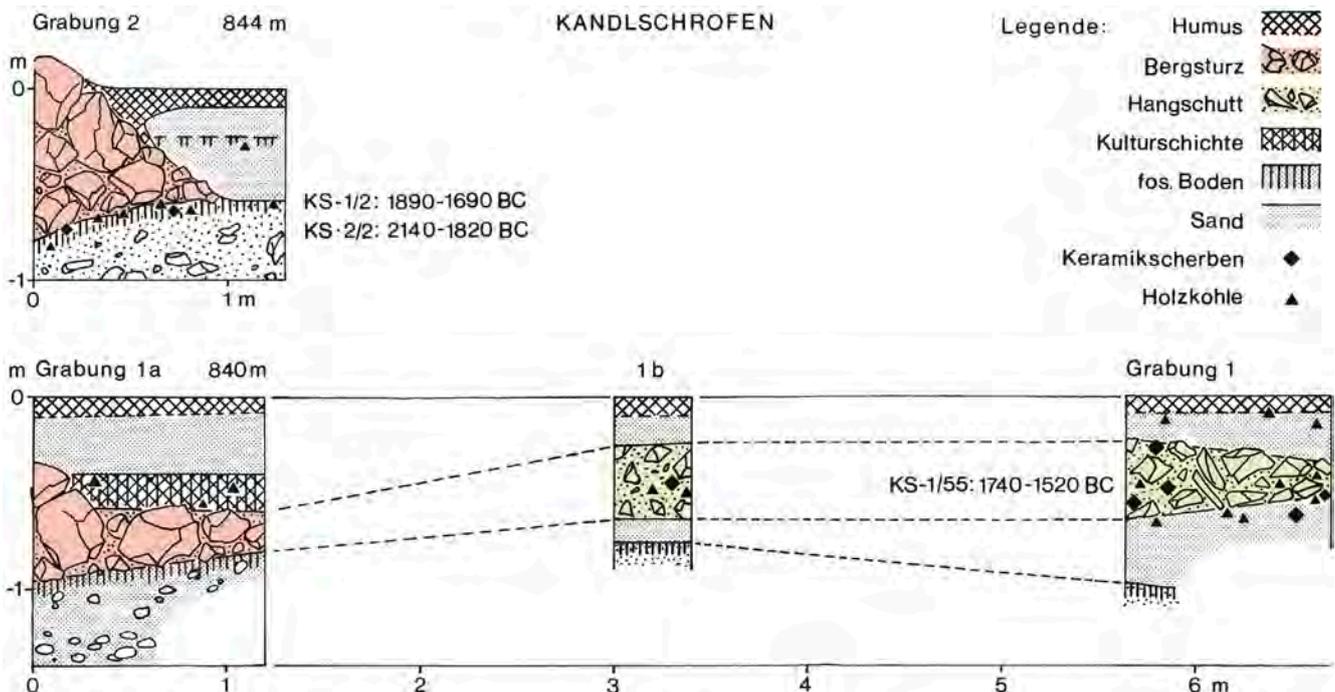


Abb. 6.
Aufschlusskizze des Bergsturz-Brandungswalles am Kandlschrofen.

wall erschließt (Abb. 6), liegen Radiokarbondatierungen vor. Probe KS-2/2 ergab mit 3615 ± 50 BP, kalibriert 2140–1820 v. Chr. ein etwas höheres Maximalalter und Probe KS-1/2 mit 3465 ± 35 BP, kalibriert 1890–1690 v. Chr. ein ereignisnahes Maximalalter, das mit TBS-2 und TBS-5 sehr gut übereinstimmt (Tab. 2, Abb. 14). Aus einem Profil (Grabung 1; Abb. 6), das 6 m außerhalb des Brandungswalles lag, wurde dem durch den Bergsturz mobilisierten Hangschutt mit scharfkantigen, kristallinen Gesteinskomponenten lokaler Herkunft die Probe KS-1/55 entnommen. Sie ergab ein Radiokarbonalter von 3355 ± 30 BP, das kalibriert einem Zeitraum zwischen 1740–1520 v. Chr. entspricht. Nach der Stratigrafie dürfte damit das Ereignisalter festgelegt sein. Das Datum überlappt im 2σ -Bereich die Probenalter von TBS-2, TBS-5 und KS-1/2, nach dem 1σ -Bereich erscheint es etwas jünger als diese. Solange

keine schärfere zeitliche Festlegung möglich ist, wird nach den vorliegenden Daten angenommen, dass sich dieses ältere Bergsturzereignis T 1 vom Tschirgant in der Zeit zwischen 1700 und 1500 v. Chr. ereignet hat (Abb. 14).

Ergänzend sei festgehalten, dass das Bergsturzmaterial und der artefaktführende Hangschutt auch von einer Kulturschicht mit Holzkohleresten überlagert ist (Profil der Grabung 1a in Abb. 6). Die Frage, ob und wie lange hier die Siedlungstätigkeit durch den Bergsturz unterbrochen wurde, ist in einer weiterführenden Untersuchung noch zu klären.

In den Jahren 1968–1970 hat HEUBERGER (1975: 229) oberhalb von Roppen am Holzberg in ca. 910 m Höhe (T 5 in der Karte) mit einem großen Baggeraufschluss den Wall aus blockreichem Dolomitschutt, der als Bergsturzmoräne



Abb. 7.
Der Bergsturz von Haiming im Überblick. Flugaufnahme: 21.8.1989. Blickrichtung N.

angesehen wurde, von der bergseitigen Ufermulde ausgehend, aufschließen lassen. Unter mehrere Meter mächtiger Blockschuttüberdeckung wurde dabei der B-Horizont eines fossilen Bodens (Boden von Roppen) freigelegt, der sich im Gefälle des Berghanges unter den Bergsturzwall hinein fortsetzt. Der Boden enthielt in stratigrafisch eindeutiger Position Holzkohle, die datiert wurde. Eine Probe, von der Haarwurzeln nicht ganz entfernt werden konnten, ergab ein Radiokarbonalter von 3230 ± 90 BP (VRI-144), das kalibriert 1740–1300 v. Chr. entspricht. Eine zweite, haarwurzelfreie Probe wurde mit 2820 ± 110 BP (VRI-190, FELBER & PAK, 1971) kalibriert auf 1300–750 v. Chr. bestimmt. Mit diesen Proben sollten die Daten überprüft werden, die schon vorher aus dem Aufschluss einer Straßenböschung geborgen, aber nicht eindeutig stratigrafisch zugeordnet werden konnten (FELBER, 1970: 73f, Daten: VRI-98: 4960 ± 100 BP, VRI-122: 2300 ± 100 BP, VRI-123: 3000 ± 350 BP, sowie eine Wiederholung von VRI-98 in Washington unter W-2082: 4780 ± 300 BP). Von den nach der Kalibration zwischen 4800 und 20 v. Chr. liegenden Datierungsergebnissen entspricht VRI-190 mit 1300–750 v. Chr. dem Probenalter von TBS-1. HEUBERGER (1975: 229) hat diese jungholozänen Alter für verfälscht angesehen, weil nach seiner Vorstellung der Brandungswall des Bergsturzes die Bergsturzmoräne eines gschnitzstadialen Ötztalglitchers sein sollte, und damit der fossile Boden prägschnitzzeitliches Alter hätte ergeben müssen. Er hat den richtigen Ball in Händen gehalten, ihn aber unglücklicherweise wieder fallen gelassen.

Die Bergstürze von Haiming

Einen guten Überblick über das Bergsturzgebiet von Haiming gibt Abbildung 7. Wie die großen Aufschlüsse im Ablagerungsgebiet beim Erweiterungsbau des Umspannwerkes der TIWAG zeigten, besteht die Hauptmasse des Bergsturzes aus Wettersteindolomit, der im westlichen

Teil des Abbruchgebietes bis zur Höhe von 1.220 m aufgeschlossen ist. Ostwärts sinkt die Abbruchkante erst flach, dann steil, teils in der Falllinie, bis auf 800 m ab. Weiter östlich außerhalb der Abbruchwand sind steilstehende Felstürme, vom Hang gelöst, stehen geblieben, und damit ein potenzielles Sturzgebiet darstellend.

Die flach eingetieft Erosionsnische oberhalb des Wettersteindolomits liegt im Hauptdolomit. Die breite, z.T. erodierte Schutthalde aus dieser Nische überdeckt am Hang die Bergsturzablagerungen großflächig. Diese sind aber durch Schotterabbau bei H 4 teilweise wieder freigelegt worden.

Der Bergsturz konnte sich auf der flachen Inntalsole unbehindert ausbreiten. Er bildet daher über den Großteil des Ablagerungsgebietes nur eine dünne, kaum mehr als 15 m mächtige, im Randbereich auskeilende Schuttdecke. Nur im innahen Bereich steigt die Schuttmächtigkeit bei Kote 724 (Umhohler) auf ca. 50 m an (Abb. 8).

Im Auslaufbereich ist der Bergsturzrand nicht scharf abzugrenzen. Einzelne Dolomitblöcke, z.B. bei H 1 in der Karte, liegen isoliert im sandigen Basissediment des Bergsturzes. Eine Holzkohleprobe HB-3 (Tab. 2) nahe der Basis eines solchen Blockes ergab ein Radiokarbonalter von 4880 ± 60 BP, kalibriert 3360–2930 v. Chr. Die Stratigrafie des Profiles war allerdings durch eine frühere Gesteinsprengung gestört. Das Datum kann daher nur als ereignisfernes Maximalalter für den überlagernden Bergsturz gesehen werden. Die Frage, ob dieser datierte Kohlehorizont ein natürliches Brandereignis oder eine jungsteinzeitliche Kulturmaßnahme anzeigt, ist hier nicht weiter verfolgt worden.

Der schmale Saum, in dem außerhalb des Bergsturzes keine geschlossene Überlagerung mit Sturzmaterial feststellbar ist, wurde als „Spritzzone“ ausgeschieden. Ihre Abgrenzung ist, vor allem wegen der umfangreichen Baumaßnahmen, unsicher.

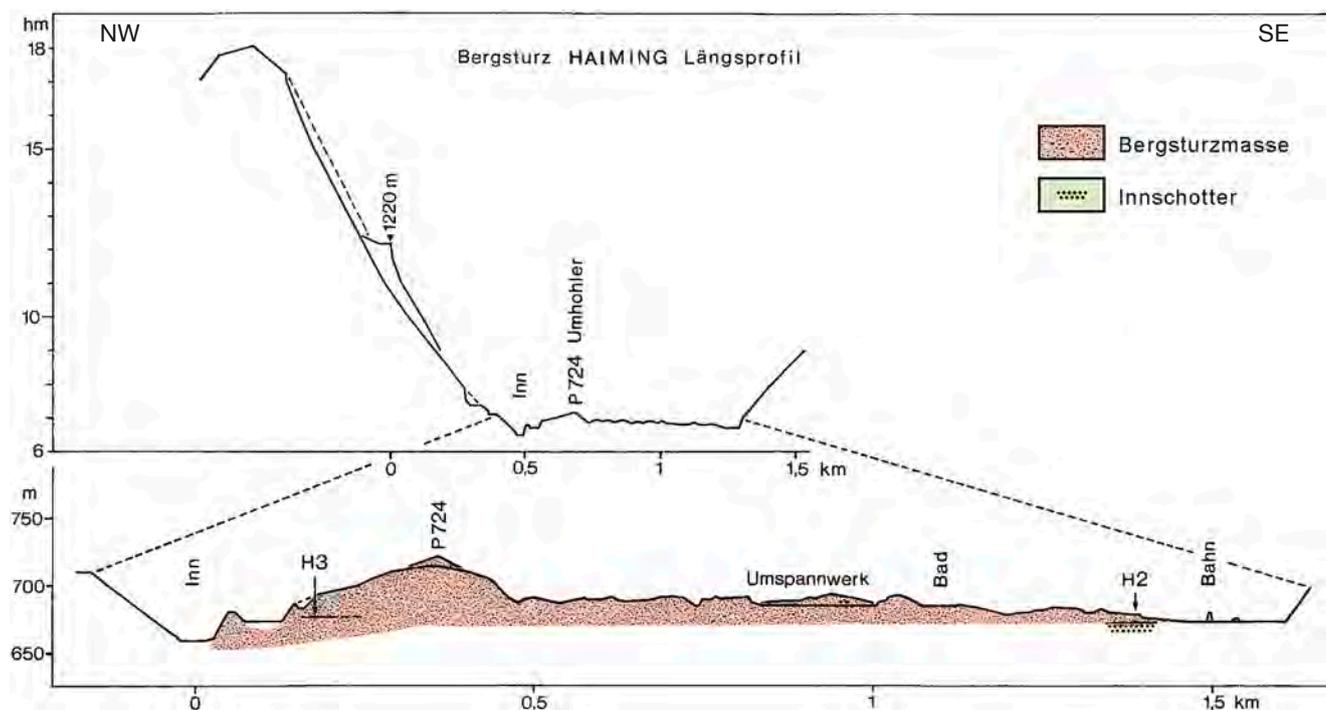


Abb. 8. Längsprofil des Bergsturzes von Haiming, 2,5-fach überhöht und vergrößerter Ausschnitt.



Abb. 9
Aufschluss der Baugrube des Umspannwerkes Haiming. Bergsturzmaterial mit Fließstrukturen und aufgenommenen Innschottern. Foto: 29.10.1992.

Der größte Teil des Bergsturzfühlers liegt auf einer Terrassenfläche, die zwischen den beiden Bergstürzen $\frac{3}{4}$ der Talbreite einnimmt und östlich des Haiminger Sturzes erosiv stärker aufgelöst ist. Auf einem Terrassensporn steht die Kirche von Haiming (dunkelgrüne Flächenfarbe der Karte). Die Terrassenkante liegt westlich des Bahnhofes Ötztal 27 m über dem Auenniveau des Inn, 1 km talabwärts bei Riedern 22 m und östlich von Haiming 16 m darüber. Sie hat somit ein etwas stärkeres Gefälle, als die heutige Talsohle und erweist sich dadurch als selbständiger Sedimentationskörper. Der Aufbau der Terrasse bestätigt dies: Ihre Hauptmasse bilden 4–6 m mächtige, gut gewaschene Grobsande, die unregelmäßig verteilt, kanten- bis gut gerundete kristalline Blöcke enthalten und von kreuzgeschichteten Sanden und Schotterbänken überlagert sind. Diese Hochflutsedimente hat HEUBERGER (1975: 227) als „Blocksande“ bezeichnet und als Ablagerungen eines spätglazialen Seeausbruches des Imster Beckens gesehen. Die Zeitstellung dieser Sedimentation ist nachvollziehbar erfasst. Dagegen ist die ungestörte Oberfläche der Blocksande mit einer nachträglichen Überföhrung durch einen Gletscher des Steinachstadiums nicht vereinbar, auch wenn, wie angenommen, deren Oberfläche gefroren war.

Im Bergsturzareal von Haiming bleiben die Terrassenkanten unter der geringmächtigen Sturzschuttüberlagerung jeweils eine Strecke von mehreren 100 Metern erkennbar, besonders deutlich östlich von Riedern und westlich des Terrassenspornes, auf dem die Kirche von Haiming steht.

Beim Erweiterungsbau des Umspannwerkes war 1992 in der Baugrube die Fließstruktur der Sturzsedimente gut zu erkennen, und in Fließrichtung ansteigend die Aufnahme von Grobschottern der Innsedimente (Abb. 9).

Letztlich hat auch der Haiminger Sturz den Inn gestaut. Die obersten Stauterrassen liegen 12 m über dem heutigen Innniveau, die stufenweise Eintiefung in die Bergsturzbarriere zeigen die tieferliegenden Terrassenkanten an.

Die Datierung der Sturzereignisse von Haiming

Bei Kanalbauarbeiten im Jahr 1999 war die Bergsturzfront über mehrere 100 Meter, abschnittsweise jeweils aber nur kurzzeitig aufgeschlossen. Flussschotter mit dem B-Horizont einer podsoligen Bodenbildung war geringmächtig von 2–3 m Bergsturzmaterial überlagert (H 2 in der Karte, Abb. 10). Im Überlagerungskontakt waren in Spuren Holzkohlepartikel eines Brandhorizontes enthalten, an einer Stelle (Pfeil) in einer für eine Radiokarbondatierung ausreichenden Menge. Die Altersbestimmung der Probe HB-4 ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 3300 ± 35 BP, kalibriert 1680–1490 v. Chr. (Tab. 2). Damit ist das Ereignisalter festgelegt. Es entspricht dem Alter von KS-1/55 vom Tschirgant Bergsturz.

Im Prallhang des Inn westlich von Unterriedern (H 3 in der Karte, Abb. 11) konnte unter 2 bis 3 m Bergsturzüberdeckung auf einer Strecke von über 100 m ein fossiler Boden frei gelegt werden. An einer Stelle war der Boden mit Humusresten und Holzkohle gestaucht und übereinander geschoben (Abb. 12). Die Radiokarbondatierung der Probe HB-1 aus diesem Aufschluss ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 2900 ± 50 BP, kalibriert 1260–930 v. Chr. (92 %) (Tab. 2). Es ist damit ebenfalls ein Ereignisalter festgelegt, das mit etwas größerer Streubreite der Probe TBS-1 vom Tschirgant Bergsturz entspricht.

Hervorzuheben ist, dass hier bei HB-1 eine fossile Bodenbildung stratigrafisch eine deutliche Trennung der beiden Sturzereignisse erlaubt, was beim Tschirgant Bergsturz nicht der Fall war.

Am linken Inntalhang ist der Schuttkegel aus der Erosionsnische durch eine tiefe Rinne bis auf die Basis zerschnitten. Bei H 4 der Karte war an der linken Schuttwand der Rinne unter 10–15 m Murschutt aus Hauptdolomit und Blockschutt aus Wettersteindolomit in ca. 780 m Höhe ein Wurzelstock in situ freigelegt (Abb. 13). Dieser war von 2–3 m Bergsturzschutt mit großen Blöcken eingeschlossen, die den Baum offensichtlich verschüttet haben.



Abb. 10.
Kanalbaugrube im Auslaufbereich des Bergsturzes von Haiming. Schotter mit Bodenbildung unter Bergsturzmaterial. Pfeil: Entnahmestelle für Probe HB-4. Foto: 15.4.1999.



Abb. 11. Prallhang des Inn westlich von Unterriedern. Bildmitte: Umholer (724 m). Pfeil: Lage des Bodens und der Entnahmestelle für Probe HB-1. Foto: 6.6.1996. Blickrichtung NE.

Eine Radiokarbonprobe dieses Holzes (*Pinus sylvestris*) ergab ein Alter von 1750 ± 50 BP, kalibriert 130–410 AD. Damit ist ein römerzeitliches Felssturzereignis datiert, das den Inn erreicht, aber nicht überschritten haben dürfte. Bemerkenswert ist, dass für die Zeit 120–240 AD der letzte, talüberquerende Bergsturz vom Pletzackkogel im Untertal datiert wurde und damit möglicherweise ein zeitgleiches Ereignis darstellt (PATZELT, 2012a). Das Baumwachstum (Jahrringe nicht auszählbar) im Zentrum unterhalb der Abbruchnische weist auf eine längere Zeit morphologischer Ruhe vor dem letzten Sturzereignis hin.

Synthese und Diskussion

Mit den stratigrafisch festgelegten Datierungen können für die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming jeweils zwei zeitlich übereinstimmende Sturzereignisse festgelegt

werden: Das erste Ereignis von T 1 und H 1 in Abbildung 14 in der Zeit zwischen 1700 und 1500 v. Chr., und das zweite Ereignis von T 2 und H 2 in Abbildung 14 für die Zeit zwischen 1200 und 1000 v. Chr. Das sind die Zeitabschnitte, in die sich nach derzeitigem Kenntnisstand die vorliegenden Daten widerspruchsfrei einfügen.

Eine wünschenswerte schärfere zeitliche Abgrenzung der Sturzereignisse, etwa durch eine jahrringchronologische Datierung, ist mit dem vorliegenden Material nicht möglich. Als Mangel empfunden wird auch die Tatsache, dass für eine klare Trennung der Sturzereignisse von T 1 und T 2 in Abbildung 14 vom Tschirgant ein stratigrafischer Befund bisher fehlt und nur mit dem Hinweis auf den fossilen Boden zwischen H 1 und H 2 in Abbildung 14 im Haiminger Sturzbereich angenommen werden kann. Es bleiben also, wie immer, Wünsche offen.



Abb. 12. Übereinandergeschobene Bodenreste mit Humushorizonten im Prallhang des Inn westlich von Unterriedern. Entnahmestelle für Probe HB-1. Foto: 24.3.1996.



Abb. 13. Wurzelstock in situ unter Felssturzböcken, Schottergrube südöstlich von Magerbach bei Haiming. Foto: 6.6.1996, alle Fotos vom Verfasser).

Die Zusammenstellung von datierten Bergstürzen in Tirol zeigt eine auffallende Häufung von Sturzereignissen zwischen 2200 und 1000 v. Chr. in den westtiroler Kalkalpen (PRAGER et al., 2007). Wenn diese Häufung nicht nur ein Ausdruck des Forschungsstandes ist – nur wenige Sturzereignisse der Nacheiszeit sind bisher datiert – muss dafür im Naturgeschehen die Ursache gesucht werden. Die großräumigere Klimaentwicklung, die im genannten Zeitraum durch warmzeitliche Verhältnisse vor 1700 v. Chr. und eine deutliche Depression der Sommertemperatur von 1700 bis 1500 v. Chr. mit Gletscherwachstum gekennzeichnet ist (NICOLUSSI & PATZELT, 2000, 2001 und unveröff. Material), ist dafür kaum ausschlaggebend gewesen. Jedoch können neben der allgemeinen geologischen Disposition als auslösendes Moment für die Bergstürze jeweils Erdbeben in Betracht gezogen werden. Dafür spricht

bei den Sturzereignissen vom Tschirgant und von Haiming die Gleichzeitigkeit und die Wiederholung in den eng begrenzten Abbruchgebieten, die nach 500–600 Jahren nicht als einfache Nachstürze erklärt werden können.

Auch für den jüngsten Felssturz im Gebiet von Haiming ist mit dem möglicherweise zeitgleichen, letzten talquerenden Bergsturz vom Pletzackkogel im Unterinntal (PATZELT, 2012a) ein Erdbeben als Auslöser nicht unwahrscheinlich. Damit wäre für diese Zeiträume eine verstärkte tektonische Aktivität im Bereich der nördlichen Kalkalpen angezeigt, wie sie sich seither nicht mehr wiederholt hat.

Die Bergstürze prägen die Tallandschaft im Mündungsbereich der Öztaler Ache und seiner Umgebung in außergewöhnlicher und vielfältiger Weise. Die Karte gibt davon, neben der Sachinformation, einen (ent)sprechenden Eindruck.

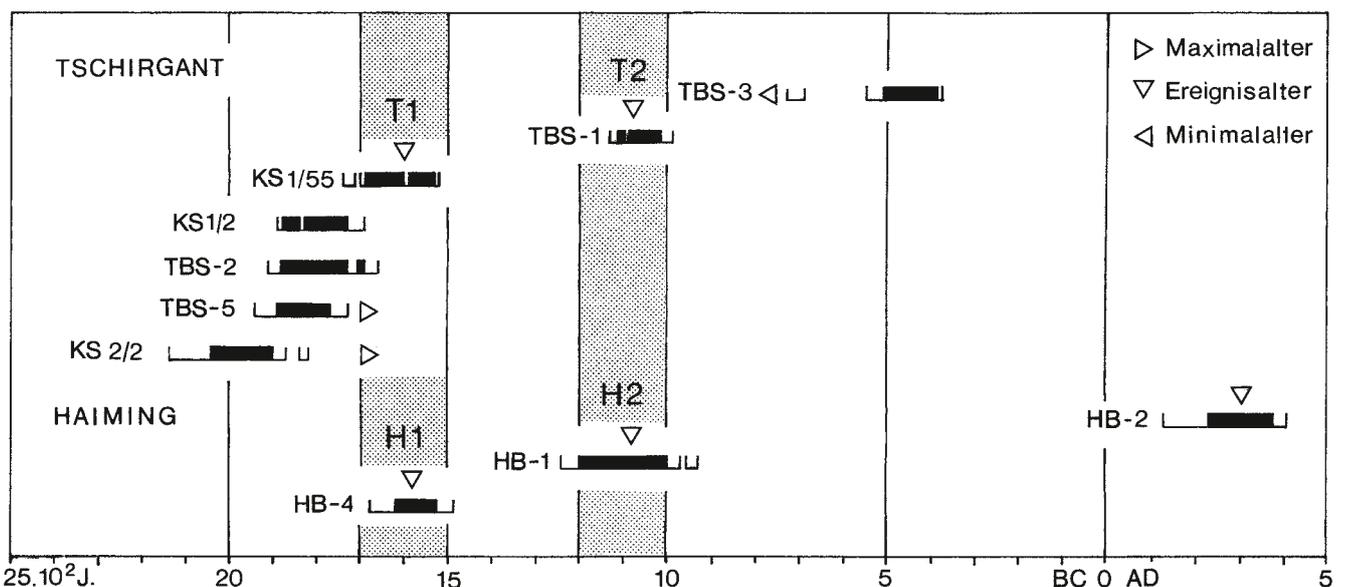


Abb. 14. Diagramm der Radiokarbonaten aus den Bergsturzgebieten vom Tschirgant und von Haiming.

Dank

Die kartografische Bearbeitung der Karte hat Ing. Gerhart Moser, ehem. Kartograf des Österreichischen Alpenvereins, mit dem den Verfasser eine langjährige schöne

Zusammenarbeit verbindet, in freundschaftlicher Weise durchgeführt. Dies sei auch an dieser Stelle hervorgehoben und bestens bedankt.

Literatur

ABELE, G. (1991): Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen. – Jahresbericht 1989–1990 d. Zweigvereins d. Österr. Geogr. Ges., Innsbruck.

FELBER, H. (1970): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik V. – Mitt. des Instituts f. Radiumforschung und Kernphysik, **614**, 62–76, Wien.

FELBER, H. & PAK, E. (1971): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik VII. – Mitt. des Instituts für Radiumforschung und Kernphysik, **640a**, 105–120, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Ötztal (5146). – Geol. B.-A., Wien.

HAMMER, W., OHNESORGE, T., SANDER, B. & KERNER VON MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt 5146 - Ötztal. – Geol. B.-A., Wien.

HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. – Wiss. Alpenvereinshefte, **20**, 126 S., Univ. Vlg. Wagner, Innsbruck.

HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. – Innsbrucker Geogr. Studien, **2**, 213–249.

KREUSS, O. (Komp.) (2009): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 115 Reutte, Stand 2009. – Geol. B.-A., Wien

KREUSS, O. (Komp.) (2011a): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 145 Imst, Stand 2011. – Geol. B.-A., Wien

KREUSS, O. (Komp.) (2011b): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 146 Oetz, Stand 2011. – Geol. B.-A., Wien

MOSER, M. (Komp.) (2010): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 116 Telfs, Stand 2010. – Geol. B.-A., Wien

NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2000): Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. – *The Holocene*, **10/2**, 191–199.

NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). – *Z. f. Gletscherkunde u. Glaziologie*, **36** (2000), 1–87, Innsbruck.

PATZELT, G. (2012a): Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. – *Jb. Geol. B.-A., Wien Jb. Geol. B.-A.*, **152/1–4**, 25–38, Wien.

PATZELT, G. (2012b): Bergstürze im 2. Jahrtausend vor Chr. im Ostalpenraum. – In: MELLER, H., BARTEMES, F., BORK, H.-R. & RISCH, R. (Hrsg.): 1600 – Kultureller Umbruch im Schatten des Thera-Ausbruchs? – 4. Mitteldeutscher Archäologentag vom 14. bis 16. Oktober 2011 in Halle/Saale, (in Vorbereitung).

PATZELT, G. & POSCHER, G. (1993): Der Tschirgantbergsturz. – *Geologie des Oberinntaler Raumes*. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Mieming/Tirol 1993, 208–213.

PRAGER, C., ZANGERL, C., BRANDNER, R. & PATZELT, G. (2007): Increased rockslide activity in the Middle Holocene? New Evidences from the Tyrolean Alps (Austria). – In: MCINNES, R., JAKWAYS, J., FAIRBANK, H. & MATHIE, E. (Eds): *Landslides and Climatic Change, Challenges and Solutions*, p. 25–34, Taylor & Francis.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 12. September 2012, Angenommen: 11. Oktober 2012

Die Bergstürze vom Pletzachkogel, Kramsach, Tirol

GERNOT PATZELT*

7 Abbildungen, 2 Tabellen, 1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 119 Schwaz
Blatt 120 Wörgl

Nördliche Kalkalpen
Spätglazial
Bronzezeit
Römerzeit
Talgeschichtliche und kulturhistorische Folgen

Inhalt

Zusammenfassung	25
Abstract	26
Einleitung	27
Die Karte des Bergsturzgebietes	28
Kartometrische Auswertung	28
Morphologisch-stratigrafische und zeitliche Differenzierung der Sturzereignisse	28
Der spätglaziale Bergsturz (1)	28
Zeitliche Eingrenzung	29
Sturzereignisse des mittleren Postglazials (2)	29
Zeitliche Festlegung	30
Der römerzeitliche Bergsturz (3)	30
Der Stauraum im Inntal	32
Datierungen	32
Die Auenstufe zwischen Bergsturz und Zillermündung	34
Felsstürze der jüngsten Vergangenheit (4)	34
Kulturhistorische Folgen	35
Tafel	36
Literatur	38

Zusammenfassung

Das Abbruchgebiet der Bergstürze liegt an der Ost- und Südflanke des Pletzachkogels (1.549 m) im östlichen Rofangebirge und bildet mit scharfen Abrisskanten 300 bis 500 m hohe Wandflanken im anstehenden Oberrhät- und unterjurassischen Rotkalk. Die Sturzhöhe beträgt rund 1.000 m. Im Ablagerungsgebiet bedeckt Bergsturzmaterial heute eine Fläche von insgesamt 6,2 km². Die Kubatur wird auf rund 90 Mio. m³ geschätzt.

Auf der Grundlage einer neuen Karte des Bergsturzgebietes (Taf. 1) werden folgende Bergsturzereignisse unterschieden:

1. Der spätglaziale Bergsturz, der das Brandenberger Tal querte und zum Teil wieder abgetragen oder überlagert wurde. Für dieses Ereignis konnte ein Alter von 12500 ± 400 BC wahrscheinlich gemacht werden.
2. Bergstürze des mittleren Postglazials für eine mehrgliedrige Serie von Sturzereignissen, von denen eines zwischen 2000 und 1700 BC die Inntalsole querte.
3. Ein römerzeitlicher Bergsturz, das mit 3,3 km² flächengrößte Ereignis, der das Inntal sperrte und den Inn staute. Dieser Bergsturz ist durch 6 Radiokarbondatierungen von organischem Material aus überfahrenen und Rückstausedimenten für den Zeitraum zwischen 120–240 AD festgelegt. In seinem Abbruchgebiet sind Felsstürze bis in die Gegenwart aktiv.

Der römerzeitliche Bergsturz hatte als talsperrendes Ereignis weitreichende kulturhistorische Folgen. Es entstand im Unterinntal ein den Verkehr behindernder Grenzraum, in dem im Mittelalter die kirchlichen Verwaltungsgrenzen der Diözesen von Salzburg, Brixen und Freising und die Landesgrenzen von Tirol und Bayern festgelegt wurden. Die Sturzblöcke im Talsohlenbereich wurden über Jahrhunderte als Baustein genutzt und fanden als Bildhauerstein in der Baukunst weite Verbreitung.

*) GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, A 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

The Rockslides of Pletzachkogel, Kramsach, Northern Calcareous Alps, Tyrol

Abstract

The source area of rock falls is situated at the eastern and southern flanks of Pletzachkogel (1.549 m a.s.l.) in the Rofan mountains and displays sharp scarps and 300–500 m high cliffs of Upper Triassic and Lower Jurassic limestone. The drop in altitude amounts to approximately 1.000 m. The fallen material covers an area of 6.2 km² in total. The volume is estimated to be 90 Mio. m³.

A new map of the rock fall area distinguishes between three rock fall events:

- (1) A late-glacial rock fall which crossed the Brandenburg valley and is now partly eroded or covered by younger material. The age of this rock fall is probably 12500 ± 400 BC.
- (2) Rock falls of the Middle Postglacial which comprise a series of events one of events, one of them crossed the bottom of the Inn valley between 2000 and 1700 BC.
- (3) A rock fall during Roman times which covered the largest area (3.3 km²) and blocked the Inn valley. This rock fall took place in 120–240 AD as determined by radiocarbon dating of organic material within sediments of the temporarily dammed Inn River. In the source area of this event rock falls still happen today.

By blocking the Inn valley the latest rock fall had far reaching historic consequences. Traffic was impeded and during the Middle Ages the diocese borders of Salzburg, Brixen and Freising as well as the national borders between Tyrol and Bavaria were established in this area. For centuries the rock fall material at the valley bottom was widely used for construction and sculpture.



Abb. 1. Der Bergsturzgebiet vom Pletzachkogel mit der römischen Abbruchnische (links oben), dem Ablagerungsgebiet auf der Inntalsole (größtenteils bewaldet) und dem Stauraum (linke untere Bildhälfte) mit den Burgen Lichtwert und Matzen. Flugaufnahme: 01.04.2001. Blickrichtung N.

Einleitung

Die Bergsturmassen, die von der Ost- und Südflanke des Pletzackkogels (1.549 m) im östlichen Rofangebirge abgefahren sind und das äußere Brandenberger Tal und das Inntal verlegt und abgesperrt haben, prägen die Tal-landschaft in diesem Bereich. Mit einer Fläche von über 6 km² und einer geschätzten Kubatur von insgesamt rund 90 Mio m³ zählen diese Bergstürze zu den Großereignissen dieser Art in den Nördlichen Kalkalpen. Das letzte inntalquerende Sturzereignis hat sich in der bereits historisch fassbaren Römerzeit ereignet. Damals wurde der Inn gestaut, der Stauraum reichte bis ins Zillertal zurück. Die Verkehrswege dieser Zeit wurden dadurch auf einer Strecke von mindestens 5 km unterbrochen und der nutzbare Talbereich stark eingeengt. Damit entwickelte sich hier ein Grenzraum, in dem im Mittelalter die Bistumsgrenzen von Salzburg, Brixen und Freising und die politische Grenze zwischen Tirol und Bayern festgelegt wurden. Der Bergsturz erweist sich damit als ein Naturereignis mit weitreichenden und nachhaltigen kulturhistorischen Folgen. Einen Überblick über den Untersuchungsraum gibt Abbildung 1.

Aufgrund seiner Lage im Talraum wurde der Bergsturz seit Beginn der geologischen Forschung beachtet. Karto-

grafisch ist er von AMPFERER & OHNESORGE (1918) in der geologischen Spezialkarte 1:75.000 erstmals gut erfasst. SCHEIBER (1950) gibt in einer monografischen Darstellung des Bergsturzes einen zusammenfassenden Literatur-überblick und eine detailreiche Kartenskizze als Ergebnis entsprechender Geländebeobachtungen und Kartierungen. SCHEIBER fasst das Sturzereignis als ein zeitlich einheitliches auf, das er mit morphologischer Argumentation in spätglaziale Zeit – „älter als die Ablagerung dieser ältesten Lokalmoränen“ im Rofan (S. 69) – stellt. Den aktuellen Kenntnisstand mit umfassender Darstellung der historischen Bergsturzfolgen gibt NEUHAUSER (2006).

Die in den letzten Jahrzehnten entwickelten geochronologischen Methoden lassen heute vielfach eine bessere zeitliche Abgrenzung, oft auch eine Datierung geologischer Vorgänge zu. In der vorliegenden Arbeit liegen der zeitlichen Gliederung insgesamt 23 Radiokarbondatierungen zugrunde, die in Tabelle 1 zusammengestellt sind. Die Kalibration der konventionellen ¹⁴C-Alter erfolgte einheitlich nach Oxcal v3.10 (BRONK RAMSEY, 2005). Die im Text verwendeten Zeitintervalle entsprechen durchwegs dem 2 σ -Bereich, in dem mit 95 % Wahrscheinlichkeit das wahre Alter der Proben liegt.

Probe	Nummer	Höhe m ü. M.	Material	Labor-Nr.	conv. ¹⁴ C-Alter BP	kalib. Alter BC / AD (1 σ)	kalib. Alter BC / AD (2 σ)
Frauensee	1	541,2	Gy	Utc - 7145	12380 +/- 70	12640 BC - 12210 BC	12900 BC - 12100 BC
Krummsee	1	557,7	Gy	Hv - 5279	12480 +/- 90	12820 BC - 12320 BC	13050 BC - 12200 BC
Pletzack	1	ca. 515	H	VRi - 304	3630 +/- 90	2140 BC - 1880 BC	2300 BC - 1700 BC
Pletzack	2	ca. 518	H	VRi - 305	3690 +/- 90	2200 BC - 1950 BC	2450 BC - 1750 BC
Hagau	2/1	519,7	H	VRi - 1995	1800 +/- 50	130 AD - 320 AD	80 AD - 350 AD
Hagau	2/2	519,2	H	VRi - 1997	1960 +/- 50	40 BC - 90 AD	100 BC - 140 AD
Hagau	2/3	519,6	Hu	VRi - 1996	2360 +/- 50	520 BC - 380 BC	750 BC - 200 BC
Münster	M - 1/1	518,2	Gy	VRi - 2026	2060 +/- 50	170 BC - AD	200 BC - 60 AD
Münster	M - 2/1	518,3	Hk	VERA - 2075	1860 +/- 35	80 AD - 220 AD	70 AD - 240 AD
Münster	M - 3/1	518,3	PR	VERA - 2988	1865 +/- 35	80 AD - 220 AD	70 AD - 230 AD
Münster	M - 3/2	518,2	T	VRi - 2159	1870 +/- 50	70 AD - 220 AD	20 AD - 260 AD
Münster	M - 3/3	517,8	H	VRi - 2160	3480 +/- 50	1880 BC - 1740 BC	1940 BC - 1680 BC
Münster	M - 3/4	517,7	H	GrN - 28787	4320 +/- 40	3010 BC - 2890 BC	3080 BC - 2880 BC
Münster	M - 5/1	518,2	Hk	VERA - 3519	1845 +/- 35	125 AD - 220 AD	70 AD - 250 AD
Münster	M - 5/2	518,1	Hk	VERA - 3518	1995 +/- 35	40 BC - 55 AD	90 BC - 80 AD
Münster	M - 6/1	518,2	Hk	VERA - 4133	1810 +/- 35	130 AD - 250 AD	120 AD - 330 AD
Matzenpark	BM - 1	524,6	Hk	VERA - 1948	12405 +/- 50	12640 BC - 12260 BC	12900 BC - 12150 BC
Matzenpark	BM - 2	502,4	Kn	VERA - 2224	12435 +/- 35	12670 BC - 12310 BC	12900 BC - 12200 BC
Brixlegg	BR - 1	511,5	H	VERA - 4090	360 +/- 35	1460 AD - 1630 AD	1450 AD - 1640 AD
E-Bohrung	EKB - 28/2	519,5	H	VERA - 2673	7695 +/- 30	6570 BC - 6475 BC	6600 BC - 6460 BC
E-Bohrung	EKB - 28/1	519,1	PR	VERA - 2672	7870 +/- 35	6770 BC - 6640 BC	6910 BC - 6600 BC
Rettungsschacht	RS - 14/1	512	H	VERA - 4499	9225 +/- 50	8540 BC - 8340 BC	8570 BC - 8290 BC
Rettungsschacht	RS - 13/1	512,5	H	VERA - 4498	9550 +/- 40	9120 BC - 8000 BC	9140 BC - 8760 BC

Abkürzungen:

H - Holz, Hk - Holzkohle, T - Torf, Gy - Gytija, Hu - Humus, Kn - Knochen, PR - Pflanzenreste

Tab. 1.
Die Radiokarbon-Daten, die der Arbeit zugrunde liegen.

Ergänzend zu den Datierungsmöglichkeiten kommt hinzu, dass die rege Bautätigkeit im Gebiet eine große Zahl neuer Aufschlüsse schafft und damit einen wesentlich verbesserten Einblick in den Aufbau der Sturzablagerungen ermöglicht. Eine Neubearbeitung des Bergsturzareals erschien damit gerechtfertigt.

Die Karte des Bergsturzgebietes

Die Geländebegehung und Kartierung für die neue Bergsturzkarte (Taf. 1) wurden in den Jahren 2000–2006 durchgeführt. 2010/2011 erfolgte eine Überarbeitung und Ergänzung, mit Abschluss im März 2011. Die kartografische Bearbeitung wurde an der Geologischen Bundesanstalt, Wien, durch Frau Monika Brüggemann-Ledolter vorgenommen.

In der Karte ist das die Bergstürze umgebende Gelände miterfasst. Anstehender Fels (grau) ist jedoch nicht differenziert. Die großflächige eiszeitliche Moränenbedeckung (gelb) und die fluviatilen Sedimente (grün) lassen das Bergsturzareal deutlich hervortreten. In diesem wurden anhand morphologischer und stratigrafischer Kriterien drei Sturzgebiete unterschieden (dunkelbraun, hellbraun, rosarot). Der Blockwall und die rezente Felssturzhalde unter der Abbruchnische der Südflanke des Pletzackkogels sind hellrosa ausgeschieden.

Im Mündungsbereich der Brandenberger Ache und des Alpbaches liegen die älteren fluviatilen Sedimente der Bergsturzumrahmung (grün, dunkelgrün). Der Staubereich des letzten, das Inntal querenden Bergsturzes ist vor allem durch die Terrasse von Asten-Tegernfeld (grünpunktiert) gekennzeichnet, die sich mit bogenförmigen Erosionsböschungen von der Austufe (hellgrün) abhebt. In der Austufe selbst ist der historisch fassbare Innverlauf mit den Flussverbauungsmaßnahmen dargestellt. Damit ist auch kartografisch ein Anschluss an die jüngste Fluss- und Talgeschichte gegeben.

Kartometrische Auswertung

Die Karte erlaubt eine gute flächenhafte Auswertung des Bergsturzareals, das insgesamt 6,2 km² einnimmt (Tab. 2). Dabei ist zu beachten, dass nur der römerzeitliche Bergsturz (3) und die Felsstürze der jüngsten Vergangenheit (4) in ihrer Ausdehnung vollständig fassbar sind. Die Ablagerungen der älteren Sturzereignisse (1, 2) sind zum Teil überdeckt oder erodiert und in ihrer ursprünglichen Ausdehnung nicht erhalten.

Die Kubaturen lassen sich nur als Schätzwerte angeben, denen hier eine mittlere Mächtigkeit von 15 m zugrunde liegt. Die damit ermittelte Gesamtsumme von 93x10⁶ m³ dürfte jedoch eher einen oberen Grenzwert darstellen. Bei einer mittleren Mächtigkeit von 10 m ergäbe sich eine Kubatur von rund 60x10⁶ m³, ein Wert der zu gering erscheint.

Für eine genauere Kubaturerfassung fehlen die dafür notwendigen Grundlagen.

Der römerzeitliche Bergsturz (3) hat eine Fahrbahnlänge von 3,5 km und eine Fahrböschung von 15°. Die Sturzhöhe vom höchsten Punkt des Abbruchgebietes bis zum tiefsten Punkt der Ablagerung beträgt 980 m. Dieser Wert gilt in der Größenordnung auch für die älteren Bergstürze.

Morphologisch-stratigrafische und zeitliche Differenzierung der Sturzereignisse

Der spätglaziale Bergsturz (1)

Das Abbruchgebiet liegt nördlich des Pletzackkogels und ist westseitig durch eine über 200 m hohe Felswand gekennzeichnet. Es ist mit scharfer Abrisskante spitzwinklig klar umgrenzt.

Die Abrisskante setzt sich nach Nordosten bis in die Ostflanke des Sonnwendjoches (1.785 m) fort. Dort wurde ein isolierter Bergsturzkörper mit einigen scharfkantigen Großblöcken und einer Fläche von ca. 9 ha kartiert. Er liegt außerhalb des Betrachtungsrahmens, seine farbliche Zuordnung zum spätglazialen Sturzereignis ist nicht zwingend.

Südwestlich der Klosteralm ragt steil und über 50 m hoch ein Felskörper auf, der vom Felshang ebenso steil durch eine Rücktiefung abgesetzt ist. Es wird darin eine Felsgleitung gesehen. Da die spätglaziale Moräne (hellgelb) teilweise bis an diesen Fels reicht und angelagert erscheint, muss die Felsgleitung älter sein als diese, und damit auch älter als der hier besprochene Bergsturz. Damit ist ein Hinweis gegeben, dass Massenbewegungen dieser Art schon während des spätglazialen Eisfreiwerdens der höher gelegenen Gebiete erfolgt sein können.

Die oben erwähnte Moräne bildet knapp außerhalb der Mittelstation der Liftanlagen eine breite Bastion mit steilem talwärtigem Abfall und hangaufwärts einer teilweise als Doppelwall ausgebildeten Seitenmoräne, die sich bis 1.440 m Höhe verfolgen lässt. Unterhalb der Klosteralm ist diese Moräne zwischen 1.160 und 1.140 m Höhe durch den Bergsturz überfahren und scharf abgeschnitten.

Die größte Mächtigkeit von 25 bis 30 m erreicht die Bergsturzmasse oberhalb der Klosterkirche von Mariatal auf der linken Talseite des Brandenberger Tales, wo durch Aufbrandung bis auf 600 m Höhe die moränenbedeckte Inntalterrasse der Reintaler Seen (Oberangerberg) gerade noch erreicht wurde. Durch eine flache Talung oberhalb der Klosterkirche ist ein ehemaliger Abfluss der Ache und die Stauhöhe angezeigt. Westlich davon hat sich die Ache zum heutigen Verlauf eingeschnitten. Dabei wurden am rechten Uferhang konglomerierte Kiese freigelegt, die von Grundmoräne überlagert- und damit als prähochglazial einzustufen sind. Die Moränenoberfläche ist durch einen Quellhorizont angezeigt. Erst darauf liegt wieder mehrere Meter mächtiges Bergsturzmaterial.

	Kartenfläche (km ²)	Kubatur (10 ⁶ m ³ , bei 15 m mittl. Mächtigkeit)
1 Spätglazialer Bergsturz	1,5	ca. 22
2 Sturzereignisse des mittleren Holozäns	1,2	ca. 18
3 Römerzeitlicher Bergsturz	3,3	ca. 50
4 Felsstürze der jüngsten Vergangenheit	0,2	ca. 3
Summe	6,2	ca. 93

Tab. 2. Flächen und Kubaturen der Bergstürze vom Pletzackkogel.

Die liegenden Kiese und Schotter sind auch talabwärts in der steilen Erosionsböschung der Ache beim Parkplatz der Liftstation aufgeschlossen und von Bergsturzböcken überlagert, wobei hier die dazwischen liegende Moräne fehlt. Der von der Liftstation nach SW sanft ansteigende Hang ist landwirtschaftliches Kulturland und wurde zuletzt für den Skibetrieb teilweise planiert. Aufschlüsse in Baugruben zeigen unter tiefgründiger Verwitterung Bergsturzmaterial.

Der südlichste Teilbereich, der diesem Bergsturz zugeordnet wird, ist dicht besiedelt und durch fortgesetzte Baumaßnahmen gut erschlossen. An der Ostecke dieses Schuttkörpers verzeichnet die geologische Spezialkarte Grundmoräne. Eine erkennbare Abbaugrube in dieser Lage ist jedoch vollkommen verbaut und die Karteneintragung nicht nachprüfbar. Ansonsten zeigten alle besichtigten Baugruben in diesem Bereich Bodenprofile mit tiefgründiger Verwitterung auf Bergsturzschild. Liegende Moräne oder Flussschotter wurde auch in 3 bis 4,5 m Tiefe in keinem Fall erreicht. Die Bergsturzaflagerungen sind, wie die Erosionsböschungen zeigen, zurückversetzt. Sie zeigen eine Mindestreichweite und eine entsprechende Einengung der Innentalsohle an.

Die Brandenberger Ache hat in ihrem trichterförmigen Mündungsbereich das Bergsturzmaterial ausgeräumt und nachfolgend Schwemmfächer sedimentiert, die ihrerseits wieder erosiv zerschnitten sind. Damit wird für das Bergsturzereignis ein höheres nacheiszeitliches Alter angedeutet, das wie folgt konkreter gefasst werden kann.

Zeitliche Eingrenzung

Die Moränen im Bereich der Klosteralm lassen die Rekonstruktion eines stadialen Gletscherstandes zu, für den eine Schneegrenzhöhe zwischen 1.450 und 1.500 m notwendig war. Das ist trotz aller Unsicherheiten eindeutig tiefer, als es für das Gschnitzstadium festgelegt wurde (PATZELT et al., 1976) und das für die Zeit um 16000/16300 BP datiert ist (IVY-OCHS et al., 2006). Die Klosteralm-Moräne muss älter sein. Die Überfahrung dieser Moräne durch den Bergsturz ist um einen hier unbestimmbaren Zeitraum jünger als die Moräne.

Die Abflüsse vom Krummsee und Frauensee haben bei ihrer Einmündung in die Talung der Brandenberger Ache einen Schwemmfächer aus groben Bachschottern geschüttet, der auch kristalline Komponenten aufgearbeiteter Grundmoräne enthält (in der Karte dunkelgrün). Diese Sedimentation erfordert einen stark wasserführenden Bach, für den die Transportkraft der jetzigen Seeabflüsse sicher nicht ausreicht. Es wird dafür ein spätglazialer Abfluss angenommen, wie er im Zuge von Toteisschmelze im Bereich der Reintaler Seen möglich gewesen sein kann. Der Schwemmfächer liegt rechts dem Bergsturz auf und ist daher jünger als dieser. Eine Bodenbildung und damit ein größerer zeitlicher Abstand zwischen Bergsturz- und Schwemmfächersedimentation waren nicht erkennbar, allerdings sind für weitere Schlussfolgerungen die Aufschlussverhältnisse nicht ausreichend.

Rund 350 m östlich außerhalb des Bergsturzareals liegt in einer großen Toteismulde ohne oberflächlichen Zufluss der Frauensee (Taf. 1, Pkt. 4). Ein 928 cm langes Profil aus

Torf und Gytjtja-Sedimenten hat WALDE (1999) pollenanalytisch untersucht. Das Profil enthält in 790–829 cm Tiefe eine markant ausgeprägte Sandlage, die sich von unter- und überlagernden Gytjtja-Schichten deutlich abhebt. Die vier Pollenspektren des sandigen Sedimentes zeigen eine deutliche Entwicklung zur Wiederbewaldung durch Birke und Föhre und geben keinen Hinweis auf eine Klimaverschlechterung.

Die Tongytjtja im Liegenden der Sandlage enthält organische Reste (Nadeln von *Juniperus*, Holz von *Alnus* und *Betula*). Die Komponenten der scharf abgegrenzten Sandlage mit einem Dolomitgehalt von 14–16 % sind kantig bis schwach gerundet und sicher nicht glazigen. Die Kalkgytjtja darüber enthält nur mehr 1–7 % Dolomit.

Das anorganische Material dieses Profilabschnittes hat Volkmar Stingl (pers. Mitteilung) analysiert. Es ist ortsfremd, könnte aber aus den Gesteinen der Pletzackkogelflanke stammen.¹ Das spricht dafür, dass die Sandlage als Flugsand während des Bergsturzes sedimentiert wurde.

In dem rund 1 km östlich des Frauensees in einer geschlossenen Toteismulde gelegenen Moor beim Krummsee (565 m, Taf. 1, Pkt. 5) war in den entsprechenden Horizonten kein anorganisches Sediment erkennbar (BORTENSCHLAGER, 1984). So weit hat die Sedimentfahne des Bergsturzes offenbar nicht gereicht.

Im Frauensee-Profil ergab eine ¹⁴C-Datierung von Holzresten (Nadeln von *Juniperus*, Holz von *Alnus* und *Betula*) am Überlagerungskontakt im Liegenden der Sandschicht ein konventionelles ¹⁴C-Alter von 12380 ± 70 BP (WALDE, 1999), entsprechend einem kalibrierten Alter von 12900–12100 BC. Damit fiel das Bergsturzereignis in die 2. Hälfte des Bölling-Interstadials. Die angeführten morphologischen Argumente widersprechen dieser Zeitstellung nicht.

Solange keine stratigrafisch besser fassbare Datierung vorliegt, wird angenommen, dass der spätglaziale Bergsturz vom Pletzackkogel in der Zeit um 12500 ± 400 vor Christus abgefahren ist.

Sturzereignisse des mittleren Postglazials (2)

Die Abbruchnische der Ostflanke des Pletzackkogels mit dem Gipfel (1.549 m) als höchstem Punkt ist über 500 m hoch und im unteren Wandteil durch eine Bruchkante noch versteilt. Das Ablagerungsgebiet der Sturzmassen (in der Karte hellbraun) ist durch mindestens drei größere Schuttloben gegliedert, die morphologisch abgrenzbar sind, sich aber mangels geeigneter Aufschlüsse stratigrafisch nicht trennen lassen. Sie sind daher auf der Karte zusammenfassend dargestellt.

Der markanteste Schuttlobus, auf dem das Kloster Hilarienberg (587 m) steht, fällt mit 60 m hoher Böschung zur Innentalsohle in der „Lohe“ (515 m) ab. Bergwärts ist oberhalb des Klosters in ca. 590 m Höhe ein Seitenlobus mit ebenso ausgeprägter Steilböschung ausgebildet, auf dem auffallend große Felsblöcke liegen. Ob und in welcher Form ein Zusammenhang mit der großen Schuttbastion am Geschriebenstein (820 m) besteht, muss offen bleiben. Auffallend ist im Bereich des „Kalten Brunnens“ die Häufung von großen Blöcken. Von hier bis zur Sohle ist die Südwestflanke dieser Blockschuttlagen vom jüngeren Bergsturz (3) unterschritten oder überlagert.

¹ Die Probe wurde vom Verfasser aus der Bohrkernkiste knapp vor deren Entsorgung entnommen. Herr Volkmar Stingl hat die Sedimentanalyse kollegial am Institut für Geologie der Universität Innsbruck durchgeführt und das Ergebnis handschriftlich mitgeteilt, wofür auch an dieser Stelle entsprechend gedankt sei. Eine vorgesehene neue Bohrung und entsprechende Beprobung dieses Profilabschnittes ist aus Kostengründen nicht mehr erfolgt.

Orografisch rechts ist außerhalb eines markanten Blockwalles des römischerzeitlichen Sturzes (3) ein schmaler Blockschuttstreifen erhalten, der morphologisch älter erscheint und der postglazialen Bergsturzgruppe zugeordnet wird. Oberhalb des Wasserfalles des Habacher Baches ist in der steilen Erosionsböschung die Abgrenzung von älterem und jüngerem Blockschutt nicht im wünschenswerten Maße möglich.

Die Blockschuttmassen zu beiden Seiten des jüngsten Bergsturzes (4) lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass postglaziale Stürze mit breiten Schuttlagen auch die Inntalsole erreichten. Für ein talquerendes Sturzereignis gibt es einen stratigrafischen Beleg im Aufschluss Hagau 2.

Zeitliche Festlegung

Im Aufschluss Hagau 2 (Taf. 1, Pkt. 1 und Abb. 4) trennt ein fossiler und gestauchter Boden die römischerzeitliche Sturzmasse im Hangenden von dünn verteilten Bergsturzböcken im Liegenden. Der fossile Boden ergab ein Radiokarbonalter von 2360 ± 50 BP (Hagau 2/3), entsprechend einem kalibrierten Alter von 750–200 vor Christus. Es ist dies ein Mindestalter für die Bergsturzaablagerung im Liegenden des Bodens.

Aus dem Ablagerungsbereich auf der Inntalsole liegen 2 weitere ^{14}C -Datierungen vor², die ein ereignisnahes Maximalalter für den Bergsturz darstellen dürften. Eine Holzprobe aus dem Schluff an der Basis des Bergsturzes wurde von Arbeitern bei einer Brunnengrabung im Steinbruch-Kalkwerk Einberger geborgen. Sie ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 3630 ± 90 BP (Pletzach 1, Tab. 1), entsprechend einem kalibrierten Alter von 2300–1700 vor Christus. Eine zweite Holzprobe wurde während des Autobahnbaues nahe der Brücke von Brixlegg aus Innsedimenten an der Bergsturzbasis 1971 von Heuberger geborgen. Sie ergab ein übereinstimmendes konventionelles ^{14}C -Alter von 3690 ± 90 BP (Pletzach 2, Tab. 1), entsprechend einem kalibrierten Alter von 2450–1750 vor Christus (FELBER, 1973). Die beiden Probenentnahmestellen sind rund 800 m voneinander entfernt. Ihre zeitgleiche Verschüttung weist auf ein Sturzereignis hin, welches das Inntal querte und vom römischerzeitlichen Bergsturz (3) nur wenig übertrafen wurde.

In Münster-Bachleiten ist im Profil M-3 (Taf. 1, Pkt. 2, im Text Abb. 5) eine ältere Schluffeinschwemmung mit eingelagerten Holzresten auf konv. 3480 ± 50 BP (M-3/3) datiert, entsprechend einem kalibrierten Alter von 1940–1680 vor Christus. Damit überlappt es im 2σ -Bereich die Alter der beiden Proben von der Bergsturzbasis, im 1σ -Bereich erscheint es etwas jünger als diese. Unter der Annahme, dass die Schlufflage infolge des Staus durch den Bergsturz sedimentiert wurde, wäre damit das Sturzereignis datiert. Es fiel in die Zeit zwischen 2000 und 1700 vor Christus. Eine Bestätigung dieser zeitlichen Stellung mit schärferer Eingrenzung des Ereignisses in einem weiteren Profil wäre wünschenswert. Nach den vorliegenden Daten erscheint jedoch ein Bergsturzeignis für die erste Hälfte der Bronzezeit gut festgelegt.

Für den Zeitraum der 1. Hälfte des 2. Jahrtausends vor Christus sind mehrere Bergstürze im Raum der nördlichen Kalkalpen datiert. Der ältere Bergsturz vom Tschirgant

(Oberinntal) ist zwischen 1900 und 1550 vor Christus (vier Datierungen) abgefahren. Der größte, das Inntal querende Bergsturz von Haiming (Oberinntal; PATZELT, 2012) ist für die Zeit zwischen 1680 und 1490 vor Christus datiert. Für den Bergsturz von Eibsee-Grainau aus der Nordflanke der Zugspitze gehen JERZ & POSCHINGER (1995) aufgrund von mehreren Datierungen von einem Sturzereignis vor rund 3700 ^{14}C -Jahren aus, was nach neuer Kalibrierung einer Zeit zwischen 2140 und 2030 vor Christus entspricht. Nimmt man an, dass dem Sturzereignis das jüngste Datum der Serie zeitlich am nächsten liegt, erhält man mit Grainau 3 (3615 ± 65 BP) ein kalibriertes Alter von 2200–1770 vor Christus. Der Bergsturz von Hintersee/Ramsau im Berchtesgadener Land (Bayern) ist nach POSCHINGER & THOM (1995) mit 3520 ± 85 BP ^{14}C -datiert. Das entspricht kalibriert einer Zeit zwischen 2130 und 1620 vor Christus. Diese Bergsturzdaten sind auch in der Datensammlung von PRAGER et al. (2008, Tab. A 1) aufgelistet.

Der bronzezeitliche Bergsturz vom Pletzachkogel fällt somit in eine Zeit, in der sich große Sturzereignisse auffallend gehäuft ereignet haben. Methodisch bedingt ist eine zeitlich schärfere Fassung der einzelnen Ereignisse nicht möglich. Wenn man davon ausgeht, dass große Bergstürze durch Erdbeben ausgelöst wurden, müssten für die 2. Hälfte des 2. Jahrtausends vor Christus Zeitabschnitte mit außergewöhnlicher tektonischer Dynamik postuliert werden. Ob es sich dabei um ein einmaliges oder mehrphasiges Ereignis gehandelt hat, ist derzeit nicht zu sagen.

Es ist auch nicht eindeutig zu klären, welcher der auf der Karte hellbraun zusammengefassten Blockschuttloben diesem Sturzereignis mit talquerender Reichweite entspricht. Nach der morphologischen Situation käme dafür am ehesten der große Lobus in Frage, auf dem das Kloster Hilariberg steht. Ein stratigrafischer Beleg dafür fehlt.

Der römischerzeitliche Bergsturz (3)

Das Abbruchgebiet dieses Bergsturzes ist mit formfrischer Abrisskante von drei Seiten umschlossen. Es setzt südlich des Pletzachkogel-Gipfels in ca. 1.500 m an und bildet eine 250–300 m hohe Wandstufe. Die rostrote Farbe des anstehenden Jurakalkes im frischen Anbruch und der anschließenden Steinschlaghalde hat den alten Lokalnamen „Rettengscheß“ (auch „Rettengschöß“ u.a.) als schönes Beispiel einer die Natur beschreibenden Ortsbezeichnung.

Im linken, östlichen Teil des Abbruchgebietes sind größere Felspartien mit freistehenden Felstürmen vom Anstehenden zwar losgelöst, aber in zum Teil verkippten Partien stark zerrüttet liegen geblieben, damit ein potenzielles Nachsturzgebiet anzeigend.

Das Ablagerungsgebiet überdeckt eine Fläche von 3,3 km² (Tab. 2) und ist fächerförmig mit einer maximalen Breite von nahezu 2 km über der Inntalsole ausgebreitet. Die ursprüngliche Schuttmächtigkeit im Bereich der Inntalsole ist wegen des Jahrhunderte langen Abbaues von Bergsturzböcken nur abzuschätzen. Sie wird im östlichen Teil im Raum um Hagau 5 m, im westlichen Teil 10 m nur kleinräumig überschritten haben. Am nordwestlichen Ende des Steinbruches der Fa. Einberger und nordwestlich der Gebäude der Österreichischen Bundesforste wurden durch den Gesteinsabbau die grundwasserführenden Sedimen-

² Diese Datierungen hat Helmut Heuberger (†) bereits vor 1973 veranlasst, anlässlich einer gemeinsamen Exkursion im Bergsturzgebiet im Jahr 2001 mitgeteilt und nach anregender Diskussion und freundlicher Unterstützung dem Verfasser zur weiteren Bearbeitung überlassen.

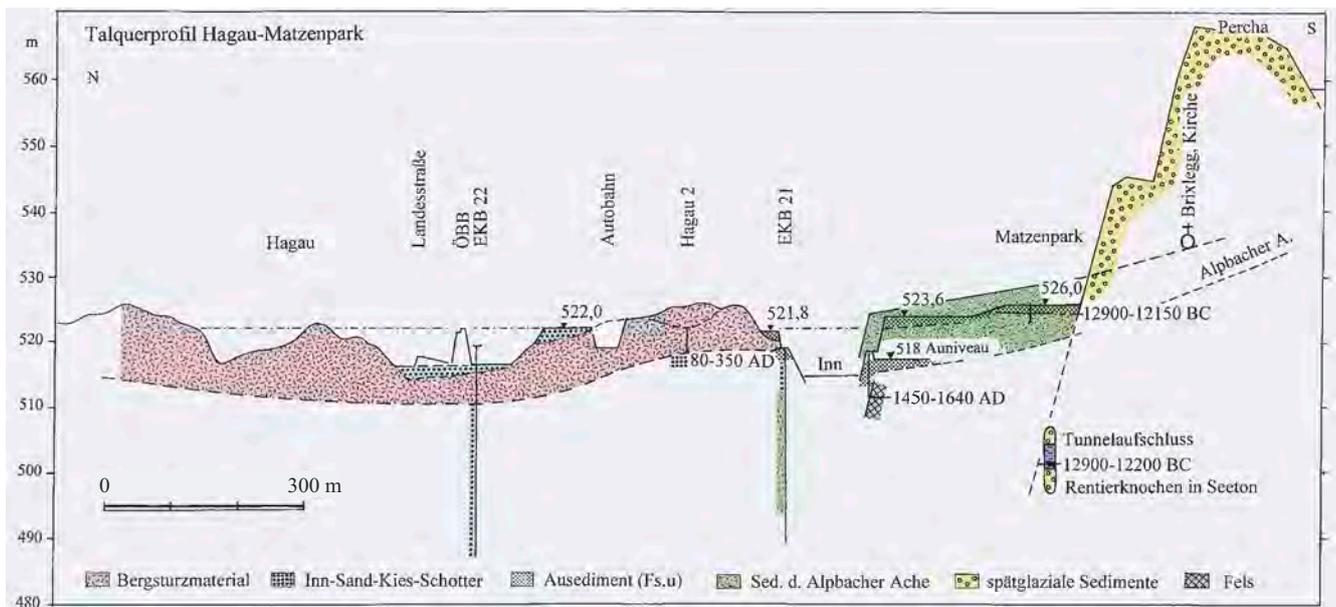


Abb. 2.
Der Bergsturz im Inntalquerprofil zwischen Hagau und Matzenpark.

te der Bergsturzbasis erreicht (in der Karte rot umrandete Signatur).

Der westliche Teil des Bergsturzes ist durch den Habacher Bach überprägt. Auf einer Fläche von über 40 ha ist hier Bergsturzmaterial zu Murschutt umgestaltet und verlagert.

Im flachen Talsohlenbereich erstreckt sich eine schmale Zunge mit Feinsandbedeckung, die als Innstausediment angesehen wird, in das Bergsturzgelände hinein. Östlich davon durchschneidet eine breite Talung den Bergsturz, in der bis 522 m Höhe Innsand liegt, womit die ehemalige Stauhöhe angezeigt ist. In diese Sande ist mit bis zu 5 m eingetieften Erosionsböschungen ein ehemaliger Inn-durchfluss erkennbar, der bemerkenswerterweise beim Hochwasser im Jahre 1965 wieder in Funktion trat (FEIST, 1975: S. 148, Abb. 57). Eine schmale, auskeilende Zunge aus Innsanden über Bergsturzmaterial reicht in 522 m Höhe in den Taleinschnitt hinein, den der Inn jetzt durchfließt.

Die heute erkennbare Reichweite des Bergsturzes ist durch das linke Innufer gegeben. Der ursprüngliche Bergsturzrand hat nur wenig darüber hinaus gereicht, denn im rechten Innuferbereich ist bisher kein Bergsturzmaterial gefunden worden. Die erosive Eintiefung des Inn zum heutigen Verlauf erfolgte entlang der Bergsturzfront. Diese Situation zeigt das Inntalquerprofil (Abb. 2) anschaulich.

Rechts vom Inn gegenüber der Bergsturzfront liegt mit steil abfallender Erosionsböschung der Schwemmfächer des Alpbaches. Er ist im Matzenpark in der Höhe von 526 m von 140 cm mächtigem Aulehm und Feinsand bedeckt (Taf. 1, Pkt. 3), die als Hochflutsedimente des Inns anzusprechen sind. Holzkohlepartikel an der Basis des Aulehms am Kontakt zum Kies des Schwemmfächers aus Alpbacher Gesteinsmaterial ergaben ein konventionelles ¹⁴C-Alter von 12405 ± 50 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 12900–12150 vor Christus (BM-1,

Tab. 1). In ungefähr gleicher geografischer Lage ist beim Tunnelvortrieb für die neue ÖBB-Trasse in ca. 502 m Höhe aus Stillwassersedimenten des Inn ein Oberarmknochen eines Rentieres (*Rangifer tarandus* L.; Bestimmung Gernot Rabeder, Wien) sichergestellt worden, der ein konventionelles ¹⁴C-Alter von 12435 ± 35 BP ergab, entsprechend einem kalibrierten Alter von 12900–12200 vor Christus (BM-2, Tab. 1).³ Die Fundorthöhe dieses Knochens liegt 23 m tiefer als das heutige Auniveau, oder 28 m unter der Geländeoberfläche. Damit wäre die Ablagerung der Inn- und Schwemmfächersedimente des Profiles innerhalb der Fehlergrenzen der Datierungen sehr rasch erfolgt. Eine vorgesehene Wiederholung zur Überprüfung der Datierung von Probe BM-1 an einem neuen Aufschluss war bisher nicht möglich. Auf das übereinstimmende Probenalter aus dem Liegenden der sandigen Sedimentlage im Pollenprofil Frauensee (WALDE, 1999) sei hingewiesen. Ein ursächlicher Zusammenhang dafür ist ohne ergänzende Untersuchung aber nicht herzustellen.

Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen kann die genannte Schwemmfächersedimentation des Alpbaches mit keinem der beschriebenen Bergsturzereignisse in Verbindung gebracht werden. Auch die Höhenlage der Vererbung, auf der der Sportplatz liegt (524,2 m), ist um 2 m höher als die Stauhöhe des römischen Bergsturzes (522 m). Allerdings ist dieser Bereich durch Baumaßnahmen stark verändert und es muss offen bleiben, ob hier nicht auch Innstausedimente eines Bergsturzereignisses liegen. Nach derzeitigem Kenntnisstand ist der Schwemmfächer, in den der Alpbach auf heutiges Inn-Niveau eingetieft ist, noch vor den das Inntal querenden Bergstürzen abgelagert worden. Dem entspricht auch die Auffindung von Alpbach-Sedimenten am östlichen Rand des römischen Bergsturzes nordöstlich des Inn im Bereich des westlichen Brückenkopfes der Eisenbahnbrücke. Sie ist ein Beleg für eine ehemals weiter nach NE reichen-

3 Der Knochen wurde von Mitarbeitern der Brennerbahn GmbH, jetzt ÖBB-Infrastruktur AG, dem Verfasser zur wissenschaftlichen Bearbeitung überlassen. Herr Prof. Dr. Gernot Rabeder, Institut für Paläontologie der Universität Wien, hat die Artbestimmung vorgenommen und Frau Prof. Dr. Eva Maria Wild, Institut für Isotopenforschung und Kernphysik der Universität Wien, mit großer Anteilnahme und dem Seltenheitswert des Objektes entsprechender Sorgfalt den Fund bearbeitet, wofür auch an dieser Stelle entsprechend gedankt wird.

de Schwemmkegelsedimentation. Die von SCHEIBER (1950, S. 72) erwähnten Innschotter, die beim Neubau des linksufrigen Brückenkopfes der Eisenbahnbrücke in diesem Bereich aufgeschlossen waren, können heute nicht mehr eingesehen werden, ebensowenig wie die großflächige Aufschlussituation, die durch den Autobahnbau gegeben war.

Der Stauraum im Inntal

Der Bergsturz hat als talquerende Barriere den Inn gestaut. Westlich davon sind in der Terrasse von Asten-Tegernfeld die feinklastischen Stausedimente großflächig erhalten und bedecken mit einer Fläche von 135 ha heute nahezu die halbe Talbreite. Die Terrassenoberfläche liegt ohne Gefälle großflächig in 521,5 m Höhe und fügt sich damit nahtlos an die Innsedimente innerhalb des Bergsturzgebietes, für die eine Stauhöhe von 522 m ermittelt wurde. Mit dieser Höhe reichte der Stauraum über 5 km bis ins äußere Zillertal in den Bereich des ehemaligen Schlitterer Sees zurück. Die Basis der Stausedimente liegt bei Münster in 518,3 m Höhe, ihre Mächtigkeit erreicht hier 265 cm (Profil M-3, Abb. 5). Die Ablagerung dieser Stausedimente auf den datierten älteren, zum Teil erodierten Sedimenten des Inntales ist im Längsprofil (Abb. 3) deutlich gemacht.⁴

Bei Habach ist in die Terrasse eine flache Talung eingetieft, die mäandrierend nach Norden ausbiegt und im linken Abschnitt den Habacher Bach aufnimmt. Es dürfte sich dabei um eine Abflusssrinne eines Inn-Armes handeln. Bei Grünsbach und Kronbichl streichen flache Schwemmfächer auf der Terrasse aus, die damit im untersten Teil jünger sind als diese.

Im Westen ist die Terrasse zwischen Kronbichl und dem Sportplatz von Münster der steilen 10 bis 15 m hohen Erosionsböschung angelagert, mit der der Murschuttkegel abfällt, auf dem Münster liegt (Abb. 3). Diese Böschung kann nur durch Unterschneidung und Seitenerosion des Inn entstanden sein, womit hier ein Innverlauf nach Norden bis Kronbichl angezeigt ist. Innschotter liegen bei Münster-Bachleiten zwischen 517 und 518 m Höhe. Östlich des Bergsturzes zeigt die stark versumpfte „Lohe“ (515 m) die Auenstufe des alten Innlaufes an, die Höhe der Schotteroberfläche ist hier aber nicht bekannt.

Für die Zeit des Innverlaufes an der nördlichen Talflanke können nur Mindestalter angegeben werden. Sie liegen zeitlich vor den beiden talquerenden Bergstürzen, somit vor 2000–1700 vor Christus. Im Profil M-3 (Abb. 5) ergab ein Baumstamm im Liegenden der Stausedimente ein ¹⁴C-Alter von 4320 ± 40 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 3080–2880 vor Christus. Nach der Profilstratigrafie ist der Inn vor dieser Zeit an der Böschung des Murschuttkegels von Münster entlang geflossen.

Mit der Eintiefung des Inn in die Bergsturzbarriere wurden auch die Stausedimente zum Teil ausgeräumt. Die bogenförmigen, 2 bis 2,5 m steil zum Auenniveau des Inn abfallenden Erosionsböschungen wurden großteils im Zuge landwirtschaftlicher Arrondierung planiert und sind heute nur noch beim Sportplatz von Münster und bei Habach in ursprünglicher Form und Höhe erhalten.

Datierungen

Aufschluss Hagau 2

Im Jahr 2000 wurde für die Brunnenbohrung Hagau 2 (Taf. 1, Pkt. 1) eine Baugrube ausgehoben, deren Ost- und Südwand in Abbildung 4 dargestellt ist. Die für den Bohrplatz planierte Oberfläche lag in 522,7 m Höhe, die ursprüngliche Geländehöhe war ca. 0,5 m höher.⁵ In ca. 4 m

⁴ Für die Möglichkeit der Bohrerndurchsicht und Probenentnahme für Radiokarbondatierungen im Jahr 2001 dankt der Verfasser Herrn Dr. Gerhard Poscher, damals ILF-Beratende Ingenieure. Die Datierungen der Profile RS 13 und RS 14, sowie in der Startbaugrube Brixlegg hat Dr. Manfred Köhler, Abteilung Geologie, ÖBB-Infrastruktur AG veranlasst. Für die freundliche Unterstützung und ertragreiche Zusammenarbeit sei auch an dieser Stelle gebührend gedankt.

⁵ Für die Höhenangaben und weitere freundlich zur Verfügung gestellte Informationen zur Brunnenbohrung dankt der Verfasser Herrn Dr. Gert Gasser, Hydrogeologe, Jenbach-Rotholz, in gebührender Weise.

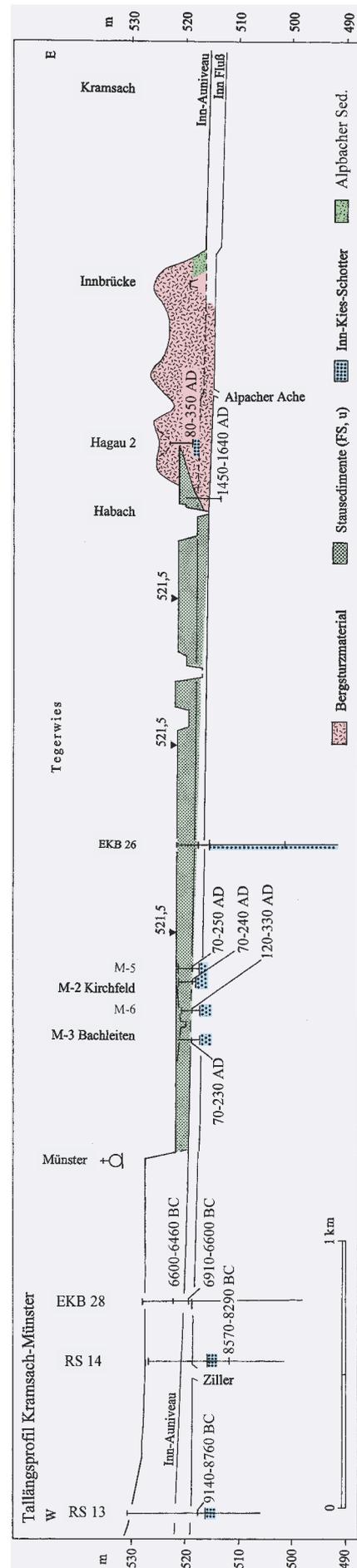


Abb. 3. Inntal-Längsprofil mit Bergsturz und Stauraum zwischen Kramsach und Münster.

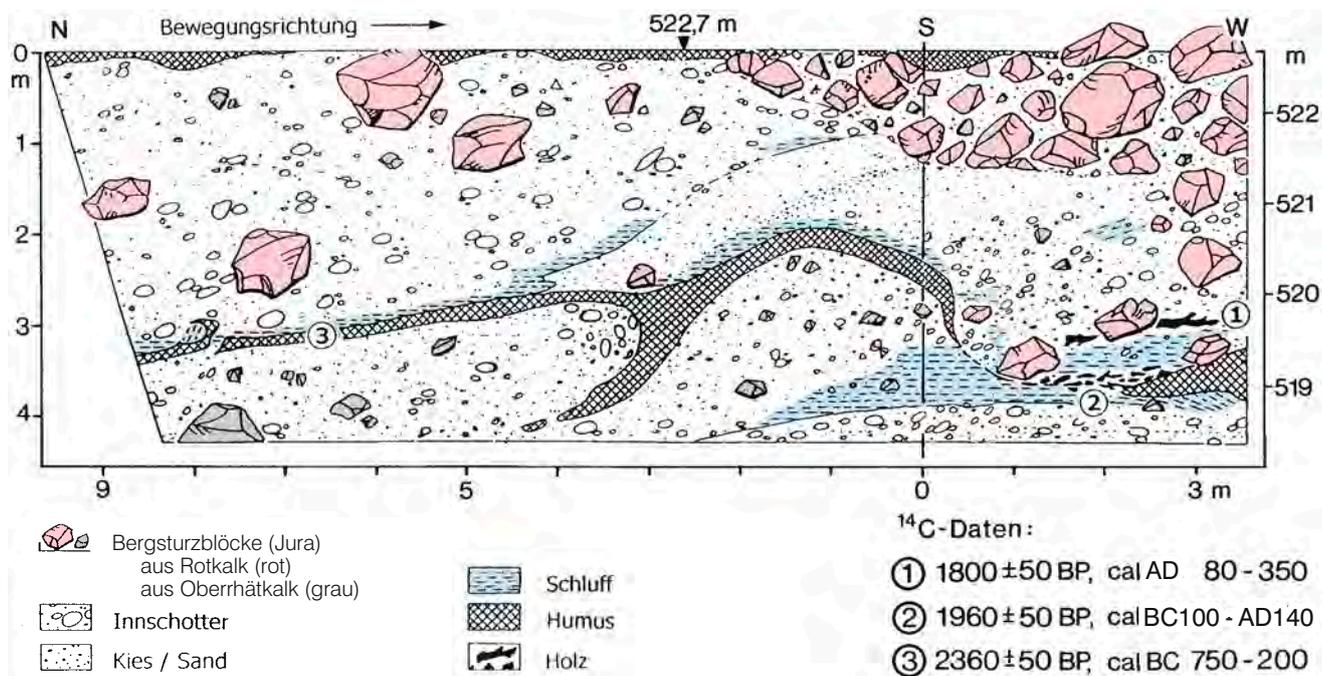


Abb. 4. Das Aufschlussprofil bei der Brunnenbohrung Hagau 2.

Tiefe wurden Innschotter angetroffen, darüber lagen durch eine Humuslage getrennt, 2 Bergsturzkörper. Die nach rechts leicht ansteigende Humuslage war zu einer überkippten Falte zusammengeschieben und links in einer kleinen Struktur abgetrennt und aufgebogen, woraus sich die Bewegungsrichtung von N nach S gut ableiten ließ.

obertriassischen Riffkalken an, während die Blöcke im Hangenden im auffallenden Gegensatz dazu nur aus rot-fleckigem Unterjura-Kalk bestehen, die rechts nahezu die gesamte Profilhöhe einnehmen. Die Humusschicht wurde ¹⁴C-datiert und ergab ein konventionelles Alter von 2360 ± 50 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 750–200 BC (Hagau 2/3). Das Bergsturzmaterial darunter wurde während eines hier nicht bestimmbareren Zeitraumes vor diesem Datum abgelagert.

Die wenigen in sandiger Matrix schwimmenden Bergsturzblöcke im Liegenden der Humuslage gehören den hellen

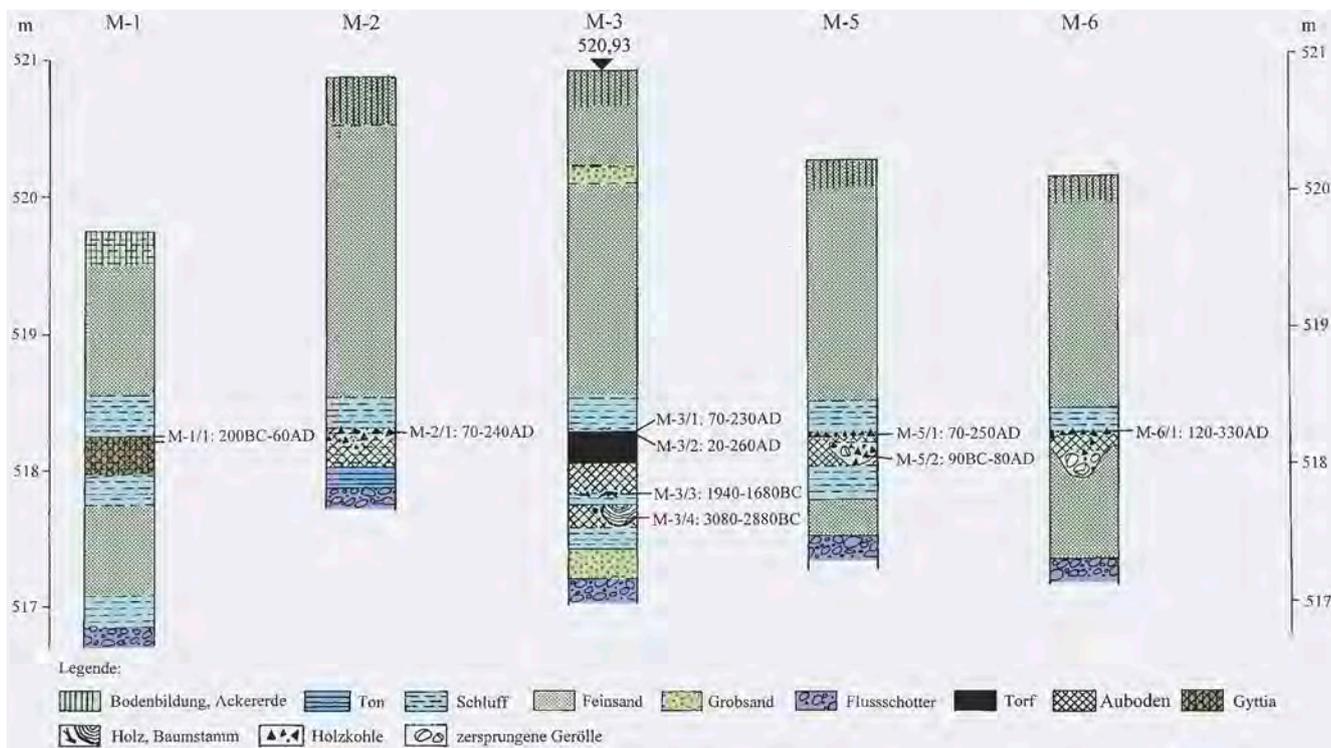


Abb. 5. Sedimentprofile von Hausbaugruben zwischen Münster und Asten.

Im südlichen Teil des Aufschlusses lag auf dem fossilen Humus, in Schluff eingebettet, eine Schicht von kleinstückigem Schwemmh Holz. Ein Stück davon wies an 2 Seiten eindeutige Schnittflächen auf und hatte die Form eines Hackspanes, wie er bei Fällarbeiten mit einer Hacke entsteht. Damit ist menschliche Anwesenheit und Tätigkeit im Gebiet angezeigt. Ein Holzstück von Erle aus dieser Lage ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 1960 ± 50 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 100 BC–140 AD (Hagau 2/2). 50 cm darüber, im Kontaktbereich von Ausediment und überlagerndem Bergsturzmaterial lag der gebrochene Ast einer Tanne (Holzartbestimmungen von Kurt Nicolussi, Innsbruck), der ein ^{14}C -Alter 1800 ± 50 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 80–350 AD (Hagau 2/1) ergab. Damit war ein ereignisnahes Datum für den Bergsturz gegeben, das allerdings wegen der turbulenten Ablagerungsbedingungen im Bergsturzsediment stratigraphisch nicht ausreichend gesichert erschien. Eine Bestätigungsmöglichkeit wurde gesucht und im Staubereich bei Asten gefunden.

Hausbaugruben bei Asten

Im Siedlungsbereich zwischen Kirchfeld und Bachleiten südwestlich von Asten (Taf. 1, Pkt. 2) wurden in den Jahren zwischen 2001 und 2006 mehrere Neubauten errichtet. Insgesamt fünf Hausbaugruben konnten untersucht werden, in denen jeweils die Stausedimente der Asten-Tegernfeld-Terrasse bis auf den liegenden Innschotter abgegraben wurden, wodurch deren Basis freigelegt war



Abb. 6. Baugrubenaufschluss und Sedimentprofil M-5. Stausediment des römischen Bergsturzes mit überlagertem Auboden (Bildmitte). Foto: 12.02.2005.

(als Beispiel siehe Abb. 6). Der Überlagerungskontakt war jeweils scharf, es konnte sehr präzise Probenmaterial für die ^{14}C -Datierung entnommen werden. Die Sedimentprofile mit den Datierungsergebnissen sind in Abbildung 5 und Tabelle 1 zusammengestellt. Die Probenalter von fünf Proben stimmen sehr gut überein und bestätigen das Ergebnis von Hagau 2/1. Probe Münster M-1/1 ist wenig, aber signifikant älter, weil hier zur Datierung 3 cm Gytja verwendet werden musste und diese Gytjabildung längere Zeit in Anspruch genommen haben dürfte.

Wenn man aus den sechs übereinstimmenden Daten, einschließlich Hagau 2/1, nach CALIB 5.0.1 einen Mittelwert bildet, erhält man einen Wert von 1841 ± 17 BP, der kalibriert im 2σ -Bereich 120–240 AD entspricht. Schärfer lässt sich das Sturzereignis mit Radiokarbonaten zeitlich nicht fassen, weil die Kalibrationskurve in dieser Zeit ein 70 Jahre anhaltendes Plateau aufweist. Der Bergsturz hat sich jedenfalls in der Römerzeit im 2. Jahrhundert oder im 1. Drittel des 3. Jahrhunderts nach Christus ereignet.

Die Auenstufe zwischen Bergsturz und Zillermündung

Mit der erosiven Eintiefung des Inn an der Bergsturzfront wurden die Stausedimente im Querprofil von Lichtwert in halber, bei Kropfsberg in ganzer Talsohlenbreite wieder ausgeräumt. Als Hochflutniveau liegt die Oberfläche der Austufe westlich der Bergsturzsperrung 4 m und bei Münster 2 m tiefer als die Oberkante der Stausedimente. Im Bereich der Zillermündung ist die Eintiefung durch jüngeren Sedimenteintrag kompensiert.

Die Mächtigkeit der Hochflutsedimente und damit die Höhenlage der Erosionsbasis sind im Detail nicht bekannt. Ein Bauaufschluss der neuen ÖBB-Unterflurtrasse bei Brixlegg (Taf. 1, Pkt. 6) zeigte, dass diese deutlich tiefer gelegen sein musste als das heutige, hier in 518 m Höhe liegende Auniveau. Die Baugrube wurde rechtsufrig am Fels-/Sedimentkontakt abgetäuft.⁶ In 6,5 m Tiefe, entsprechend 511,5 m Höhe, wurden Knochenreste, ein Horn und ein Zahn (Tierart unbestimmt) freigelegt. Ein Holzrest in gleicher Fundtiefe ergab ein ^{14}C -Alter von 360 ± 35 BP (BR-1), entsprechend kalibriertes Alter 1450–1640 AD. Damit ist ein Mindestalter für die erosive Eintiefung des Inn an der Bergsturzsperrung gegeben. Wieviel sie ursprünglich noch tiefer reichte ist nicht bekannt.

Über dem datierten Horizont liegen 6,5 m Innkies und Aulehm. Ihre Sedimentation ist innerhalb der letzten 400 Jahre erfolgt. Noch heute fließt der Inn, nach umfangreichen Regulierungsmaßnahmen, rund 4 m höher als in der frühen Neuzeit.

In den Zeitraum der oben genannten Datierung fällt die Entstehung der Karte von Hilarius Duvivier von 1611 (Abb. 7). Auf dieser sind die Aulandschaft mit den Gewässern und die frühen Verbauungsmaßnahmen am Inn eindrucksvoll dargestellt. Dabei drängt sich die Frage auf, ob nicht der erhöhte Sedimenteintrag ab dem Hochmittelalter zur Aufhöhung des Auniveaus geführt und in der Folge die Innverlegung und Begradigung erforderlich gemacht hat. Das entspräche einer im Inntal mehrfach feststellbaren Entwicklung (z.B. ZANESCO et al., 2008), doch dürfte diese im flachen Stauraum des Bergsturzes besonders deutlich ausgeprägt gewesen sein. Die frühen Flussbaumaßnahmen in diesem Bereich sind in der Bergsturz-karte eingetragen.

Felsstürze der jüngsten Vergangenheit (4)

Im Abbruchgebiet des römischen Bergsturzes ist die Felssturzaktivität bis heute aktiv. Das zeigen die roten, unverwitterten Ausbruchsstellen der Felsumrahmung und die frischen Sturzblöcke der Schutthalde im „Rettingscheß“. Die Schutthalde wird in der bergseitigen Rücktiefung eines mächtigen Blockwalles in ca. 900 m Höhe gestaut, der die Sturzbahn des römischen Abbruches quert

⁶ Für die freundliche Information zu dieser Situation und für das Datierungsmaterial dankt der Verfasser Frau Dr. Katharina Wendl, Abteilung Geologie, ÖBB-Infrastruktur AG.



Abb. 7. Karte von Hilarius Duvivier (Ausschnitt) aus dem Jahre 1611 mit den neuen Inn-Archen bei der Burg Lichtwert (links) und dem Bergsturzareal mit Steinmetzarbeiten (rechts).

und talseitig mit auffallenden Großblöcken bis ca. 780 m hinunter reicht (in der Karte hellrosa). Dieser Blockwall ist formfrisch und von älteren Schuttmassen morphologisch deutlich abgesetzt. Seine ursprüngliche Anlage ist nicht fassbar. Durch nachfolgende Felsstürze ist er aber vermutlich mehrfach erhöht worden. Vermutlich in der Zwischenkriegszeit hat ein größerer Felssturz den Wallfirst erreicht und dabei den Zufahrtsweg zu den Almen verschüttet (persönliche Mitteilung eines Almbauern). Das jüngste Sturzereignis vom Mai 2011 war mit der Staubentwicklung vom Tal aus deutlich zu sehen. Dabei haben einzelne Großblöcke den Almweg wieder erreicht (ROFANKURIER, 2011). Im Sturzgebiet wiederholen sich derartige Ereignisse immer wieder.

Kulturhistorische Folgen

Der römische Bergsturz hat den Talraum, der zu dieser Zeit genutzt und besiedelt war, entscheidend umgestaltet. Die kulturhistorischen Folgen dieses Naturereignisses sollen im Folgenden kurz angesprochen werden.

Der gehackte Holzspan im Schwemholz des Aufschlusses Hagau 2 weist auf Holznutzung im Auwald um die Zeitenwende, vor dem Bergsturz hin. Im Randbereich der Aue sind südwestlich von Asten unter den Stausedimenten mehrere Brandhorizonte und Feuerstellen gefunden worden. Eine davon ist im Profil M-5 mit Probe 5/2 auf die Zeit 90 BC–80 AD datiert (Abb. 5). Im Profil M-6 liegt die Grube einer Feuerstelle knapp unter dem auf 120–330 AD bestimmten Holzkohlehorizont, der als Folge des Bergsturzes von Inn-Aulehm überlagert wurde. In dieser Grube lag, mit Holzkohle vermengt, gut gerundete Flussgerölle mit scharfkantigen Bruchflächen, wie sie bei Verwendung als Heizsteine zur Warmwasserbereitung entstehen. Mit den Feuerstellen ist die Anwesenheit von Menschen im

Talsolehnbereich angezeigt, die vom Bergsturzereignis unmittelbar betroffen wurden.

Bergsturz und Innstau unterbrachen die römischen Verkehrsverbindungen (HEITMEIER, 2005, S. 77 und 79), vor allem die Schifffahrt am Inn, auf einer Strecke von mindestens 5 km und den Kulturräum in ganzer Talbreite. In der Folge entwickelte sich hier ein Grenzraum, der möglicherweise schon in der späten römischen Kaiserzeit als Grenze zwischen den Provinzen Rätien und Noricum wirksam war (vgl. HEITMEIER, 2005, S. 146ff.).

Später wurden die Bistumsgrenzen zwischen Brixen, Salzburg und Freising hier festgelegt (GELMI, 1991). Bis 1504 lag auch die Grenze zwischen den Fürstentümern Tirol und Bayern in diesem Bereich. Davon zeugen heute noch die ehemalige Grenzfestung und Grenzstadt Rattenberg, sowie die Ortsbezeichnungen Hagau und Habach, die von Hag=Einfriedung/Grenze abgeleitet werden (FINS-TERWALDER, 1972, S. 50). Der Habacher Bach bildete im Bergsturzgebiet bis 1504 die Landesgrenze, heute noch verläuft hier die Gemeindegrenze zwischen Münster und Kramsach sowie die Diözesangrenze zwischen Innsbruck und Salzburg. Diese Grenzsituation ist in der alten bäuerlichen Baukultur erkennbar und als Dialektgrenze gegenwärtig noch deutlich ausgeprägt.

Das Bergsturzgelände im Talsolehnbereich wurde mindestens seit dem Mittelalter als Steinbruch genutzt. Die romanische Burg Schloss Lichtwert ist aus Jurakalkblöcken des Bergsturzes erbaut. Ihre Erbauungszeit ist nicht überliefert. Sie wird mit historischer Argumentation für das ausgehende 12. Jahrhundert angenommen (INAMA-STERNEGG, 1997b, S. 133 und 155) und nach bauanalytischen Überlegungen für die 1. Hälfte des 13. Jahrhunderts wahrscheinlich gemacht (FORNWAGNER, 1992). Die Namensgebung Lichtwert entspricht der Lage der Felskuppe in der Innaue, auf der die Burg steht. Sie wird vom mittel-

alterlichen „werth“ oder „wörth“ abgeleitet, was „Land am oder im Wasser“ bedeutet (FINSTERWALDER, 1990, S. 489). In der Erbauungszeit dürfte der Burgfels am linken Innufer gelegen und der Gesteintransport für den Bau der Burg nicht durch den Fluss behindert gewesen sein. Im Gegensatz dazu ist der alte Baubestand (Bergfried) des Schlosses Matzen aus Material gebaut, das nur südlich des Inn ansteht, womit der mittelalterliche Innverlauf zwischen den beiden Burgen angezeigt ist.

Noch im Jahre 1518 verläuft die Südgrenze der Hofmark Münster entlang des „scheifrätigen“ (schiffbaren) Wassers (Tiroler Weistümer, ZINGERLE & INAMA-STERNEGG, 1875) zwischen Lichtwert und Matzen, denn vor der Mitte des 16. Jahrhunderts war man noch trockenen Fußes von Habach nach Lichtwert gegangen (INAMA-STERNEGG, 1997b, Fußnote 37, S. 151).

In der Blütezeit des Silberbergbaues hat die Hagauer Bauhütte (EGG, 1972) die Bergsturzböcke in großem Stil als Baustein verwendet. Als eindrucksvolle Beispiele dafür seien die Kirchen von Rattenberg (ab 1473) und St. Leonhard bei Kundl (um 1480) hervorgehoben. Sehr dekorativ wirkt der Stein mit geschliffener und polierter Oberfläche, wie er für Bildhauerarbeiten vielfache, künstlerisch hochstehende Verwendung fand und weit über die Tiroler Landesgrenzen hinaus im südbayrischen und alemannischen Bereich geschätzt war (KLEBELSBERG, 1935, S. 76). Aus dem Inntal seien als bekanntestes Verwendungsbeispiel der „rote Marmor“ am Goldenen Dachl in Innsbruck ge-

nannt und als verstecktes Beispiel die Säulen im Westchor der Schwazer Pfarrkirche, die dort in Verbindung mit den dunkelgrauen Säulen aus Schwazer Dolomit einen schönen Gesteinskontrast bilden und als Zeichen einer ein-drucksvollen Steinkultur gewertet werden können.

Der Steinmetzbetrieb mit Werkstücken im Hagauer Wald ist in der Karte des Hilarius Duvivier des Jahres 1611 an-gezeigt (Abb. 7, INAMA-STERNEGG, 1997a, S. 119). Gleich-zeitig ist hier mit dem bergwärts in Streifen aufgelösten Wald und der Felswand darüber das Bergsturzaereal erst-mals gesamthaft dargestellt. Damit ist die älteste bildliche Darstellung dieses Bergsturzes gegeben.

Im 19. Jahrhundert fand der Hagauer Stein auch in Indus-trie- und Verkehrsbauten Verwendung. Die Eisenbahnbrü-cken von Kirchbichl, Brixlegg und Innsbruck wurden damit in den Jahren 1856–1858 gebaut (DALLA TORRE, 1913, S. 95; EINBERGER, 1931; ASCHER, 1988, S. 312–313). An der Mühlauer Eisenbahnbrücke in Innsbruck ist er noch erhal-ten. Es ist bemerkenswert, dass hier dem wertvollen Ha-gauer Stein gegenüber der in kurzer Entfernung anstehen- den Höttinger Brekzie der Vorzug gegeben wurde.

Nach dem Zweiten Weltkrieg ist Bergsturzmateriale in gro-ßem Stil zur Verwendung im Wasser- und Straßenbau ab-gebaut worden. So wurden z.B. zwischen 1989 und 1998 auf ca. 13 ha Fläche rund 360.000 m³ Bausteine und Schotter gewonnen (NEUHAUSER, 2006, S. 84). Damit gin-gen großflächig die Kennzeichen der Bergsturzlanschaft verloren.

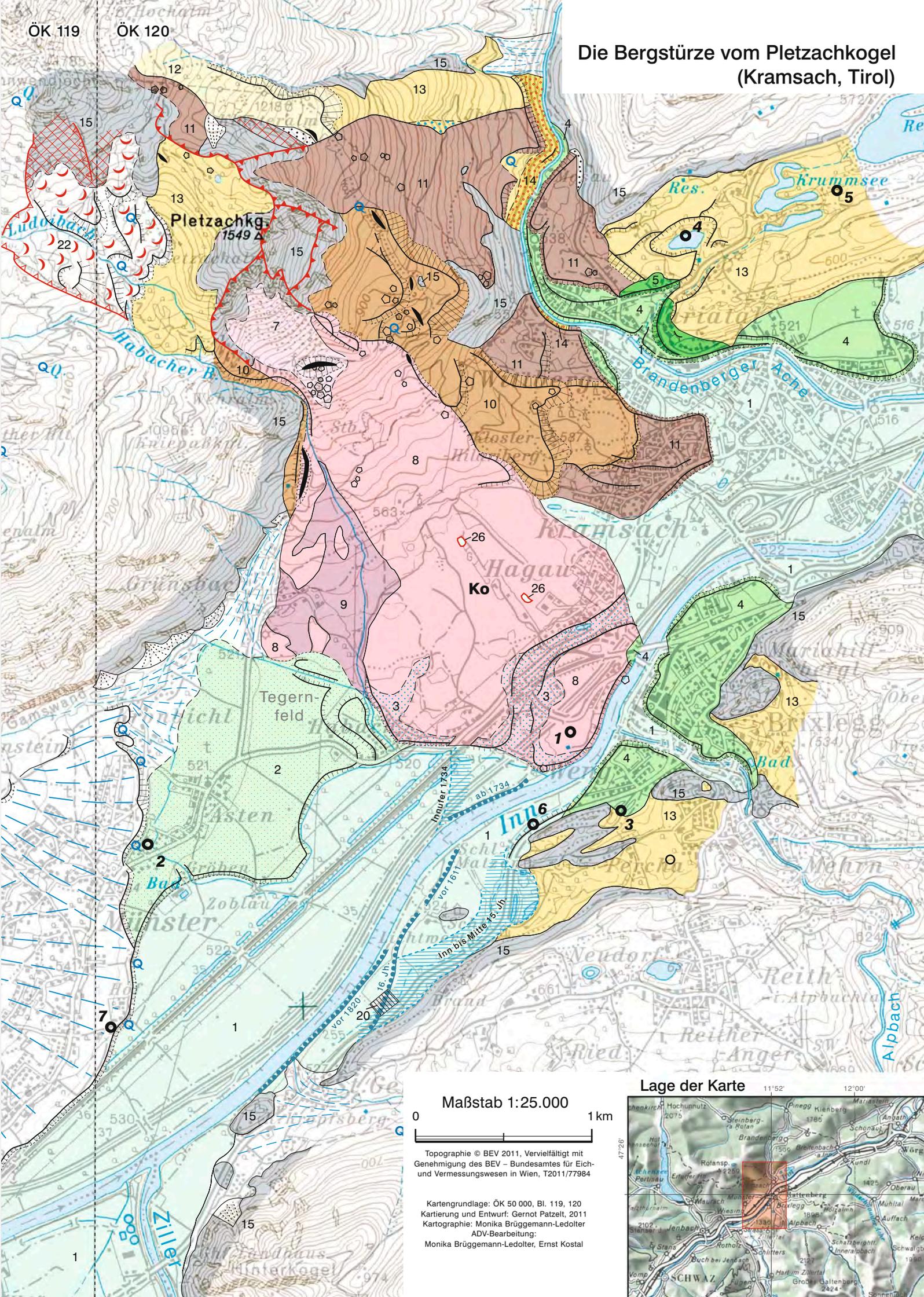
Tafel 1

Legende

	1 Auenniveau, Inn und Zuflüsse		10 Bergsturz, holozän mit Stirnböschung		20 Anthropogene Anschüttung
	2 Terrasse von Asten-Tegernfeld		11 Bergsturz, spätglazial		21 Innarchen (Dämme)
	3 Innsedimente auf Bergsturzmateriale		12 Stadialmoräne		22 Bergsturzgelände, rezent/ aufgelockerte, versackte Felspartie
	4 Postglazialer Schwemmfächer		13 Grundmoräne, hochglazial, Eisrandsedimente, Eiszerfallsformen		23 Quelle
	5 Spätglazialer Schwemmfächer		14 Schotter, prähochglazial		24 Kalkofen
	6 Schwemmfächer, Murenkegel, Schutthalde (nicht differenziert)		15 Fels (in der Bergsturzmasse Anstehendes, undifferenziert)		25 Große Felsblöcke
	7 Felssturzmaterial, historisch, rezent aktiv		16 Wallform		26 Innsedimente im Bergsturzelände, durch Abbau aufgeschlossen
	8 Bergsturz, römerzeitlich		17 Geländekante, Erosionsböschung		27 Aufschlüsse: 1 Hagau 2, 2 Münster M-1 bis M-6, 3 Matzenpark BM 1 und BM 2, 4 Frauensee, 5 Krummsee, 6 Bauaufschluss ÖBB, 7 Bohrung Hof
	9 Bergsturz-Murenschutt des Habacher Baches		18 Bergsturz-Abbruchkante		
			19 Bergsturzsnische, Oberkante		

Geologisch-geomorphologische Karte 1:25.000 des Bergsturzeländes vom Pletzackkogel.

Die Bergstürze vom Pletzachkogel (Kramsach, Tirol)



Maßstab 1:25.000
 0 1 km
 Topographie © BEV 2011, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2011/77984
 Kartgrundlage: ÖK 50 000, Bl. 119, 120
 Kartierung und Entwurf: Gernot Patzelt, 2011
 Kartographie: Monika Brüggemann-Ledolter
 ADV-Bearbeitung:
 Monika Brüggemann-Ledolter, Ernst Kostal



Literatur

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Österreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Rattenberg. – Geol. R.-A., Wien.
- ASCHER, L. (1988): Von Fracht und Reise einst und jetzt. – In: MARKTGEMEINDE BRIXLEGG (Hrsg.): Brixlegg, eine Tiroler Gemeinde im Wandel der Zeit, 298–315, Brixlegg.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat.-med. Verein Innsbruck, **71**, 19–56, Innsbruck.
- BRONK RAMSEY, C. (2005): Improving the resolution of radiocarbon dating by statistical analysis. – In: LEVY, T.E & HIGHAM, T.F.G. (Eds.): The Bible and Radiocarbon Dating: Archaeology, Text and Science, pp. 57–64, London.
- DALLA TORRE, K.W. VON (1913): Tirol, Vorarlberg und Liechtenstein. – Junk's Natur-Führer, 486 S., Berlin (W. Junk).
- EGG, E. (1972): Die Hagauer Bauhütte. – In: BACHMANN H. (Hrsg.): Das Buch von Kramsach. – Schlern-Schriften, **262**, 215–257, Innsbruck.
- EINBERGER, H. (1931): Der Marmor in Kramsach. – Tiroler Heimatblätter, **10**, 334–336, Innsbruck.
- FEIST, L. (1975): Straßenbau und Interpraevent. – In: LAND TIROL (Hrsg.): Hochwasser und Lawinenschutz in Tirol. – Amt der Tiroler Landesregierung, Bericht zum Symposium „Interpraevent 1975“ in Innsbruck vom 29.09–03.10. 1975, 137–163, Innsbruck.
- FELBER, H. (1973): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik IX. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl, **8**, 7, Wien.
- FINSTERWALDER, K. (1972): Die Siedlungsschichten des Gebietes von Kramsach im Bilde der Orts-, Hof- und Flurnamen. – In: BACHMANN, H. (Hrsg.): Das Buch von Kramsach. – Schlern-Schriften, **262**, 41–53, Innsbruck.
- FINSTERWALDER, K. (1990): Tiroler Ortsnamenkunde, Bd. 2. – Schlern-Schriften, **286**, Innsbruck.
- FORNWAGNER, C. (1992): Geschichte der Herren von Frundsberg in Tirol von ihren Anfängen im 12. Jahrhundert bis 1295. – Schlern-Schriften, **288**, 243 S., Innsbruck.
- GELMI, J. (1991): Die Entwicklung der Diözesen Brixen und Salzburg von den Anfängen bis zur Reformation. – Der Schlern, **65**, 195–196, Bozen.
- HEITMEIER, J. (2005): Das Inntal. Siedlungs- und Raumentwicklung eines Alpentales im Schnittpunkt der politischen Interessen von der römischen Okkupation bis in die Zeit Karls des Großen. – Schlern-Schriften, **324**, 430 S., Innsbruck.
- INAMA-STERNEGG, H. (1997a): Die Hofmark Lichtenwert und Münster. – In: GEMEINDE MÜNSTER (Hrsg.): Münster, 115–132, Münster.
- INAMA-STERNEGG, H. (1997b): Lichtenwert – Geschichte und Burganlage. – In: GEMEINDE MÜNSTER (Hrsg.): Münster, 133–171, Münster.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CH. (2006): Glacier response in the European alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz-stadial. – Journal of Quaternary Science., **21/2**, p.115–130, Chichester.
- JERZ, H. & POSCHINGER, A. VON (1995): Neue Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. – Geologica Bavarica, **99**, 383–398, München.
- KLEBELSBERG, R. VON (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Gebrüder Bornträger).
- NEUHAUSER, G. (2006): Der Pletzachbergsturz bei Kramsach – Naturkatastrophe, unüberwindbares Hindernis oder Ausgangspunkt wirtschaftlichen Aufschwungs? – Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Innsbr., 97 S., 36 Abb., Innsbruck.
- PATZELT, G. (2012): Die Bergstürze von Tschirgant und Haiming, Oberinntal, Tirol. – Begleitworte zur Kartenbeilage. – Jb. Geol. B.-A., **152/1–4**, 13–24, Wien.
- PATZELT, G., GROSS, G. & KERSCHNER, H. (1976): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **12/2**, 223–251, Innsbruck.
- POSCHINGER, A. VON & THOM, P. (1995): Bergsturz Hintersee/Ramsau (Berchtesgadener Land): Neue Untersuchungsergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**, 399–411, München.
- PRAGER, C., ZANGERL, C., PATZELT, G. & BRANDNER, R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding area. – Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **8**, p. 377–407.
- ROFANKURIER – UNABHÄNGIGE REGIONALZEITUNG UNTERLAND (2011): Felssturz beim Pletzachkopf. – Ausgabe vom 06.05.2011, Kramsach.
- SCHIEBER, W. (1950): Der Pletzach-Bergsturz bei Kramsach. – Schlern-Schriften, **65**, 63–76, Innsbruck (Wagner).
- WALDE, C. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Raum Kramsach-Brixlegg. – Ber. nat.-med. Verein Innsbruck, **86**, 61–79, Innsbruck.
- ZANESCO, A., NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2008): Die Überschwemmung der Unterstadt von Hall im Jahre 1275. – In: ZANESCO, A. & SCHMITZ-ESSER, R. (Hrsg.): Neues zur Geschichte der Stadt. Forum Hall in Tirol, **2**, 40–53, Hall in Tirol.
- ZINGERLE, I.V. & INAMA-STERNEGG, K.T. VON (1875). – Die Tirolischen Weisthümer, 1. Theil: Unterinntal, 127–133, Wien (Wilhelm Braumüller).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 8. Februar 2012, Angenommen: 7. März 2012

Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales

DIRK VAN HUSEN*

10 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 183 Radenthein
 Blatt 184 Ebene Reichenau

Kärnten
 Gurktal
 Talentwicklung
 Würmeiszeit

Inhalt

Zusammenfassung	39
Abstract	39
Einleitung	40
Geologischer Rahmen	40
Himmelberg-Prekowa-Höhe	40
Gurktal zwischen Prekowa-Höhe – Ebene Reichenau	43
Winklbach – Holzbodenbach	46
Oberstes Gurktal	48
Massenbewegungen	51
Der „Gurkgletscher“ zur letzten Eiszeit	53
Literatur	56

Zusammenfassung

Die Schluchtstrecke „Enge Gurk“ wurde wohl angelegt, als der Gurkgletscher das erste Mal die Größe wie zum Maximum der Würmeiszeit (Last Glacial Maximum; LGM) erreichte. Dabei mag anfänglich nur eine Ablenkung an den Nordrand der Feldkirchener Bucht mit Abfluss ins Wimitz- oder Glantal erfolgt sein. Die endgültige Überwindung der Wasserscheide zum Einzugsgebiet der Sarnitz und Glödnitz (heute mittleres Gurktal) kann auch subglazial in einer der Eiszeiten mit stärkerer Gletscherentwicklung (Mindel?) erfolgt sein.

Während der letzten Eiszeit war das obere Gurktal von einem mächtigen Eisstrom erfüllt, der seine Eismassen aber hauptsächlich aus den Einzugsgebieten des Murgletschers (Turrach) und des Draugletschers (Bad Kleinkirchheim) bezog und bei Himmelberg mit dem Draugletscher in Kontakt kam. Die Eigenvergletscherung des Einzugsgebietes hingegen war weitgehend auf kleine Kargletscher beschränkt. In der kurzen Zeitspanne des LGM entstanden bei St. Lorenzen zwei Eisstauseen (Ander- und Gurktal). Diese Situation bestand wahrscheinlich auch in früheren Eiszeiten.

In der ersten Abschmelzphase unmittelbar nach dem LGM wurde die mächtige Eisrandterrasse auf der Prekowa-Höhe geschüttet, die der Gurk nachhaltig die Wiedergewinnung ihres primären Verlaufs verwehrt. Diese Situation hat wahrscheinlich auch in den früheren Interglazialen bestanden. Die Gurk hätte dann in den Perioden zwischen den Vergletscherungen, wenn überhaupt, ihren primären Lauf nur für kurze Zeit durch Subrosion wieder erlangen können.

The Glacial Development of the Upper Gurk-valley

Abstract

The primary bed of the river Gurk toward the SE was blocked up during one of the first glaciations extending as far as the Würmian (Last Glacial Maximum; LGM). Thus it was forced to run north into the drainage area of river Glödnitz forming the canyon "Enge Gurk". During LGM a big glacier occupied the upper Gurk valley fed from ice streams from foreign catchment areas crossing high elevation watersheds like Turrach pass (Mur glacier in the north and the Draugletscher in the south). In the drainage area of the upper Gurk valley itself only more or less small cirque glaciers were formed.

In the upper most part of the Gurk valley an ice-dammed lake was formed during the short period of LGM. There is evidence suggesting this situation may have occurred during all of the glaciations.

During the first step of down melting a huge kame-terrace was formed between the tongues of Gurk and Draug glaciers at Prekowa-Höhe. Thus river Gurk is still forced to flow to the North into its canyon. This situation probably occurred at all of the interglacial periods.

*) DIRK VAN HUSEN: Simetstraße 18, A 4813 Altmünster. dirk.van-husen@aon.at

Einleitung

Die glaziale Entwicklung des oberen Gurktales, an der Schnittstelle zwischen Murgletscher im Norden und dem Draugletscher im Süden, ist der Beginn des gestörten Verhältnisses der Gurk zum Draugletscher und des durch diesen ihr aufgezwungenen Verlaufes. Der ihr angestammte direkte Abfluss ins Klagenfurter Becken wurde verhindert. Die erste Darstellung dieser Situation findet sich in PENCK & BRÜCKNER (1909). Eine differenziertere Beschreibung in Bezug zum Murgletscher erfolgte bei SPREITZER (1961). Der Bereich der Prekowa-Höhe wurde im Rahmen einer hydrogeologischen Untersuchung von WEISS (1977) und LITSCHER (1977) genau analysiert. In Zusammenhang damit erfolgte auch eine glazialmorphologische Bearbeitung des Tales zwischen Patergassen und der „Engen Gurk“ durch EICHER (1978a, b). Nach der Bearbeitung des Raumes um das Krappfeld (THIEDIG et al., 1999), der zweiten Stelle, an welcher der Draugletscher den Lauf der Gurk wieder entscheidend beeinflusste, wurde nun im Zuge der geologischen Landesaufnahme das gesamte Einzugsgebiet der Gurk oberhalb der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ neu kartiert.

Geologischer Rahmen

Das gesamte Einzugsgebiet des oberen Gurktales liegt in der Stolzalpen Decke der Gurktaler Masse (PISTOTNIK, 1996, 2003). Sie wird in der großen Masse von sehr eintönigen, grau bis graubraunen Serizit- und Quarzphylliten des Altpaläozoikums gebildet, in die öfters tuffitische Phyllite und Grünschiefer eingelagert sind, mit denen auch massigere Metadiabase (z.B. Falkert, Winkelbachtal) einhergehen. Diese und die immer wieder auftretenden karbonatischen Einschaltungen (Eisendolomite, dunkle Marmore) sind, wenn auch selten, in den jungen Lockersedimenten verfolgbar. Auffälliger hingegen sind die ebenso auftretenden Quarzkonglomerate und -sandsteine des Jungpaläozoikums, die auch gut als auffällige Leitgesteine nutzbar sind.

Phyllite wie auch die Grüngesteine weisen eine intensive Fältelung und Zerschierung auf, die eine geringe Gesteinsfestigkeit und hohe Anfälligkeit zur Schuttbildung zur Folge haben. So sind die nie von glazialer oder aktueller fluviatiler Erosion betroffenen Hänge (Lattersteig, Hochrindl, Großer Speikkofel, Fadenberg) mit mächtigen Schuttdecken verhüllt, sodass Felsaufschlüsse recht selten sind. In den Kaltzeiten erfuhren diese Schuttmassen auch eine solifluidale Formung, sodass eine recht gleichmäßige, mächtige Schuttdecke für diese Bereiche typisch ist.

In den von den Gletschern durchflossenen und dadurch auch wesentlich tiefer liegenden Talabschnitten mit steileren Flanken führte die geringe Gesteinsfestigkeit und die hohe Teilbeweglichkeit der Phyllite zu großen Massenbewegungen. Hier und in den Karräumen können aber die Phyllite auch zu erstaunlich grobem Schutt mit zum Teil riesigen Blöcken zerfallen, die sich auch in den glazialen Sedimenten (Saureggen, Gurksee, Falkert) finden.

Die leicht auffindbaren und identifizierbaren Quarzkonglomerate und -sandsteine der Turrach und Werchzirben Alm/Königstuhl (PISTOTNIK, 1996) waren als erratische Blöcke für differenzierte Aussagen über die Eisflussrichtung sehr hilfreich.

Himmelberg-Prekowa-Höhe

Der westliche Teil des Hügellandes nördlich Feldkirchen wurde durch drei Gletscherzungen beherrscht, die von Süden (Draugletscher in der Feldkirchener Bucht gemeinsam mit dem Eisstrom im Teuchenbachtal) und von Westen aus dem Gurktal vordrangen und sich im Raum der Prekowa-Höhe (zwischen Himmelberg und Gnesau) vereinigten (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Die größte Mächtigkeit der Eisbedeckung wird hier durch einen Staukörper oberhalb der Straße von Weißenbach nach Lassen markiert, dessen Oberfläche nach Norden abfallend zwischen 1.040–1.030 m Höhe liegt. An der Oberfläche des überwiegend aus Phyllitschutt gebildeten Körpers finden sich immer wieder gerundete Geschiebe verschiedener Gneise sowie Amphibolite und Glimmerschiefer, die bis in eine Höhe von maximal 1.050 m zu finden sind, aber weiter westlich und am Hang darüber im mächtigen Hangschutt fehlen. Dieser Staukörper markiert offensichtlich das Gletscherniveau am Zusammenfluss der Eisströme des Gurk- und Teuchenbachtals. Die hier auftretenden Erratika stammen wohl in der Mehrzahl aus dem Gletscher des Teufenbachtals, da derartige Geschiebe in den glazialen Ablagerungen des Gurktales so gut wie nicht zu finden waren.

Nördlich der Gurk, oberhalb des Wirtshauses Seebacher fanden sich im Kies der Terrasse in 1.000 m Höhe mehrere große Gneisgeschiebe. Diese, wie auch die großen erratischen Blöcke (verschiedene Gneise, Granatglimmerschiefer) nordöstlich Urscherwirt auf dem Moränen bedeckten Rücken südlich der Gurk, sind dementsprechend am ehesten auch durch den Eisstrom aus Süden abgelagert worden. Als einen weiteren Hinweis auf einen starken glazialen Einfluss aus dem Süden könnte noch die Zusammensetzung der Schwerminerale in den Schluffen der Prekowa-Höhe gesehen werden. Ein deutlicher Anteil an Apatit (saures plutonisches Liefergebiet) in dem von Mineralen eines epi- bis mesozonal metamorphen Liefergebietes (Nockberge, Gurktaler Alpen) geprägten Schwermineralspektrums ist als Einfluss aus dem Draugletscherbereich (Zentralgneis) gedeutet worden (LITSCHER, 1977; Eine Herkunft aus den kleinen Vorkommen des Bundschuh-Orthogneises des Pridröf und Kolmnock und der Transport über das Tal bei Bad Kleinkirchheim wurden von ihm nicht in Betracht gezogen). Das wäre ein weiteres Indiz, dass der Eisstrom des Draugletschers von Süden dominanter war als der des Gurktales, wie dies schon von WEISS (1962) angenommen wurde. Der Gehalt an erratischen Geschieben in den Moränen des Hügellandes um Himmelberg, die im westlichen Teil nahezu zu 100 % aus Phylliten und Grünschiefern bestehen, nimmt nach Osten sehr rasch zu. Während dieser Zeit der maximalen Eisbedeckung war der Sattel der Prekowa-Höhe eisbedeckt und der Eisrand lag offensichtlich auch am Beginn der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ nördlich des Flusses (Abb. 1).

Die Eisströme lagerten damals auch die ausgedehnte Grundmoränen Decke um Zedlitzberg – Wöllach ab, die auch den langgestreckten Rücken südlich der „Engen Gurk“ bis über den Scheitel bedeckt. Eine Endmoräne ist hier nicht abgelagert worden. Demnach hat der Gletscher den Höhenrücken offensichtlich durchgehend überschritten. Ob er das Engtal aber auch überwinden konnte ist nicht feststellbar, da an beiden Flanken glaziale Spuren fehlen.

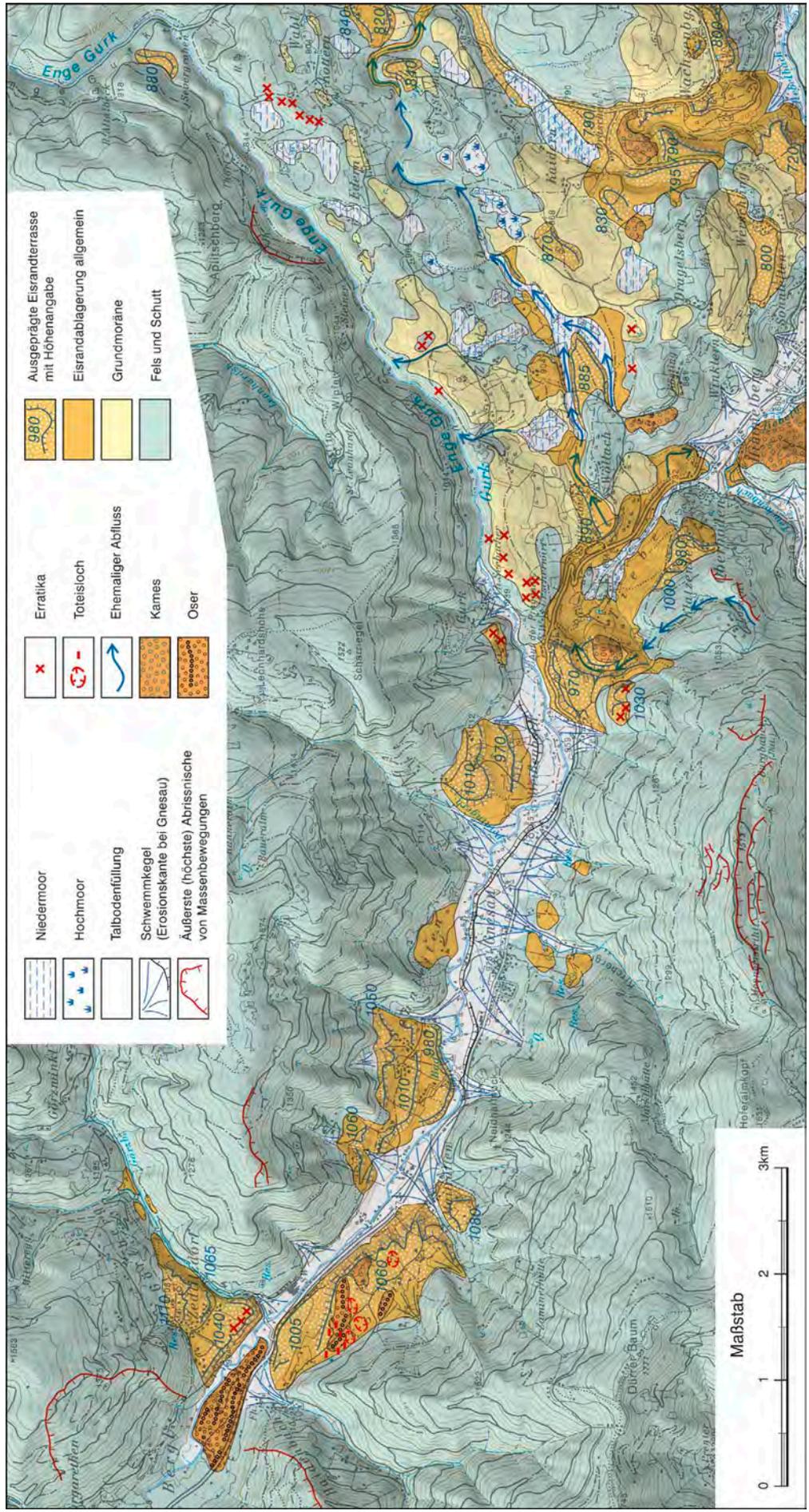


Abb. 1. Quartärgeologische Karte des Gurktales im Bereich „Enger Gurk“ – Zedlitzdorf.

Während dieser Eisausbreitung kam es an zwei Stellen (nördlich Wöllach und ca. 1 km weiter nordöstlich davon) zu subglazialen Schmelzwasserabflüssen nach Norden in das Tal der „Engen Gurk“, die einerseits in einem Felsbett, andererseits in Grundmoräne entwickelt waren. Die Täler, heute ohne nennenswerten Abfluss, münden mit hohem Gefälle auf dem Niveau des heutigen Gurktales und belegen somit, dass dieses in der kurzen Zeitspanne der maximalen Gletscherausdehnung mehr oder weniger in der heutigen Form und Niveau schon bestanden hat. Eine Bildung dieses tiefen Einschnittes der Gurk und konsequenterweise auch des anschließenden Durchbruchs nach Norden, wie dies EICHER (1978a) als Folge des Verschlusses des Tales bei der Prekowa-Höhe annimmt, ist wohl in der kurzen Zeitspanne des Würm-Hochglazials kaum vorstellbar. Wahrscheinlicher ist hingegen, dass die Ablenkung der Gurk schon durch die ersten Eisströme mit der Ausdehnung des würmzeitlichen erzwungen wurde und das Tal der „Engen Gurk“, besonders der Durchbruch nördlich Severgraben zum mittleren Gurktal hin angelegt wurde. Es ist aber vorstellbar, dass die Ablenkung der Gurk anfänglich nur an den nördlichen Rand der Feldkirchener Bucht erfolgte. Der weitere Abfluss hätte dann über das Wimitz- oder Glantal stattgefunden. Die Überwindung der Wasserscheide bei der Ruine Altalbeck (Abb. 1) müsste dann wohl in der Mindel- oder spätestens der Rißeiszeit mit ihren im Zungenbereich deutlich mächtigeren Vergletscherungen erfolgt sein, wobei auch ein kurzfristig subglazialer Abfluss den Durchbruch geschaffen haben könnte.

Inwiefern die Gurk dann das Tal ständig oder fallweise benutzte, kann nicht gesagt werden. Ein immer wiederkehrender, wenn auch kurzer Abfluss nach SE über Himmelberg ist aber durchaus vorstellbar. Dafür sprächen auch das enge Tal und der hohe Felssockel oberhalb Himmelbergs, der bei länger dauerndem Abfluss wohl erodiert worden wäre. Er stellt letztendlich auch die Ursache für den Quellhorizont im Tiebelursprung dar.

Der hohe Rücken weiter nach NW nördlich Ebern – Köttern ist noch stellenweise mit Grundmoräne und erratischen Blöcken bedeckt, die neben der deutlichen Eisüberformung eine Ausdehnung des Eises auch hier bis an den Südrand der „Engen Gurk“ belegen. Dieser Bereich ist offensichtlich öfter, im Gegensatz zu den Hängen nördlich der Gurk, vom Eis überformt worden. Zu diesen besteht nicht nur ein deutlicher morphologischer Unterschied sondern auch einer in der Höhenlage.

Einen weiteren Hinweis auf maximale Ausdehnung der Zunge des Draugletschers in der Feldkirchener Bucht liefert der Schotterkörper NW der Gurkbrücke bei Severgraben. Er wird von sandigen mittelkörnigen bis groben Kiesen aufgebaut, die durch gering mächtige sandarmen Lagen mit groben Geröllen unterbrochen werden, wodurch eine horizontale Schichtung angedeutet wird (EICHER, 1978a). Das Kiesmaterial besteht fast zur Gänze aus mäßig gerundetem Schutt der lokalen Phyllite, in denen manche große ungerundete Blöcke eingelagert sind. Dazu kommen noch einige wenige Gerölle von verschiedenen Gneisen, Amphibolite und andere erratische Geschiebe aus dem Einzugsgebiet des Draugletschers. Der Terrassenkörper mit einer Oberfläche in 880 m Höhe ist auf einem breiten Sockel aus Phyllit ca. 50 m über der heutigen Gurk im Lee eines Felsriedels entwickelt. Position und Form deuten darauf hin, dass der Körper in seiner heutigen Ausdehnung an einem kurzlebigen Eisrand abgelagert wurde. Die Eiszun-

ge müsste demnach von Süden, durch die Senke östlich Wabl vorstoßend, die Gurk überschritten, den Felssockel randlich bedeckt und weiter in die Schlucht der „Engen Gurk“ nach Norden gereicht haben. Eine Ausdehnung, die auch der Position des Eisrandes weiter östlich entspricht (UCIK, 1987). Demnach wäre die Terrasse im Gegensatz zu EICHER (1978a) nicht als direkte Sanderschüttung am Gletscherende, sondern als Eisrandterrasse anzusehen, die durch ein temporäres Gerinne am Eisrand in der Mulde auf dem Sockel gebildet wurde, was auch dem Kornaufbau des Sedimentkörpers besser entspricht. Außerdem wäre bei einer primären Überschüttung des Sockels mit dem Sander schwer vorstellbar, dass die nachfolgende Erosion den Terrassenkörper in der Mulde verschont hätte, während der höher liegende Teil des Sockels gänzlich freigelegt worden wäre. Die Niederterrasse setzt dann erst, rund 40 Meter mächtig, am Nordausgang der „Engen Gurk“ bei Neualbeck an und ist Gurk abwärts zu verfolgen (vergl. PISTOTNIK, 2003; KLEINSCHMIDT et al., 1991).

Die weitere Entwicklung nach dem Hochglazial (LGM) der drei Gletscherzungen ist dann durch Kames, kleineren Eisrandkörpern und großflächigen Eisrandterrassen in dem Hügelland zwischen Gurk und Tiebel dokumentiert.

Die älteste Form stellt der isolierte Hügel (Kote: 1.001m) oberhalb der Tiebelquellen dar. An seiner Oberfläche und in kleinen Anrissen finden sich grobe, mäßig gerollte Schotter mit sandiger Matrix. Das Material ist ausschließlich Phyllit der näheren Umgebung. Hinweise auf oberflächennah anstehenden Phyllit (WEISS, 1977) konnten ebenso nicht gefunden werden, wie auf die glazialen Ablagerungen in diesem Niveau und auf der darunter liegenden Terrasse (LITSCHER, 1977; EICHER, 1978b). Es handelt sich bei dieser Auftragung am ehesten um einen Kameshügel, der am Beginn der Trennung der Gletscherströme im Gurk- und Teuchenbachtal gebildet wurde (Abb. 1).

Die markanteste Form stellt aber die tiefer liegende breite Terrasse der Prekowa-Höhe dar, die durch ihre das Tal sperrende, dominante Erscheinung lange als Endmoräne (PENCK & BRÜCKNER, 1909; LITSCHER, 1977) zwischen Gurk- und Draugletscher, oder als eine adäquate Form (EICHER, 1978a, b) angesehen wurde. Sie wird von einer horizontalen ungegliederten Terrassenfläche in 970–975 m Höhe gebildet, die zur Gurk im Nordwesten und zu den Tiebelquellen im Osten durch hohe steile Böschungen begrenzt wird.

Aufgebaut wird der Terrassenkörper fast gänzlich von größeren Schottern aus der weiteren Umgebung (Gurktaler Phyllite). Erratische Gerölle finden sich nur ganz vereinzelt. Wie seismische Untersuchungen und Bohrungen zur Erfassung und Charakterisierung des Einzugsgebietes der Tiebelquellen (LITSCHER, 1977; WEISS, 1977) ergaben, ist der Sedimentkörper mindestens 100 m mächtig und wird größtenteils von Kiesen mit Zwischenlagen von Bänderschluften unterschiedlicher Mächtigkeit aufgebaut, die von Grundmoräne (in den Bohrungen erfasst) über den Phylliten unterlagert wird. Die beiden Materialien konnten aber seismisch nicht voneinander getrennt werden (LITSCHER, 1977). Im nördlichen Teil der Terrasse (Sägewerk) wurden sehr mächtige Bänderschluften erbohrt, die aber eine signifikant höhere Wellenausbreitungsgeschwindigkeit aufweisen als die Ablagerungen weiter südlich, was auf eine höhere Kompaktion (Konsolidierung) hinweist.

Der Kieskörper der Prekowa-Höhe stellt somit eine Eisrandterrasse dar, die nach der Trennung der Gletscherzungen des Gurk- und Teuchenbachtals in einem eng begrenzten Staubereich in einer sehr kurzen Zeitspanne zur Ablagerung kam. Dabei hatte sich die Gletscherfront im Gurktal bis ca. Weißenbach zurückgezogen, während das Eis im Osten das Tal bei Tiebel noch besetzt hielt. Die Schüttung erfolgte einerseits aus dem Gurktal, andererseits aber auch zu einem Teil aus der Umfließungsrinne bei Lassen (Teuchenbach-Eisstrom) von Süden. Darauf deuten neben den Sedimenten auch die Schwerminerale in den Schluffablagerungen (s.o.) hin, die aus dem Einzugsgebiet des Draugletschers stammen dürften (LITSCHER, 1977). Die offensichtlich rasch wechselnden Abflussverhältnisse haben zum heterogenen Aufbau des Sedimentkörpers und der wiederholten Bildung der Bänderschluflagen geführt. Diese wurden wohl hauptsächlich von den Drainagemöglichkeiten innerhalb des Eiskörpers im Osten bestimmt. Der Abfluss durch die „Enge Gurk“ war wahrscheinlich für die kurze Zeit noch durch Toteis blockiert, bis die Eisrandterrasse geschüttet war.

Die Bildung von ca. 35 Meter mächtigen Bänderschluflagen im Bereich des Nordrandes des Terrassenkörpers (LITSCHER, 1977) könnten schon früher, wahrscheinlich während des finalen Eisaufbaues in einer Stausituation abgelagert worden sein und durch die nachfolgende Eisüberlagerung, die durch die Seismik angezeigte höhere Konsolidierung erfahren haben. Auch ein noch höheres Alter aus einer der älteren Eiszeiten ist vorstellbar.

Die auf Grundlage dieser Untersuchungen von WEISS (1977) sowie LITSCHER (1977) angenommenen Höhenlage der Felssohle rund 120–140 m unter der Oberfläche der Terrassenoberfläche in 975 m Höhe kann durch das Auftreten des Phyllits in rund 840 m Höhe im Vorfeld des Quellhorizontes der Tiebelquellen bestätigt werden (vergl. PISTOTNIK, 2003). Die Annahme einer tiefer liegenden Lage der Felssohle im Bereich bis Himmelberg (EICHER, 1978b) ist dadurch nicht möglich.

Nach Abschluss der Akkumulation des Kieskörpers der Prekowa-Höhe setzte die Zerschneidung durch die Gurk ein, die ihr Abflussniveau in der „Engen Gurk“ wieder erlangte. Dabei dürfte es noch einmal zu einer kurzen Unterbrechung gekommen sein, auf welche die wenige Meter über der Gurk liegende Terrasse bei Weißenbach und Gnesau hindeutet. Ebenso schnitt die Umfließungsrinne bei Lassen in den Terrassenkörper der Prekowa ein, da ein früherer Abfluss nach Osten noch nicht möglich war. Das Gerinne schuf das heute völlig trockene, breite Tal, das den Kameshügel (Kote: 1.001 m) umschließt und auf einer Höhe von 950 Metern nach Osten zu ausstreicht. Der Sedimentkörper der Prekowa-Höhe wies damals offensichtlich noch einen hohen Grundwasserstand auf, so dass der Abfluss während der Sommermonate ohne Permafrost im Kieskörper nicht versickerte, sondern das breite Tal schaffen konnte. Dieser Grundwasserstand kann aber nur durch die Eismassen im Bereich Tiebel bedingt gewesen sein, die das Tal noch vollkommen erfüllten und von deren Rand bei Lassen das Gerinne ausgegangen ist. Die Sohle des Trockentales streicht rund 50–60 m über dem Ansatz des Tales bei Wöllach aus, so dass in diesem wohl keine Fortsetzung gesehen werden kann.

Auch weiter östlich sind aus dieser Zeit des ersten Eiszerfalls mehrere Eisstaukörper erhalten, die eine Auflösung

des Eisrandes des Draugletscher Lappens anzeigen (Abb. 1). Dazu gehören die Terrasse bei Kote 868 m westlich Kaidern sowie die beiden nordöstlich St. Martin. Zu dieser Zeit war das tief eingeschnittene Tal südlich Edern – Köttern und bei Draschen noch von Eis blockiert. Auch die Eisrandkörper am Fuß des Zedlitzberges belegen, dass die Depressionen zwischen den Hügeln bei Wöllach, Kösting und Dragelsberg noch von Eiskörpern erfüllt gewesen sind. Erst als diese abgeschmolzen waren, konnte sich ein Gerinne entwickeln, das nördlich und südlich von Wöllach in 890 m ansetzt und das anfänglich breite Tal und dann das enge, scharf eingeschnittene südlich Edern – Köttern durchfloss. Dabei wurde erst der Talgrund bei Spitzenbichl und Wöllach und östlich des Hügels mit Schottern bedeckt, die später, als offensichtlich der Abfluss nach Osten völlig frei war, zerschnitten wurden, so dass ca. 5 m mächtige Terrassenkörper erhalten geblieben sind. Diese beiden Gerinne gingen von einem Eiskörper aus, der noch das tiefe Tal der Tiebel erfüllte und einen Abfluss nach Südosten weiterhin verhinderte. An dessen Rand wurden auch die Eisrandterrassen in 900 und 890 m Höhe bei Klatzenberg südlich des Tiebeltales gebildet.

Das in dieser Phase zum Abfluss nach Osten benutzte Tal ist eine etwa 40–50 m tief in das Phyllithügelland eingeschnittene Kerbe, die sich nach Osten bis Steuerberg verfolgen lässt (EICHER, 1978a; UCIK 1987). Da diese Bildung mit keiner Position eines länger bestehenden Eisrandes, wie dies EICHER (1978a) annimmt, in Zusammenhang gebracht werden kann, ist dessen Anlage als subglaziale Erosionsform anzusehen, die dann in den ersten Abschmelzphasen für kurze Zeit wieder benutzt wurde. Durchaus vergleichbare, tief ins Grundgebirge eingeschnittene Täler sind weiter östlich am Nordrand des Draugletschers zwischen Arndorf (Zollfeld) im Glantal und bei Stuttern sowie Deinsdorf im Gurktal, mit einer Fortsetzung östlich davon, bekannt (KAHLER, 1962).

In der weiteren Folge schmolz auch der mächtigere Eiskörper, der das Tal der Tiebel erfüllte, ab, wobei das oberste Tiebeltal mit mächtigen Stausedimenten verstopft wurde, deren Reste noch in der Talenge bei Oberboden erhalten sind. Der hier wallartig das Tal sperrende Körper ist nur ein durch die Tiebel und eine ehemalige Abflussrinne isolierter Rest dieser Talfüllung und keine Endmoräne wie dies EICHER (1978a) annimmt.

An dem Eiskörper im Tal bei Draschen wurde erst die Eisrandterrasse in 830 m unterhalb Kaidern geschüttet, bevor sich in den zerfallenden Eismassen, die das Tal sperrenden Kamesablagerungen bei Draschen bilden konnten. Dann entstand noch die breite Eisrandterrasse bei Werschling in 800 m Höhe, bevor letztendlich der mächtige Eisstaukörper am Ausgang des Tales mit Terrassenflächen in 795 und 790 m Höhe und einer tieferen in 730 m Höhe geschüttet wurde, bevor das Tal der Tiebel gänzlich eisfrei wurde.

Gurktal zwischen Prekowa-Höhe – Ebene Reichenau

Der würmzeitliche Eisstrom im Gurktal ist in seiner Mächtigkeit und Ausdehnung durch viele Eisrandstaukörper sehr gut zu rekonstruieren.

Am Zusammenfluss mit dem Gletscherast aus dem Teuchenbachtal lag die Oberfläche des Eises am Südrand in ca. 1.030 m Höhe. Am Nordrand ist oberhalb Weißenbach östlich des Peiningerbaches ein breit ausgedehnter Ter-

rassenkörper mit horizontaler Oberfläche erhalten, der aus schlecht gerundetem Phyllitschutt besteht. Im Bereich der südlichen Böschung treten mehrere Quellen auf, die auf aushaltende Feinkornlagen hinweisen. Hier finden sich auch größere gerundete erratische Blöcke von Grünschiefer.

Der Terrassenkörper ist ein Staukörper, der sich am Ausgang des Quelltrichters des Peiningerbaches in einem Stausee am Eisrand gebildet hat und eine Eisoberfläche in ca. 1.010 m Höhe anzeigt. Ob diese an der Nordseite des Eisstromes durch Ablation etwas tiefer lag, oder nur der Seespiegel tiefer lag, kann nicht gesagt werden. Im Fußbereich des Staukörpers ist noch eine von West nach Ost deutlicher werdende Terrasse entwickelt, die mit 970 m Höhe exakt das Niveau der Terrasse der Prekowa-Höhe aufweist und wahrscheinlich den westlichen Rand der Schüttung im Frontbereich des damaligen Eiskörpers im Gurktal markiert. Weitere kleine Reste von Eisrandkörpern sind südlich Gnesau in ca. 1.020 m und am Ausgang des Kirchgrabens als Teil eines ehemaligen Murenkegels erhalten geblieben.

In den Quelltrichtern nordwestlich Gnesau (Sonnleiten) ist ein mächtiger Komplex von Eisrandsedimenten erhalten, der im obersten Teil eine Terrassenfläche aufweist, die von rund 1.050 m in Osten bis auf ca. 1.060 m im Westen ansteigt. Hier finden sich im dominanten Phyllitschutt wieder einige Erratika (Gneise), die einen Eistransport aus dem Bereich von Bad Kleinkirchheim anzeigen. Wegen ihrer besseren Rundung und durchschnittlichen Korngröße im Kiesbereich ist anzunehmen, dass sie von Schmelzwässern in der weiten Nische angereichert wurden. Große erratische Blöcke hingegen fehlen.

An der Südseite des Gurktales ist oberhalb Maitratten eine Eisrandterrasse in 1.080 m Höhe erhalten. Diese Terrassen zu beiden Seiten des Tales zeigen eine würmzeitliche Gletscheroberfläche in rund 1.070 m Höhe an. Im Sedimentkomplex unter der Terrasse Sonnleiten sind dann noch deutliche Terrassenkanten in 1.010 und 980 m Höhe entwickelt, die aber keine durchgehend horizontale Terrassenfläche, sondern sanft talwärts abfallende Böschungen begrenzen. Sie dürften kurzfristige Eisränder des abschmelzenden Toteiskörpers im Gurktal markieren, an welche die solifluidal verfrachteten Sedimente des Eisrandkörpers angelagert wurden. Die gleiche Formung ist auch unterhalb der Terrasse, oberhalb Weißenbach, zu erkennen, wo die solifluidale Verfrachtung auf der Höhe der Terrassenfläche der Prekowa-Höhe ausläuft.

Der Mündungsbereich des heute epigenetisch tief eingeschnittenen Görzbaches war ebenso durch einen mächtigen Staukörper verschlossen, auf dem die Siedlung Zedlitzdorf liegt. Der Körper ist aus schlecht bis mäßig gerundetem Phyllitschotter aus dem Einzugsgebiet des Görzbaches aufgebaut. Die Oberfläche des Sedimentkörpers wird durch eine horizontale Terrassenfläche in rund 1.110 m Höhe gebildet, auf der die Kirche und die obersten Häuser stehen. Sie entspricht dem Oberflächenniveau des würmzeitlichen Eisstromes. In tieferen Lagen sind noch deutliche Terrassenkanten in 1.065 m und in 1.040 m über der Gurk entwickelt. Auch hier weisen, wie bei den weiter östlich liegenden Staukörpern, die tiefer liegenden Terrassen nach Süden abfallende Oberflächen auf, die auf eine solifluidale Überformung des Sedimentkörpers während der Eisrandsituation hinweisen. Im Bereich der tiefsten Terrassenkante finden sich einige große Erratika, die

den Eiskontakt zur Bildung der Terrassenkante belegen. Wie viele Quellaustritte an der Flanke zum tief eingeschnittenen Görzbach zeigen, sind im liegenden Bereich des obersten Terrassenkörpers offensichtlich verbreitet Feinkornlagen in den Kiesen eingeschaltet, die auch zu vielen kleinen Rutschungen führen. Sie belegen, dass bei der Bildung des höchsten Terrassenkörpers bis zur maximalen Eishöhe kurzfristige Stauseen bestanden haben, in denen die Feinkornlagen zur Ablagerung kamen.

Im Tal südlich Wiederschwing findet sich ab rund 1.200 m Höhe eine mächtige Lockersedimentfüllung, die den gesamten Talbereich einnimmt. Sie bedeckt den orografisch rechten Hangfuß des Unterkühberges bis rund 1.300 m Höhe und setzt sich dann entlang des Baches noch bis 1.340 m Höhe fort. Die Oberfläche ist durch Rutschmulden und kleinere rezente Rutschungen geprägt, die auf einen hohen Feinkornanteil in den tieferen Anteilen zurückzuführen sind.

Im Gegensatz dazu ist am orografisch linken Hangfuß am Ausgang eines kleinen Grabens ein Staukörper mit einer scharfen Kante in ca. 1.310 m Höhe erhalten. Ihre Fortsetzung findet sie dann entlang der Straße bis zu den Hütten in rund 1.340 m. Diese Kanten markieren offensichtlich das Niveau der Oberfläche des ehemals den Talbereich erfüllenden Staukörpers. In den Rutschungen und dem Straßenanschnitt fanden sich im lokalen Schutt immer wieder erratische Geschiebe (Gneis, Marmor) aus dem Bereich westlich Bad Kleinkirchheim, die auf einen nahen Eisrand hinweisen, ebenso wie der riesige Block (karbonatischer Schiefer der Umgebung) in 1.280 m Höhe, der wohl einen Eistransport erfordert. Diese Sedimentfüllung des Talbodens stellt die Reste des Eisstaukörpers der Würmzeit dar, der einen Eisrand in rund 1.300–1.310 m Höhe markiert.

An der Mündung der Talfurche von Bad Kleinkirchheim zeigen Gletscherschliffe bei Plaß (PENCK & BRÜCKNER, 1909) eine Eisbewegung von West nach Ost an, die auf einen deutlichen Eisabfluss hinweisen, so dass hier von keiner wesentlichen Stauwirkung durch den Eisstrom von Norden ausgegangen werden kann. Am Hang östlich Plaßbichl ist in rund 1.340 m ein terrassenartiger Schuttkörper entwickelt, der, nach Norden bis auf ca. 1.370 m ansteigend, rund 700 m bis vor die südlichsten Häuser von Vorderkoflach zu verfolgen ist. Er besteht aus lokalem Schutt und weist eine wellige Oberfläche mit Rückfallkuppen auf, die auf eine Ablagerung als Eisrandkörper an einem aktiven Eisrand hinweist. Offenbar ist durch den hohen Schuttanfall vom Hang die Ausbildung einer klaren Endmoräne kaschiert worden. Ebenso als Rest eines Staukörpers an diesem Gletscherrand ist die Lockersedimentanhäufung im Vorwaldbach in rund 1.400–1.420 m Höhe anzusehen.

Noch eine deutliche Marke für die Lage der Eisoberfläche stellt der ausgeprägte Staukörper oberhalb der Straße zum Falkertsee dar. Dieser mächtige Schuttkörper ist der Rest einer ehemals den ganzen Mündungsbereich des Seebachtales oberhalb der Steilstufe zum Gurktal erfüllenden Plombe, die an dessen Eisstrom gestaut wurde. Die heutige Vorderkante in 1.480 m Höhe dürfte recht genau auch die Höhe der Eisoberfläche widerspiegeln. Zur Würmeiszeit hat der Gletscher aus dem Karraum SE des Falkert den Eisstrom im Gurktal nicht erreicht (Abb. 10). Er reichte in seiner größten Ausdehnung bis zur Mündung des Baches aus dem Bärenental und hinterließ als schwindender Eiskörper dann die eindrucksvoll grobblockigen



Abb. 2.
Kiesgrube südlich Bergl. Im Liegenden von völlig unsortierten sandigen Kiesen (1) treten gering sortierte im gefrorenen Zustand verkippte grobe Kiese auf (Einfallen ca. 40° nach E).

Moränenwälle südlich und oberhalb des Falkertsees. Der Gletscherkörper bildete sich hier hauptsächlich durch die Schneeanhäufung im Lee des Falkert und weniger aus dem Hang unter dem Rodresnock.

Neben den erwähnten Terrassenkanten an den Eisstaukörpern, die auf kurzlebige Eisränder hinweisen, ist noch die Terrasse „Eben“ zwischen Maitratten und Haidenbach aus der Phase des Eisabbaus erhalten (Abb. 1). Der rund 80 m über dem Talboden aufragende Terrassenkörper ist deutlich in drei verschiedene Abschnitte zu gliedern. Im zentralen Teil überragt ein flacher Hügel die Terrassenfläche, der sich bis 1.080 m rund 15–20 m über diese erhebt. An seiner Oberfläche finden sich neben grobem Phyllitschotter auch grobe Blöcke mit Kantenlängen bis 1 m. Bei diesem Hügel handelt es sich offensichtlich um einen Kameshügel, der sich unmittelbar mit Ende des hochglazialen Gletscherstandes gebildet hat, da er dieselbe Höhe wie der hochglaziale Staukörper bei Maitratten aufweist. Ob die Kamesablagerung auf einem zu erwartenden höher liegenden Felssockel (EICHER, 1978b) liegt, ist unklar, da auch an der steil zur Gurk abfallenden hohen Böschung kein Hinweis auf eine Grundgebirgsauftragung zu sehen war.

An den Hügel schließt ein Bereich mit lang gestreckten, unregelmäßig breiten Rücken an, die ziemlich einheitlich bis in 1.070 m Höhe reichen. Sie werden durch viele un-

terschiedlich tiefe, abflusslose Mulden und Täler unterbrochen, die Toteislöcher darstellen. Bei diesen Formen handelt es sich um eine typische Eiszerfallslandschaft und keineswegs um Moränen, die einem Wiedervorstoß der Gletscherzunge des Gurktales zu verdanken seien. (EICHER, 1978b).

In der weiteren Folge entwickelte sich südöstlich dieser Eiszerfallslandschaft offensichtlich eine eisfreie Fläche, die mit Schottern verfüllt wurde, wie in einer Kiesgrube bei Maitratten zu sehen war (EICHER, 1978b). Dieser Kieskörper wurde aber in unmittelbarer Abfolge nach der Eiszerfallslandschaft gebildet, da noch ein Eiskörper überschüttet wurde, nach dessen Abschmelzen sich das Toteisloch im zentralen Teil der Terrasse bildete. Ob es zu einer Seebildung gekommen ist, wie die horizontale Terrassenfläche anzeigen würde, kann nicht gesagt werden, da keinerlei Aufschlüsse vorhanden waren, die Einblicke in die Lagerungsverhältnisse der Schotter erlaubten.

Eine weitere Ablagerung des Eiszerfalls ist die südlich der Gurk zwischen Bergl und Haidbuch, 10–20 m über die Gurk aufragende, lang gestreckte Zone, die randlich durch den Schwemmkegel des Haidbaches überschüttet wird. Sie ist durch talparallele, unregelmäßige Wälle charakterisiert, die von Mulden unterbrochen, über den gesamten Bereich auftreten. Auf den Rücken finden sich in

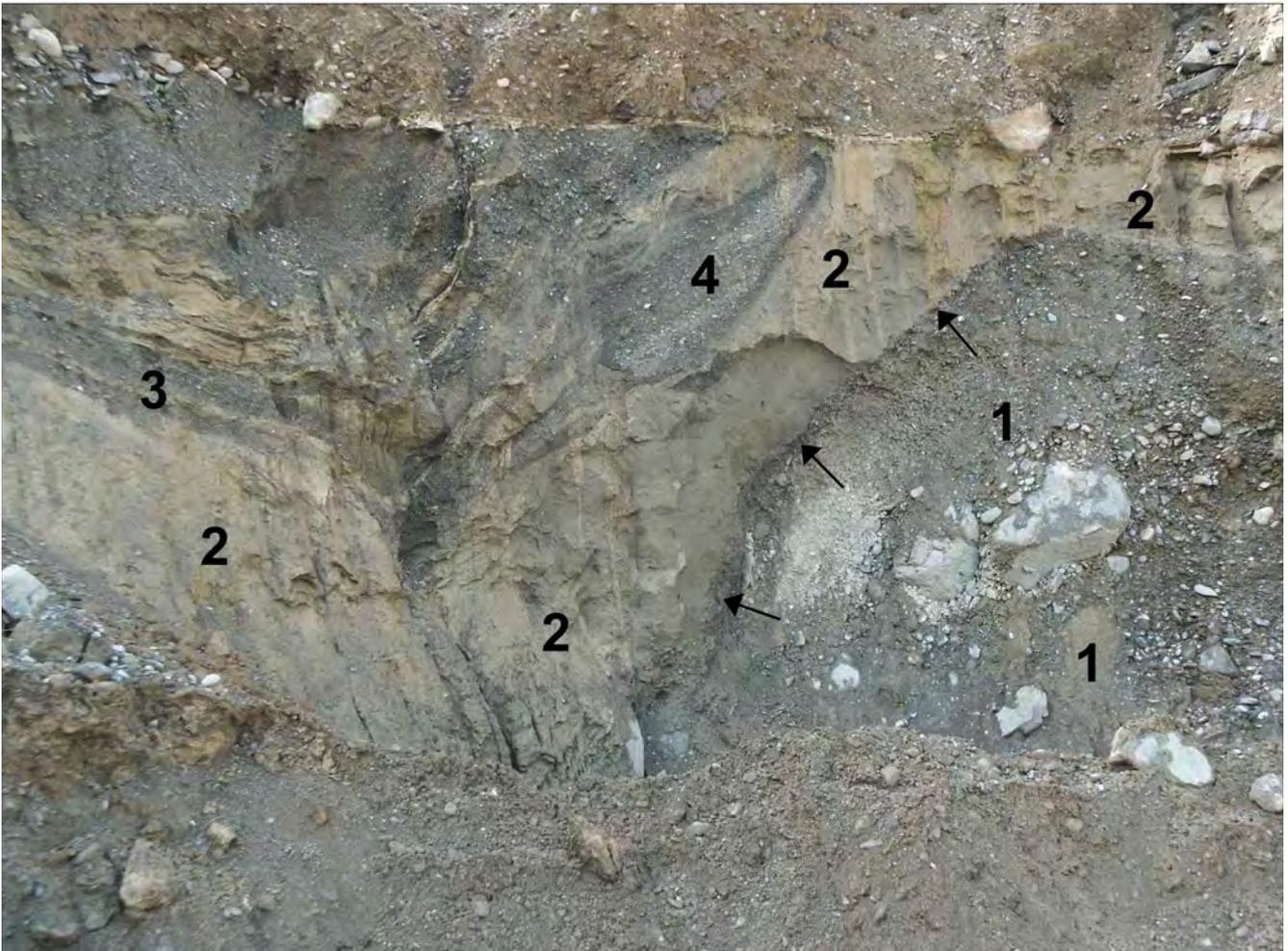


Abb. 3. Kiesgrube südlich Bergl. Völlig unsortierte Kiese mit Blöcken (1) im Liegenden, darüber schluffige Sande (2) mit Kieslagen (3) und einer im gefrorenen Zustand eingelagerter Kiesscholle (4). Trennfläche (Pfeile) mit ca. 55° einfallend. Vertikale Störung in linker Hälfte. Blickrichtung nach SW.

den bewaldeten Bereichen neben Phyllitschottern immer wieder größere Blöcke, die in den als Wiesen genutzten Arealen naturgemäß fehlen. Wie die ausgedehnte Kiesgrube im westlichen Ende des Areals zeigte, liegen hier Ablagerungen kleinräumig wechselnder Sedimentationsbedingungen vor, wie sie für schwindende Eismassen typisch sind (Abb.2 und 3). Sie reichen von groben, matrixlosen Blockpackungen bis groben Kiesen in Wechsellagerung mit schluffigen Lagen, die je nach den augenblicklichen Strömungsverhältnissen entstanden sind, bis zu verkippten Sedimentpaketen, die in gefrorenem Zustand bewegt und wieder eingebettet wurden. Es sind dies Ablagerungen, die in Spalten (Oser) oder eisfreien Stellen (Kames) sedimentiert wurden und der Phase des letzten schwindenden Eises im Talgrund entstammen. Sie sind ebenso wie die auf der Hochfläche „Eben“ keineswegs Moränen einer oszillierenden Gletscherstirn (EICHER, 1978b).

Diese Ablagerungen, gemeinsam mit einer kleineren Form bei Mitterdorf, deuten aber darauf hin, dass im Bereich des Gurktales oberhalb der Prekova-Höhe offensichtlich keine durchgehende wesentliche Übertiefung der Felssohle stattgefunden haben dürfte. Die Sedimente sind unmittelbar mit dem Eiszerfall verknüpft, so dass sie sich entweder über einer Basis aus Grundmoräne oder Fels, aber keineswegs in Zusammenhang mit einer mächtigen Be-

ckenfüllung nach dem Abschmelzen des Gletschers bilden können. Ob auch der Bereich zwischen Patergassen und Ebene Reichenau eine bedeutendere Übertiefung aufweist, ist nicht bekannt.

Winklbach – Holzbodenbach

Aus dem weiten Karraum des Einzugsgebietes des Winklbaches floss dem Gurktal ein kräftiger Eisstrom zu. Bei der Laxalm sowie bei der Grafschafterhütte sind am Ausgang der Quelltrichter am Nordhang des Fadenberges Staukörper erhalten. Es sind Reste größerer Schwemmkegel, die gegen den Gletscherrand geschüttet wurden und anzeigen, dass der Gletscherrand bei der Laxalm rund 1.600 m, bei der Grafschafterhütte um 1.570–1.580 m hoch lag. Auch aus dem Tal des Holzbodenbaches entwickelte sich ein kräftiger Eisstrom, der einerseits aus dem Karraum unter dem Rinsenock, andererseits aber hauptsächlich durch einen Zufluss über die Turracher Höhe gespeist wurde (PENCK & BRÜCKNER, 1909; SPREITZER, 1961).

Die höchsten deutlichen Spuren der glazialen Überformung nördlich des Kornocks in 2.020–2.030 m Höhe zeigen an, dass das Eis hier eine Oberfläche von annähernd 2.100 m erreichte. Die deutliche glaziale Überformung belegt ein Einschwenken der Eisflussrichtung von der West-Ost Richtung auf eine nach Süden in Richtung Turracher

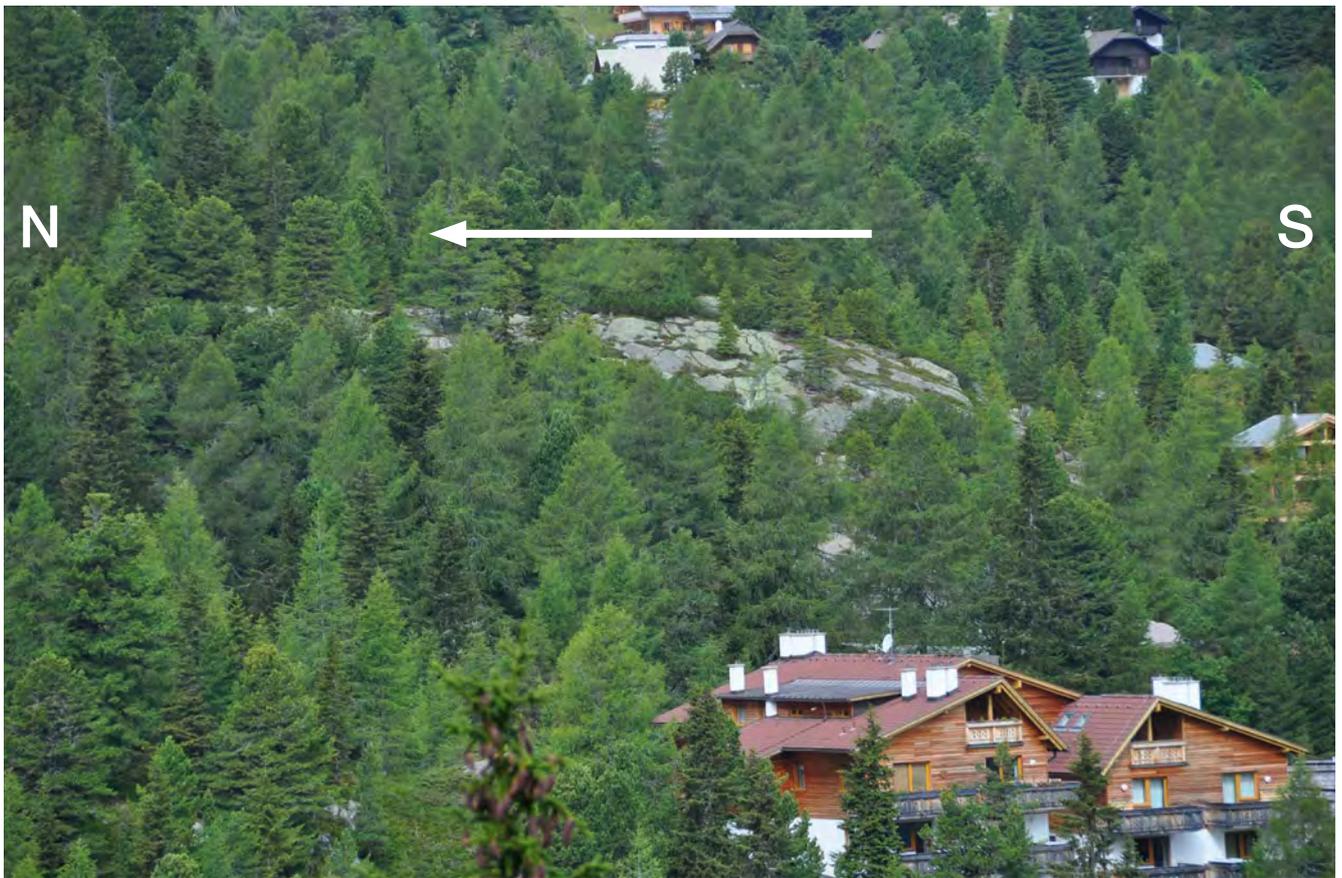


Abb. 4.
Rundhöcker Mayerbruggersiedlung (Turracher Höhe). Eisflussrichtung (Pfeil).

Höhe und Gurktal. Auch auf der Turracher Höhe selbst ist eine ideal geformte Rundhöckerlandschaft in den harten Konglomeraten und Sandsteinen des Karbons entwickelt. Die Rundhöcker in der Passfurche (Seewirt, Kapelle am Turrachsee und südlich davon) sowie an den Hängen zum Schwarzsee im Osten und zur Mayerbruggersiedlung im Westen (Abb. 4) zeigen eine straffe N–S Orientierung und eine Formung durch einen Eisfluss von Nord nach Süd an. Die Rundhöcker wurden von einem rund 300 bis 350 m mächtigen, dank einer hohen Fließgeschwindigkeit morphologisch sehr wirksamen, Eisstrom geformt. Die Gletscher aus den weit gespannten Einzugsgebieten des Nesselbaches (Werchzirbenalm) im Westen sowie des Geißbeckbaches im Osten, die an sich durch das enge Tal der Turrach zum Murgletscher abfließen, waren so hoch gespannt, dass ein kräftiger Eisstrom nach Süden übertrat. Der Eisabfluss nach Norden war zudem auch durch die starke Vergletscherung des Tamsweger Beckens und des oberen Murtales, bedingt durch den starken Eisabfluss aus den Tauern, behindert. Eine vergleichbare Situation ergab sich im oberen Paalgraben, wodurch ein starker Eisabfluss über die Flattnitz die hypertrophe Gletscherzunge im Glödnitztal ernähren konnte (SPREITZER, 1961). Der Eisstrom der Turrach floss dann nach Überwindung der Passhöhe mit hohem Gefälle nach Süden ab. Hier setzt sich die Rundhöckerlandschaft bis zum Grünsee und Holzboden fort. Direkte Hinweise auf die Lage der Eisoberfläche sind dann erst wieder bei Saureggen zu finden.

Oberhalb der Mündungsstufe des Saureggenbaches (Abb. 5) ist eine mächtige Talverbauung mit Moränenma-

terial erhalten, die einerseits vom Hauptgletscher, andererseits vom Lokalgletscher aus den Karen um Niederkaser und Zgartenalm gebildet wurden. Unmittelbar auf der Schwelle oberhalb der Steilstufe zum Haupttal finden sich in den sandigen Moränensedimenten viele erratische Geschiebe von Quarzkonglomerat und -sandstein sowie Eisendolomit, die auch an der Oberfläche als große Blöcke präsent sind. Sie zeigen die Verbreitung der Eismassen aus dem Bereich der Turrach an, die demnach offensichtlich bis ca. 500 m östlich der auffallenden Nase unter den Häusern ins Tal eingedrungen ist. Hier trafen sie auf die Gletscherstirn des Lokalgletschers.

Während sich damals zur größten Eisausdehnung am Rand des Hauptgletschers keine markante Endmoräne bildete, sind die Endmoränen des Lokalgletschers mächtige blockreiche Wälle, die gestaffelt das kleine Zungenbecken des Saureggenbaches abschließen. Mit Ende des Hochglazials schmolz der Eiskörper in diesem Zungenbecken ohne jegliche Marken zu hinterlassen und die Gletscherzungen zogen sich in die hohen Karräume zurück.

Ebenso rasch dürfte auch der Eisfluss über die Turracher Höhe mit dem Einsinken der Eisoberfläche im Quellgebiet der Turrach beendet worden sein, wodurch auch im Tal des Holzbodenbaches die Eismassen sehr rasch abschmolzen. Die einzigen Reste dieser Periode stellen die mächtigen Schuttmassen westlich von Holzboden dar. Sie wurden als Folge der Massenbewegung oberhalb der Martinhütte auf dem schmelzenden, inaktiven Eiskörper abgelagert und nicht mehr abtransportiert.

Oberstes Gurktal

Auf Höhe des Wanderweges Sauregg – St. Lorenzen (Marterl) finden sich im Wald immer wieder Brocken des

Quarkonglomerates der Turracher Höhe und größere Phyllitbrocken am Waldboden, die dem sanft geneigten Hang darüber fehlen (Abb. 5). Sie markieren den höchsten Eisrand, der auch durch die Kante an der Kreuzung mit der

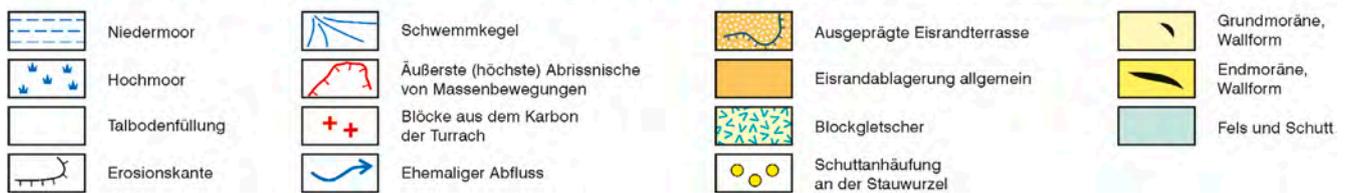
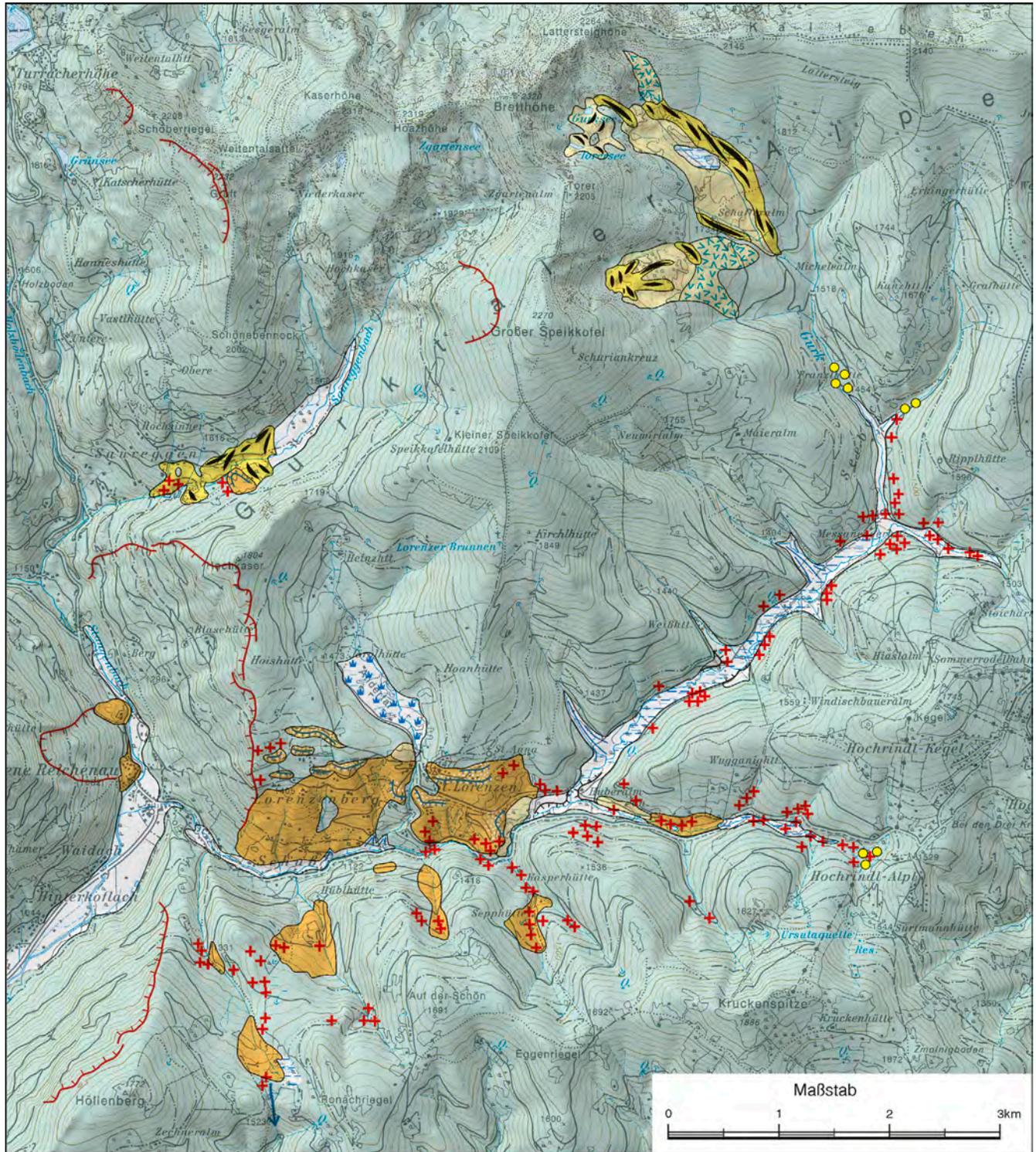


Abb. 5. Quartärgeologische Karte des Gurktales oberhalb Ebene Reichenau.

Straße zur Spitzkofel Hütte und Zgartenalm markiert wird. In der Fortsetzung ist dann am Ausgang des Andertales ein mächtiger Lockersedimentkörper erhalten, der in einer sandig schluffigen Matrix Phyllitschutt und Geschiebe aus Quarzsandstein und Konglomerat, Eisendolomit mit Grünschiefern führt, die mitunter facettiert und gekritzelt sind.

In St. Lorenzen liegen auf dem hohen Felssockel bis in eine Höhe von 1.480–1.490 m sandige Kiese ähnlicher Zusammensetzung und größere Blöcke des Konglomerates. Sie sind bis in die Hangmulde unterhalb St. Anna zu verfolgen. Etwas tiefer am Hang setzt eine deutliche Terrasse in 1.460 m bei den letzten Häusern von St. Lorenzen an und fällt bis gegen die Mulde auf 1.450 m ab.

Diese Ablagerungen markieren einen Gletscherrand von nahezu 1.500 m Höhe, der den Ausgang des Andertales blockierte und hier offensichtlich einen See aufstaute. Hinweise auf ein Eindringen der Eismassen in das Becken oder auf die Stauhöhe des Sees konnten nicht gefunden werden. In dem Becken lagerten sich Schluffe und Tone ab, die Sandlagen aufweisen und heute die Basis der rund 4 m mächtigen Torfkörper des Latschenhochmoores darstellen (FRITZ, 1964). Die Oberfläche der Tonfüllung in 1.460 m Höhe zeigt an, dass die Seephase entweder nicht von so langer Dauer war, um eine völlige Füllung zu erlauben, oder die Eisbarriere keinen wesentlich höheren Seespiegel verursachte (s.u.). Die Mächtigkeit des Bändertons dürfte nicht sehr groß sein, da der heutige Abfluss im Fels liegt und von keiner Übertiefung des Beckens ausgegangen werden kann.

Der Talboden des Andertales, wie auch der des Gurktales oberhalb der Schwelle knapp westlich der Huberalm, weisen ein auffällig geringes Gefälle im Gegensatz zu dem weiteren steilen Verlauf nach Ebene Reichenau auf. Dabei dürfte es sich um das ehemalige allgemeine Gefälle der Täler handeln, das durch die Tieferlegung der Talböden in den Haupttälern, nicht zuletzt durch die wiederholten Vergletscherungen und ihre Erosionsleistungen, zerstört wurde. Das Fehlen jeglicher Hinweise auf eine Vergletscherung (morphologisch wie auch durch Sedimente) dieser Abschnitte der beiden Täler belegt, dass diese offensichtlich nie vergletschert waren. Dementsprechend ist weder der Gurkgletscher wesentlich über die Ausdehnung in der Würmeiszeit angewachsen, noch ist der Eisstrom von der Turrach über sein damaliges Ende deutlich nach Osten vorgedrungen.

Im Bereich der Hangmulde sowie dem gesamten Hang unterhalb St. Lorenzen–St. Anna bis zur Zufahrtstraße nach St. Lorenzen ist das Auftreten großer Blöcke der Quarzkonglomerate sehr auffällig. Unterhalb der Straße ist in 1.400 m Höhe eine deutliche Terrasse ausgebildet, die ein Äquivalent westlich des Baches aus dem Andertal hat. Sie wird von sandigen, groben Kiesen mit Blockwerk aufgebaut und stellt, ebenso wie der terrassenförmige Sporn in 1.340–1.350 m Höhe in der Gurkschlinge nördlich der Kasperhütte, einen Eisrandstaukörper dar. Hier und im Bett der Gurk sowie am gesamten Hang bis zum Bach aus dem Andertal finden sich viele, bis zu mehreren Kubikmeter große Blöcke des Quarzkonglomerates, wobei bei der Almhütte oberhalb der Gurk ein Block mit ca. 50 m³ hervorsteht. Sonst ist der Hang von sandigen Kiesen und Schutt sowie verschwemmten Moränenablagerungen der Abschmelzphase des Gletscherkörpers im Gurktal bedeckt. In gleicher Weise ist auch der Hang Lorenzenberg

mit derartigen Ablagerungen bedeckt, aber ohne die vielen Blöcke, in denen bis auf markante Eisstaukörper um 1.440 m nur undeutliche Kanten erhalten geblieben sind.

Westlich der Abzweigung der Straße nach St. Lorenzen ist entlang der Gurk eine feinstoffreiche, dicht gelagerte Grundmoräne aufgeschlossen, die neben dem Phyllitschutt auch häufig erratische Geschiebe (Sandstein, Konglomerate, Dolomit und Grünschiefer) führt, die Facettierung und Kritzung aufweisen. Sie liegt der Felsschwelle am Ausgang des Grabens bei der Kasperhütte auf und kleidet offensichtlich den ganzen breiten Talboden aus. Nach Osten zu wird sie von Kiesen der Gurk überlagert, die im Talboden gering mächtige Terrassenkörper bilden. Bei der Jagdhütte östlich Huberalm ist noch ein kleiner Rest von Moränenmaterial erhalten, während das weitere Tal bis zur Straßenbrücke im Osten mit losem Bachschutt verstopft ist.

Im Gegensatz zum Lorenzenberg sind am Hang südlich der Gurk nur in den Gräben Eisrandsedimente zu finden. Es sind dies mehr oder weniger mächtige Anhäufungen lokaler Schuttmassen, die durch wechselnden Feinstoffgehalt oft den Grund für ausgedehnte sumpfige Areale darstellen. Die auffälligste Erscheinung sind aber in diesen Bereichen die großen Blöcke des Quarzkonglomerates. So finden sich diese Blöcke in der weit gespannten Mulde NW des Ronachriegels bis in 1.510 m Höhe (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Sie belegen, dass sich Eismassen aus dem Bereich der Turracher Höhe über Holzboden- und Stangenbach bis zum Sattel zwischen Höllenberg und Ronachriegel ausgebreitet haben. Die scharf eingeschnittene Kerbe bei Kote 1.523 m (Abb. 5) ist wohl dann in den weichen Phylliten durch einen kurzfristigen Schmelzwasserabfluss dieser Eismassen nach Süden zum St. Margaretenbach erodiert worden. Das Auftreten der Quarzkonglomeratblöcke bis in 1.500 m im Graben unterhalb „Auf der Schön“ und in 1.450 m in den Gräben südlich Sepphütte und Kasperhütte belegt eine Höhenlage des Eisrandes im Süden, die parallel zu der im Norden verlief. Somit drang der Eisstrom von Westen ins Gurktal ein und erfüllte es mit einer leicht nach Osten zu abfallenden Zunge, die in etwa bis zur Mündung des Grabens vom Hoehrindl-Alpl reichte. Die hier im Bereich der Jagdhütte auftretende Grundmoräne zeigt an, dass die Gletscherzunge kurzfristig bis hierher vorgedrungen ist. Die anschließende Anhäufung des lokalen Schutts ist offensichtlich gegen diese Zunge erfolgt.

Ab der Huberalm ändert sich der Charakter des Gurktales grundlegend. Im Gegensatz zu der weitgehend im Felsbett verlaufenden Steilstufe nach Ebene Reichenau ist das Tal dann bis Seebachern durch einen 150–200 m breiten ebenen Talboden geprägt, in dem die Gurk unterhalb der Messaneggerhütte (Abb. 6) mäandriert. Auf den unteren Bereichen der begleitenden Hänge östlich der Straßenabzweigung nach St. Lorenzen findet sich nur mächtiger monomiktter Schutt der grauen Phyllite, der nur selten von Fels durchbrochen wird. Abgesehen von dem kleinen Vorkommen bei der Jagdhütte sind keinerlei glaziale oder glazigene Ablagerungen zu finden. Auf der Schuttdecke liegen häufig Brocken bis große Blöcke des auffälligen Quarzkonglomerates und -sandsteins, selten auch Eisendolomit, graue Marmore und massige Grünschiefer.

Sind diese Blöcke am orografisch rechten Hangfuß selten, so finden sie sich am orografisch linken Hangfuß wesentlich häufiger, wobei stellenweise Gruppen von eng



Abb. 6. Gurktal bei der Messaneggerhütte (M) Blickrichtung SW. Talbodenfüllung (1), Driftblöcke (2). Pfeil weist auf einen Block an der Anschlaglinie (blaue Linien) hin. Im Hintergrund: Kalbungsfront des Gletschers im Gurktal.

beieinander liegenden Blöcken zu beobachten sind. Besonders im Bereich der Mündung des Grabens von Hochrindl gegenüber der Messaneggerhütte finden sich besonders viele. Im Graben selbst liegen einige auffällige Blöcke bis maximal 1–2 m³ Größe bis in eine Höhe von 1.460 m. In Seebachern sind noch einige am Hangfuß unterhalb der Ripphütte zu finden, wogegen am Gegenhang der letzte oberhalb der Messaneggerhütte zu finden war (Abb. 6).

Auch im Tal von Hochrindl-Alpl und in dem Graben unterhalb des Kruckenspitzes finden sich bis in eine Höhe von 1.460 m diese Blöcke. Sie liegen auch auf den Moränen- und Schuttablagerungen im untersten Abschnitt des Grabens. Eine deutliche Häufung ist in der Talwurzel unterhalb der Liftstation zu finden.

Bei den auffälligen erratischen Blöcken handelt es sich offensichtlich um Driftblöcke aus kleineren und größeren Eisbergen eines Stausees. Ein weiter Hinweis auf einen derartigen See stellen die Lockersedimentkörper in gleicher Höhe an den Stauwurzeln in Seebachern und Hochrindl-Alpl dar, die als embryonale Deltabildungen der Gerinne angesehen werden können. Verbreitung und Verteilung der Blöcke zeigen an, dass im Gurktal und dem Tal nach Hochrindl-Alpl (Abb. 7) an der Gletscherstirn ein Stausee mit einer Spiegelhöhe von ca. 1.460 m bestand. Offensichtlich haben vorherrschende Winde aus W – NW die Eisberge in die südlichen Teile des Sees gedrängt, so dass hier eine Anreicherung der Blöcke entstand. Da der See im Andertal mehr oder weniger dieselbe Spiegelhöhe aufwies, dürfte es sich dabei um das hydraulische Niveau in der Gletscherzunge handeln, das über einige Zeit aufrecht war.

Wie die Moräne und die Stausedimente im unteren Bereich des Tales von Hochrindl-Alpl belegen, hat sich der Gletscher während des Aufbaus anfänglich weiter ausgedehnt. Bei Erreichen seiner größten Mächtigkeit entstand dann offenbar der Stausee im Gurktal. Es bildete sich eine Kalbungsfront in etwa auf der Linie St. Anna und Kote 1.536 m im Süden aus. Zu diesem Höchststand war der Gletscher an der Felsschwelle bei der Mündung des Grabens bei der Kasperhütte mächtig genug, dem Auftrieb des ca. 80 m tiefen Sees standzuhalten.

Diese Situation wird auch in den früheren Eiszeiten gegeben gewesen sein, da jegliche Hinweise auf eine Gletscherausdehnung jenseits der letzteiszeitlichen fehlen.

Die damals im Gurktal abgelagerten feinkörnigen Sedimente bilden offensichtlich den sumpfigen Talboden, ohne dass sie heute aufgeschlossen sind. Der sumpfige Talboden im Tal nach Hochrindl-Alpl deutet auch hier auf eine Talfüllung mit hohem Feinkornanteil hin. Die gering mächtige Schotterfüllung um die Huberalm wurde nach dem Verschwinden des Sees akkumuliert und mit der zunehmenden Tieferlegung des Abflusses durch die Erosion in der Grundmoränenschwelle wieder zerschnitten.

Unterhalb der Felsschwelle östlich des Gurk- und Torer-sees ist das Gurktal mit mächtigen, grobblockigen Moränenablagerungen erfüllt. So setzt am Ausgang des kleinen Kares direkt unter der Lattersteighöhe ein Moränenwall an, der sich entlang des Rückens bis zur Forststraße in 1.600 m Höhe verfolgen lässt. Der Wall hebt sich deutlich von dem schuttbedeckten glatten Hang ab und wird durch



Abb. 7.
Gletscher im Gurktal bei St. Anna (1) und St. Lorenzen (2) mit Kalbungsfront in den Stausee vom Hochrindl-Alpl.

mehrere sich gegenseitig ablösende und gestaffelte Rücken gebildet. Sind in den tieferen Lagen größere Blöcke seltener, so finden sich diese in den höheren Lagen um die Baumgrenze häufig an der Oberfläche einerseits auf den Wällen, andererseits auch in den Mulden dazwischen. Das Wallsystem umschließt die grobblockige Moräne zwischen der Gurk, dem Bach von der Schafferalm und dem Rücken unterhalb Torer. Hier ist die nördliche Flanke mit Moräne bedeckt, ohne dass aber ein Wall ausgebildet worden wäre. Erst unmittelbar oberhalb der Schafferalm setzt ein deutlicher Wall an, der entlang des Baches verläuft und an dessen orografisch rechtem Ufer an der steilen Felsböschung endet. Die beiden Moränenzüge umreißen den ehemaligen Gurkgletscher, der als kleiner Kargletscher aus dem Kar unter der Lattersteig-Bretthöhe und dem Torer bis auf rund 1.600 m Höhe herab reichte.

Nach dem Abschmelzen der ca. 2 km langen Gletscherzunge war der Karboden um die beiden Seen noch einige Zeit von Gletschern besetzt, die kleine Moränenwälle hinterlassen haben. Auch aus dem kleinen Kar unterhalb des Großen Speikkofels entwickelte sich ein Gletscher, der den Hügel am Karboden zeitweise überfloss, dann aber in zwei Zungen geteilt wurde. Der Nördliche erfüllte das Tal bis ca. 1.800 m, wo er randlich einen deutlichen Endmoränenwall hinterließ. Der Südliche, der kleinere der beiden, reichte nur bis ca. 1.850 m. Aus beiden Zungen, die offensichtlich sehr stark mit Schutt bedeckt waren, entwickelten sich Blockgletscher, die sich noch bis auf ca. 1.650 m Höhe ausbreiteten.

Alle anderen Quelltrichter und Hänge in diesem Bereich des Einzugsgebietes der Gurk zeigen keinerlei Eisüber-

arbeitung oder glaziale Ablagerungen, sondern sind nur mit teilweise mächtigem monomiktem Schutt des Phyllits bedeckt. Das trifft ganz besonders für die Hänge an der Talwurzel des Andertales zum Großen Speikkofel und zum Hochkaser und für die Hänge des Gurktales entlang des Lattersteiges und den südstreichenden Rücken vom Weißen Kreuz nach Hochrindl zu. Die Schuttbedeckung ist auf den Hängen so mächtig, dass sie bereits respektable Mengen an Porengrundwasser speichert, das in vielen, teils kräftigen Quellen zu Tage tritt.

Massenbewegungen

In den Talflanken des oberen Gurktales sind neben vielen kleineren auch landschaftsprägende Massenbewegungen entstanden, die ganze Bergflanken oder große Teile davon erfassten. In den weichen Phylliten mit geringer Gesteinsfestigkeit und hoher Bereitschaft zur Teilbeweglichkeit entlang der Schieferungsflächen sind Bewegungen entstanden, die dem Formenkreis des Sackens und Kippens (POISEL, 1998) mit tief in die Flanken eingreifende Gesteinsauflockerung und zeitlich wie räumlich diskontinuierlichen Bewegungen der oberflächennahen Felsbereiche entspricht (ZISCHINSKY, 1969). Morphologisch sind sie durch Abrissnischen, Zerrgräben (Bergzerreißung; AMPFERER, 1939) und konvexe Hangbereiche im Talbereich (Talzusub; STINY, 1941) charakterisiert. Hier sollen exemplarisch die auffälligsten Formen in ihrem möglichen Zusammenhang mit der Entwicklung der Gletscher erwähnt werden, ohne auf spezielle petrografische wie lagerungsbedingte Zusammenhänge einzugehen, die

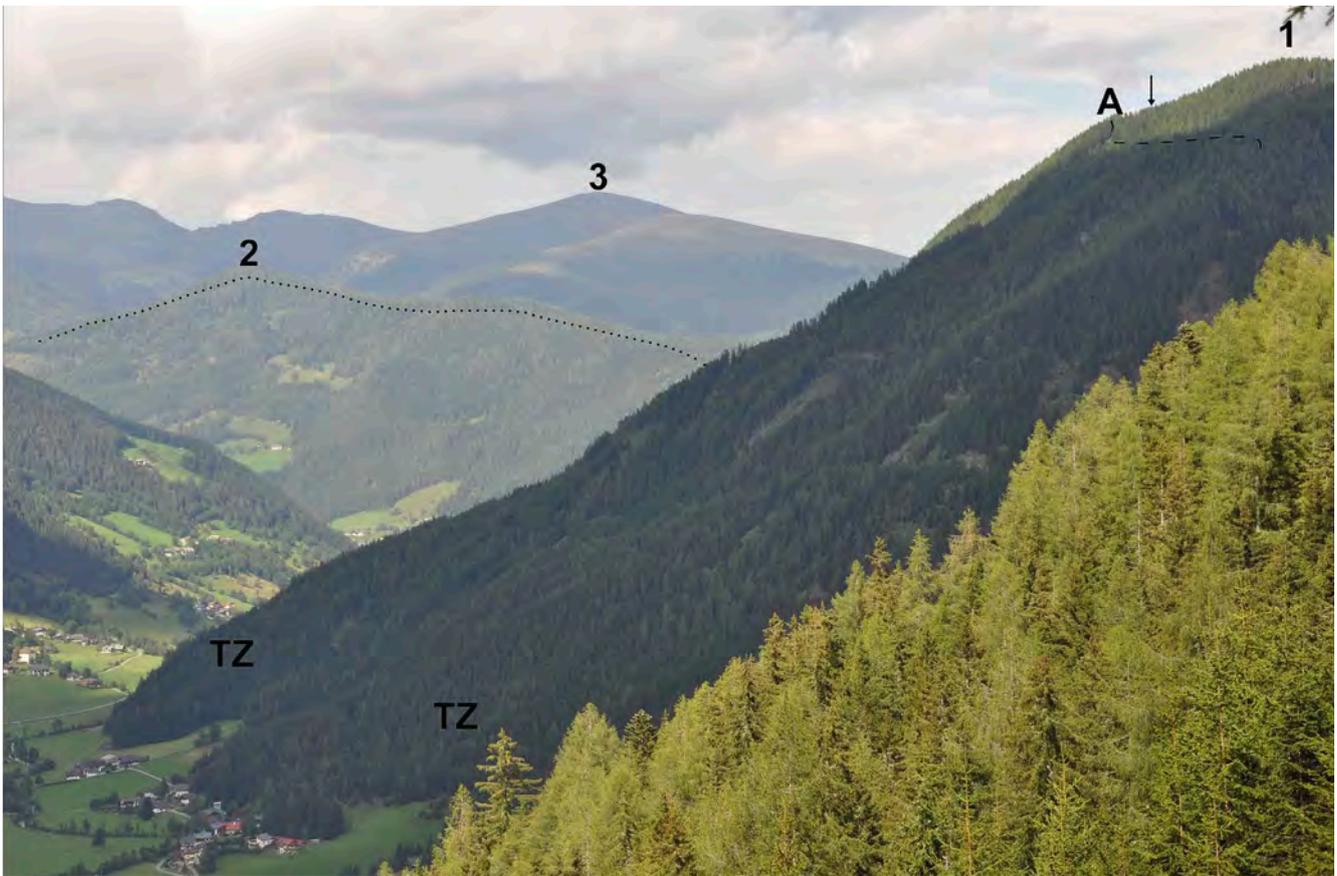


Abb. 8. Westflanke des Höllenberges (1). Bergzerreissung (Pfeil), Abrissnische (A + strichlierte Linie), Talzus Schub (TZ) bei Vorwald und Patergassen, Massenbewegung Hochkaser (2) mit Abrissnische (gepunktete Linie), im Hintergrund der Große Speikkofel (3).

den kommenden Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000, Turracher Höhe, vorbehalten sein sollen.

Die größten derartigen Massenbewegungen betreffen die Flanken des Hochkaser und des Höllenberges (Abb. 8). Die Bewegung am orografisch linken Ufer des Stangenbaches wird von einer leicht zu verfolgenden Abrissnische umschlossen, die bei Lorenzenberg ansetzt. Sie weist bei dem Marterl am Wanderweg bereits eine Sprunghöhe von ca. 20–30 m auf und ist dann bis knapp unterhalb des Hochkaser zu verfolgen, wo sie stellenweise bis zu 50 m erreicht. Nur teilweise abgesessene terrassenartige Körper, fiederförmige Auflösung der Abrisskante auf Höhe der Hoishütte mit scharfen Kanten sowie große rotierte Gesteinskörper, die durch tiefe, hangparallele Gräben vom Hang getrennt sind, charakterisieren den Rand der bewegten Masse. An ihm ist keinerlei glaziale Überformung in tieferen oder von Frostverwitterung in höheren Lagen zu sehen, was auf starke Bewegungen nach der letzten Eiszeit zurückzuführen ist, die wohl bis heute anhalten.

Eine durchaus gleiche Dimension und Erscheinung der Abrissnische und der Formung des Hanges zeigt die W-Flanke des Höllenberges (Abb. 8), nur dass hier in ca. 1.700 m Höhe ein deutlicher Graben einer weiter ausgreifenden Bergzerreissung zu sehen ist.

Am Fuß dieser Flanke sind deutlich vorgewölbte Bereiche (nördlich Patergassen, bei Kote 1.033 m) oder grobe Blockmassen als Zeugen von Felsstürzen (gegenüber Seebach oder Vorwald) zu beobachten. Diese beiden, sich offenbar bis heute deutlich aktiv weiter entwickelnden Be-

wegungen, wurden wahrscheinlich durch die starke Erosion des aus dem Winkelbachtal heraus drängenden Eisstromes ausgelöst. Im Talabschnitt oberhalb Patergassen war wahrscheinlich noch eine erhöhte Fließgeschwindigkeit zum deutlich tiefer liegenden Eisstrom aus Bad Kleinkirchheim wirksam.

Eine ebenso frische Form stellt die Bewegung südlich des Rinsennocks auf dem Rücken zum Eggenriegel (Abb. 9) dar. Durch die ungewöhnliche Schutthanhäufung auf dem bereits inaktiven Gletscherkörper um Holzboden wird angezeigt, dass die Bewegung offensichtlich unmittelbar nach dem Gletscherhochstand besonders aktiv war, wenn sie nicht sogar damals erst entstanden ist.

Ein ähnlich junges Alter hat wahrscheinlich auch die Bewegung westlich des Großen Speikkofels. Die vorspringende Felsnase wurde vom Eisstrom im Zgartental unterschritten, wodurch der tiefe Zerrgraben (Almweg) entstand. Der darüber folgende Hangbereich zeigt frische parallele Gräben, die auf eine aktive Weiterentwicklung der Bewegung durch Kippen der Gesteinspakete hindeuten. Auch diese Form dürfte als eine junge, mit der letzten Eiszeit zu verknüpfende Bewegung anzusehen sein. Eine ebenso scharf akzentuierte Form ist am Pfaffeneck am Rücken östlich des Wöllaner Nocks (2.145 m) zu beobachten, die durch den Einfluss des Kargletschers unter der Kaiserburg ausgelöst wurde.

Den Eindruck schon längere Zeit und augenblicklich nicht so aktiver Bewegungen vermitteln die Flanken um die Burgstallerhütte südlich, und bei Burgl nördlich der Gurk. Aus beiden Flanken sind die Abrissnischen undeutlich



Abb. 9. Massenbewegung Eggenriegel. Rinsennock (1) mit östlichem Kar (2), Abrisslinien der zum Holzboden hin bewegten Masse.

entwickelt und zeigen weichere Formen, die auf keine besonders aktiven Bewegungen hindeuten.

Ebenso wie am Eggenriegel ist offensichtlich auch auf der anderen Seite des Tales oberhalb der heutigen Katschenhütte der Hang durch die Erosion am Eisrand instabil geworden. Die Bewegung hat dann bis zum Kamm Schoberriegel-Gruft zurückgegriffen, wo eine Abrissnische und die Bergzerreißung in Form der Spaltung des Gipfelbereiches der Gruft entstanden sind. Die abgerundete Abrissnische, wie auch die flachen Zerrgräben darunter, können auf eine solifluidale Überformung einer schon früher angelegten Form während der letzten Eiszeit hindeuten. Dadurch, dass sich die bewegte Masse oberhalb der würmzeitlichen Eisbedeckung entwickelt hat, kann hier von einer schon älteren Bewegung ausgegangen werden.

Der „Gurkgletscher“ zur letzten Eiszeit

Die Karräume im Einzugsgebiet des oberen Gurktales, bis auf jene im Winkeltal, waren auch zum Höhepunkt der letzten Eiszeit nur von kleinen, eher unbedeutenden Gletschern erfüllt, die so gut wie nichts zur Bildung des großen das Tal fast gänzlich einnehmenden Eisstromes beitrugen.

Der eigentliche Gurkgletscher im Quellgebiet der Gurk entwickelte sich als ein lokaler Kargletscher in der Leelage unter der Brett- und Lattersteighöhe, der Karboden (Gurk- und Torersee) und Karschwelle formte. Von dort reichte eine annähernd 2 km lange Zunge bis auf 1.600 m Höhe, die grobblockige Moränen hinterließ. Auch aus dem südlich gelegenen Kar unterhalb des Großen Speikkofels entwickelte sich, wenn auch wesentlich kleiner, ein mit gro-

bem Schutt bedeckter Gletscher, der dadurch in einen Blockgletscher überging. Beide Gletscherzungen sind die einzigen glazialen Zeugen der Eiszeiten im Gurktal oberhalb St. Lorenzen, deren Hänge und Quelltrichter sonst nur von mächtigem Frostschtutt geprägt werden. Diese haben sich besonders über der Baumgrenze auf den sanften, unstrukturierten Hängen (Lattersteig/Großer Speikkofel) als Solifluktionsschutt durch alle Eiszeiten als mächtige Decken entwickelt, worauf auch die häufigen Quellaustritte hinweisen, die das darin enthaltene Porengrundwasser abführen.

Der landläufig als Gurkgletscher bezeichnete Eisstrom im oberen Gurktal war hingegen eine Bildung, die zu allen Eiszeiten auf fremden Einzugsgebieten basierte. Er bezog seine Eismassen aus drei Bereichen, von denen zwei außerhalb des Drainagesystems der Gurk (Murtal/Turrach, Drautal/Bad Kleinkirchheim) liegen.

Wie die Rundhöckerlandschaft der Turracher Höhe zeigt, war die Passhöhe von einem mächtigen Eisstrom von Norden nach Süden durchströmt. Die aus den weit gespannten Nährgebieten der Werchzirbenalm unter dem Königstuhl im Westen und des Weittales unter dem Eisenhut im Osten nach Norden zum Murgletscher abfließenden Eismassen wurden durch das relativ enge Tal der Turrach und die starke Vergletscherung des Murtales so gestaut, dass die Eisoberfläche auf annähernd 2.100 m Höhe anschwellte und somit die breite Scharte der Turracher Höhe von rund 300–350 m mächtigem Eis überströmt wurde. Eine Situation wie sie ebenso auf der Flattnitz eintrat (SPREITZER, 1961). Die Eisoberfläche verlor nach Süden rasch an Höhe

und wies bei Winkl-Saureggen nur noch rund 1.600 m Höhe auf.

Der starke Gradient des Eisstromes bedingte eine hohe Fließgeschwindigkeit, welche für die akzentuierte Rundhöckerlandschaft in den harten Quarzkonglomeraten und Sandsteinen des Karbons der Turrach und an der orografisch linken Flanke des Holzbodenbaches verantwortlich ist. Bei Saureggen trat der Eisstrom in Kontakt mit der Gletscherzunge des Saureggenbachtals, ohne dass es – wenn überhaupt – zu einem nennenswerten Eiszufluss aus diesem gekommen ist, wie die mächtigen Endmoränen des Lokalgletschers anzeigen.

Nach dem Zusammenfluss mit dem Eisstrom des Winklbachtals kam es bei Ebene Reichenau an dem bugartigen N-Kamm des Höllenberges zu einer Teilung der Eismassen. Ein Teil floss Gurk abwärts Richtung Patergassen, der andere Gurk aufwärts Richtung St. Lorenzen. Dabei wurde offensichtlich alles Eis aus dem Raum der Turracher Höhe nach Osten abgelenkt, da hier die Quarzkonglomerate sehr häufig als erratische Blöcke auftreten, Gurk abwärts aber fehlen. Das Eis überflutete das Gurktal bis St. Lorenzen und die Quelltrichter der südlichen Zuflüsse, wo Ausdehnung und Höhe des Eises an der Verbreitung der Quarzkonglomeratblöcke ablesbar sind.

Die Gletscherzunge drang gurkaufwärts bis zum Zusammenfluss mit dem Tal vom Hochrindl-Alpl und offenbar anfänglich auch noch etwas in dieses selbst vor. Anfänglich traten wahrscheinlich nur kurzfristige Staus der Gurk ein. Später bildeten sich dann mit dem Anwachsen der Gletschermächtigkeit ein permanenter Stausee und eine Kalbungsfront zwischen St. Anna und dem Rücken östlich der Kasperhütte aus. Wie die Driftblöcke am Hang unterhalb Kote 1.536 m und am Talboden belegen, war damals das Eis des weitesten Vorstoßes ins Tal nach Hochrindl-Alpl wieder verschwunden. Der Gletscher auf der Fels- und Moränenschwelle mit einer Oberfläche in ca. 1.480 m Höhe war mächtig genug, dem Auftrieb des ca. 80 m tiefen Stausees Stand zu halten. Der Stausee erfüllte mit einer Spiegelhöhe von rund 1.460 m das Gurktal bis zur Franzhütte und das Tal nach Hochrindl-Alpl bis zu den Liftstationen. Die auf dem See treibenden Eisberge und Eisbrocken transportierten, neben einigen anderen, sehr viele Blöcke des Karbons der Turrach, die nahezu über den ganzen See verteilt zur Ablagerung kamen, wobei eine durch die vorherrschenden Westwinde eingetretene deutliche Anreicherung am Süd- und Ostufer des Gurkarmes und im Tal nach Hochrindl-Alpl zu sehen ist. Im kleinen Stausee des Andertales mit dem gleichen Seespiegel kamen Driftblöcke, wenn überhaupt, nur in der Talmitte zur Ablagerung und sind durch die Bändertone und das Hochmoor bedeckt. Auch am Talboden des Gurktales sind diese Blöcke heute von der Talfüllung verdeckt.

Auf den flachen präglazialen Talböden der drei Täler wurden Bändertone abgelagert. Da die Oberfläche der Bändertonefüllung des kleinen Stausees im Andertal der Stauspiegelhöhe von ca. 1.460 m entspricht, war das bestimmende hydraulische Abflussniveau in der Gletscherzunge über eine Zeitspanne wirksam, in der einige Meter Bändertone akkumuliert werden konnten. Hinweise darauf, ob die Seen einen kurzen, kontinuierlichen Bestand hatten oder eine wiederkehrende Erscheinung waren, konnten nicht gefunden werden. Diese Seen entstanden wohl auch während der anderen Eiszeiten.

Der See konnte sich erst bilden, als die Eismächtigkeit im Gurktal oberhalb Ebene Reichenau ihr Maximum erreicht hatte. Da diese aber maßgeblich von der Stärke des Eiszuflusses über die Turrach abhing, ist mit einer kurzen Dauer gegen Ende des klimatischen Maximums des Hochglazials zu rechnen. Dafür spricht auch, dass die Driftblöcke durchwegs an der Oberfläche des Solifluktionsschutts und der Schutt- und Schwemmfächer in den kleinen Nebenbächen und Gräben liegen. Das deutet darauf hin, dass nach ihrer Ablagerung auch keine wesentliche solifluidale Umlagerung mehr stattgefunden hat. Der See ist sicher mit dem ersten Nachgeben der Eisströme am Beginn des rapiden Abbaus des Eisstromnetzes unmittelbar nach dem Hochglazial wieder verschwunden.

Nach der Teilung des Gletscherstromes flossen die Eismassen hauptsächlich aus dem Winklbachtal mit einem höheren Gefälle Gurk abwärts weiter und vereinigten sich bei Patergassen mit dem Gletscherkörper, der das Tal bei Bad Kleinkirchheim erfüllte. In diesem kam vorwiegend Eis aus dem Tal bei St. Oswald zum Abfluss, dem der Weg in das tief liegende Tal bei Radenthein durch die mächtige Vereisung am Rande des Draugletschers verwehrt war.

Die vereinigten Gletscherströme erfüllten dann mit einer flach auslaufenden Zunge das Gurktal über Gnesau bis zur Prekowa-Höhe, wo sie mit dem Eisstrom des Teuchenbachtals und dem Draugletscher in Berührung kam. Ausdehnung und Mächtigkeit der Gletscherzunge werden in diesem Talabschnitt ausnahmslos durch Staukörper am Talrand markiert, obwohl die gesamte Gletscherzunge bereits Zehrgebiet darstellte. Der Grund, warum keine Endmoränen am Eisrand oder im Mündungsbereich der Seitengräben zu finden sind, liegt wahrscheinlich im enormen Schuttanfall im Phyllit, der jegliche Moränenablagerungen überdeckte. Die vereinigten Eismassen aus Gurk- und Teuchenbachtal erfüllten den Bereich bei der Prekowa-Höhe bis auf mindestens 1.000 m Höhe über die gesamte Talbreite. Weiter östlich überfloss das Eis des Draugletschers noch den Höhenrücken südlich der „Engen Gurk“, konnte aber offensichtlich die tief eingeschnittene Schlucht nicht überwinden. Das gelang wahrscheinlich nur kurzfristig bei Severgraben (westlich Homberg) am Eingang der Schluchtstrecke nach Norden, wo die Gurk kurzfristig wohl gestaut wurde und auch unter der Gletscherzunge abfloss. Die mächtige Niederterrasse entwickelte sich dann ab Neu-Albeck im mittleren Gurktal.

Die primäre Anlage der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ dürfte auf die erste Vergletscherung von der Größe der Würmeiszeit zurückgehen und auf alle Fälle bei jeder folgenden wieder erzwungen worden sein. Eine zweistufige Entstehung mit einer primären Verdrängung an den Nordrand der Feldkirchener Bucht und einem späteren Durchbruch nach Norden durch eine besonders mächtige Vergletscherung (Mindel?) ist vorstellbar. Da das Hügelland südlich davon eine starke glaziale Überformung zeigt, die den Hängen nördlich davon völlig fehlt, lag die „Enge Gurk“ in den Eiszeiten immer im Randbereich der Gletscherzungen des Draugletschers und diente als Abflussrinne nach Norden zum mittleren Gurktal.

Ob die Gurk zwischen den Eiszeiten fallweise wieder ihre präglaziale Abflussrichtung nach Südosten ins Klagenfurter Becken gewinnen konnte, ist nur zu vermuten, da Belege oder Hinweise darauf fehlen. Diese Abflussrichtung wäre nur dann denkbar, wenn beim Abschmelzen der Eis-

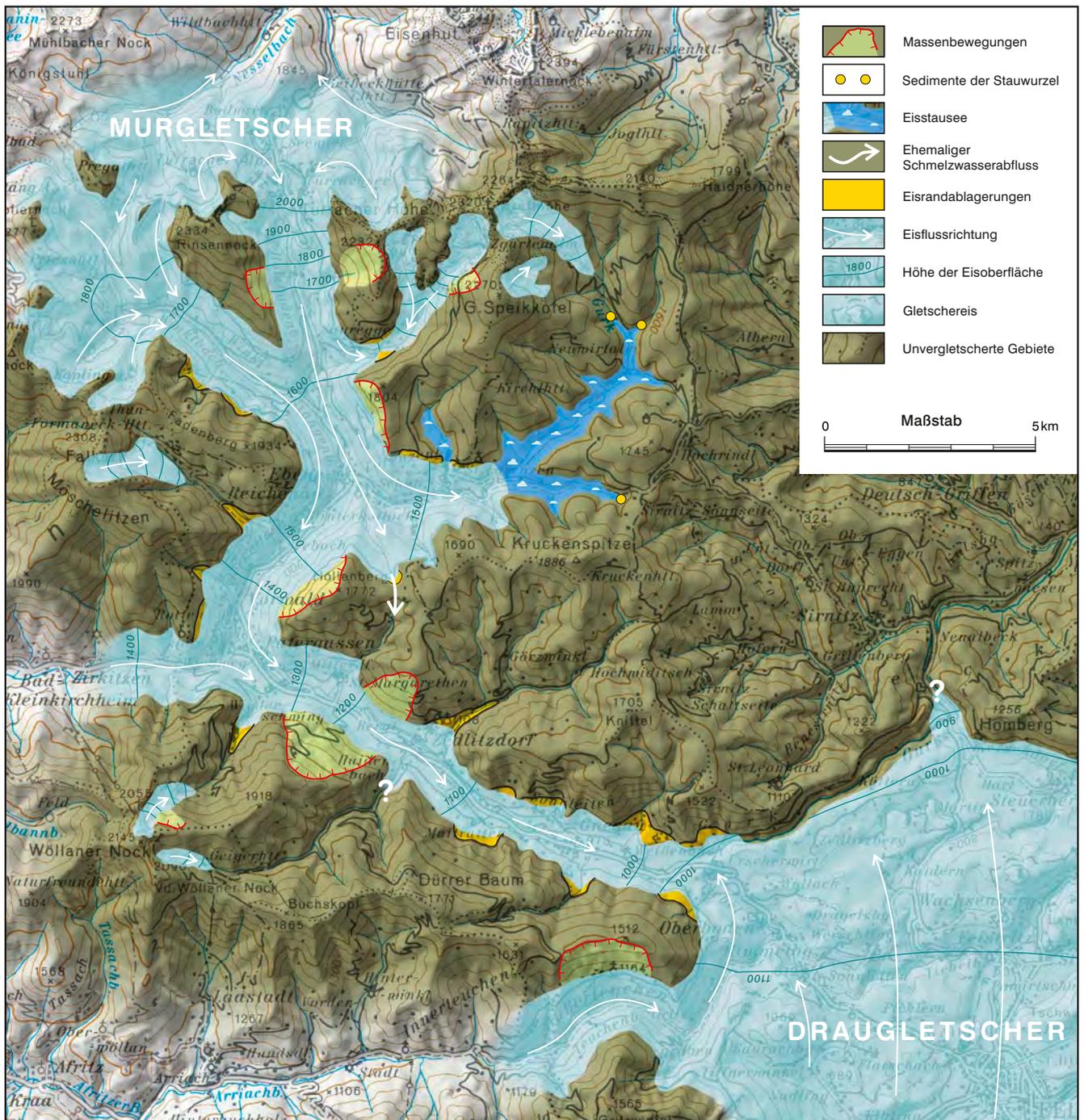


Abb. 10. Rekonstruktion der Vergletscherung im Einzugsgebiete des oberen Gurktales zum Höhepunkt der Würmvereisung (LGM).

massen im Bereich der Prekowa-Höhe keine Eisstaukörper ähnlich den heutigen entstanden oder derartige durch die rückschreitende Erosion der Tiebel durch Subrosion durchschnitten worden wären.

Das erste Zurückweichen der Gletscher nach dem Hochglazial brachte eine Trennung der Eiskörper und die Akkumulation des mächtigen Staukörpers auf der Prekowa-Höhe, wie auch der „Eben“ gurkaufwärts bei Maitratten. In der weiteren Folge werden sehr kurzfristige, eher zufällige Eisrandpositionen durch Stauanten markiert. Die jüngsten Zeugen des Eiszerfalls stellen die Oser bei Bergl dar, bevor das obere Gurktal in seiner Gesamtheit kurz nach dem Hochglazial eisfrei wurde.

Das Abschmelzen der Eismassen im oberen Gurktal erfolgte auch dadurch besonders rasch, da unmittelbar mit dem Rückgang der Vergletscherung die zwei wesentlichen Eiszuflüsse über die Turrach und Bad Kleinkirchheim beendet wurden.

Ein etwas differenzierter gegliedertes Bild mit kurzfristigen Stauseen und deren Verfüllung lässt sich beim Zurückweichen des Eisrandes der Draugletscherzone in der Zeit des ersten Abschmelzens im Hügelland um Himmelberg rekonstruieren, ohne dass in den einzelnen Schritten größere Zeitspannen als maximal Jahrzehnte anzunehmen sind.

Literatur

- AMPFERER, O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitz. ber. Österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. **148**, 1–14, Wien.
- EICHER, H. (1978a): Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I – Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). – Carinthia II, **168/88**, 151–174, Klagenfurt.
- EICHER, H. (1978b): Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk-Draugletscher. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 209–245, Wien.
- FRITZ, A. (1964): Pollenanalytische Untersuchungen des Bergkiefern-Hochmoores im Auertal, Kärnten. – Carinthia II, **154/74**, 40–59, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KLEINSCHMIDT, G., BIALLAS, H.P., BRIGGMANN, B., KLINGEL, B & LENSER, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 185 Straßburg. – Unveröff. Bericht Wiss. Archiv Geol. B.-A., 5 S., 5 Kt. (Signatur: A 08011-RA/185/1990), Wien.
- LITSCHER, H. (1977): Die Ergebnisse der geotechnischen Untersuchungen des Jahres 1976 im Gebiet der Prekowa-Tiebel. – Carinthia II, **167/87**, 105–112, Klagenfurt.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd. Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. – 717–1199, Leipzig.
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geol. B.-A., Wien.
- PISTOTNIK, J. (2003): Geologische Manuskriptkarte ÖK 50.000, Blatt 184 Ebene Reichenau. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- POISEL, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten: Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen. – Felsbau, **16**, 135–140, Essen.
- SPREITZER, H. (1961): Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jahresber. Österr., **28**, 1–50, Wien.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, **13**, 71–79, Wien.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 186 Sankt Veit an der Glan. – Geol. B.-A., Wien.
- UCIK, H.F. (1987): Der geologische Rahmen der Moore im Gebiet der Gemeinden Steuerberg und Himmelberg, Bezirk Feldkirchen (Kärnten). – Kärntner Naturschutzbl., **25**, 129–142,
- WEISS, E.H. (1962): Geologische Karte des Raumes zwischen Gurk und Tiebel (eine hydrogeologische Studie). – Archiv KELAG, 1–4, Klagenfurt.
- WEISS, E.H. (1977): Zur Hydrogeologie des Grundwasseraustrittes der Gurk unterhalb der Prekowa (Tiebelursprung). – Carinthia II, **167/87**, 95–104, Klagenfurt.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzusub. – Geol. Rundschau, **58**, 974–983, Berlin.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 1. März 2012, Angenommen: 16. April 2012

Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt

HANS-GEORG KRENMAYR*, STJEPAN ČORIĆ*, HOLGER GEBHARDT*, CHRISTOPH IGLSEDER*, MANFRED LINNER*, GERHARD W. MANDL*, JÜRGEN REITNER*, MANFRED ROCKENSCHAUB*, REINHARD ROETZEL* & CHRISTIAN RUPP*

1 Abbildung, 1 Tabelle

*Legende
 Quartär
 Geologische Karte
 Periglazial
 Sediment*

Inhalt

Zusammenfassung	57
Abstract	57
Einleitung	58
Allgemeines	58
Legendenaufbau	59
Einzelbeschreibungen	61
Sonderausscheidungen – Ergänzungen zur Generallegende	66
Literatur	66

Zusammenfassung

Eine Generallegende für die Kartierung und Darstellung der sogenannten „Jungen Bedeckung“ im österreichischen Periglazialraum (bezogen auf die großen Vereisungen im Pleistozän) auf den zukünftigen geologischen Kartenblättern der Geologischen Bundesanstalt in den Spezialkartenmaßstäben 1:50.000 und 1:25.000 wird im folgenden Beitrag detailliert vorgestellt. Im Rahmen mehrerer Arbeitstreffen und Geländebegehungen wurden die für eine Generallegende auszucheidenden, kartierbaren Einheiten bestimmt und mit einer möglichst prägnanten Nomenklatur belegt. Hierbei wurde das Konzept der lithogenetischen Einheiten (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005) weitgehend umgesetzt. Die Realisierung dieser Legendengliederung soll zukünftig den Vergleich von benachbarten, als auch weit voneinander entfernten Kartenblättern ermöglichen, und ist damit auch eine Voraussetzung für die einheitliche Darstellung aus GIS-Datenbanken. Sämtliche für diesen Teil der Generallegende verwendeten Begriffe (z.B. Solifluktionssediment, Murkegel, Hangschutt, Anmoor, etc.) wurden mit Definitionstexten und Literaturzitationen in den online verfügbaren Thesaurus „Geologische Einheiten“ (Mikrothesaurus: Lithogenetischen Einheiten) der Geologischen Bundesanstalt eingearbeitet (THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA, 2012).

General Legend for the Pleistocene to Holocene Sediments and Weathered Materials of the Periglacial Areas on Detailed Scale Geological Map Sheets (1:50.000, 1:25.000) of the Geological Survey of Austria

Abstract

A general legend for the field-mapping of superficial deposits in Austria's periglacial areas (with respect to pleistocene conditions) and their representation on future detailed-scale maps (1:50.000 and 1:25.000) of the Geological Survey of Austria is presented. Within the scope of several workshops and field trips we selected mapable units for the general legend and chose an appropriate nomenclature. Thereby, we largely applied the concept of lithogenetic units (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005). The application of this classification will enable the direct comparison of neighbouring as well as distant map sheets and will also facilitate the compilation of larger scale maps. All terms which are utilized for this special part of the general legend (e.g., solifluction deposit, debris flow cone, talus, half-bog soils, etc.) are integrated in the online Thesaurus "Geological Units" (Microthesaurus: Lithogenetic Units) of the Geological Survey of Austria giving definitions and quotations (THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA, 2012).

*) HANS-GEORG KRENMAYR, STJEPAN ČORIĆ, HOLGER GEBHARDT, CHRISTOPH IGLSEDER, MANFRED LINNER, GERHARD W. MANDL, JÜRGEN REITNER, MANFRED ROCKENSCHAUB, REINHARD ROETZEL & CHRISTIAN RUPP: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
 hans-georg.krenmayr@geologie.ac.at, stjepan.coric@geologie.ac.at, holger.gebhardt@geologie.ac.at, christoph.iglseder@geologie.ac.at,
 manfred.linner@geologie.ac.at, gerhard.mandl@geologie.ac.at, juergen.reitner@geologie.ac.at, manfred.rockenschau@geologie.ac.at,
 reinhard.roetzel@geologie.ac.at, christian.rupp@geologie.ac.at

Einleitung

Der Periglazialraum (eisfreie Gebiete zur Zeit der pleistozänen Gletschervorstöße) reicht über weite Gebiete Österreichs (Abb. 1). Eine einheitliche Gliederung der kartierten Einheiten auf verschiedenen geologischen Kartenblättern ist deshalb von besonderer Bedeutung. Die Generallegende für die „Junge Bedeckung“ im Periglazialraum auf den geologischen Kartenblättern in den Maßstäben 1:50.000 und 1:25.000 der Geologischen Bundesanstalt (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 bzw. 1:25.000 = GK 50/25; vgl. dazu KRENMAYR, 2010) soll dazu dienen, die derzeit in Bearbeitung befindlichen und zukünftig in die Bearbeitung gelangenden Kartenblätter im Gelände nach definierten und einheitlichen Kriterien aufzunehmen. In der Folge wird auch die Darstellung in einheitlicher Weise möglich, was überdies die Kompilation von Karten mit höherskaligen Maßstäben erheblich erleichtert. Bisher erschien diese Vereinheitlichung weniger dringlich, da in der Vergangenheit die jeweils bearbeiteten Blätter oft nicht nebeneinander lagen und Spezialfälle stark betont werden konnten.

Für die zukünftige Darstellung aller Spezialkarten der Geologischen Bundesanstalt in einer österreichweiten GIS-Datenbank muss unabhängig von der hier dargestellten Legende zusätzlich eine deutlich höher aggregierte Legende entworfen werden, um auch die bereits publizierten Kartenblätter mit ihren jeweils eigenen Legenden integrieren zu können.



Abb. 1.
Der Periglazialraum in Österreich zur Zeit der pleistozänen Gletschervorstöße.

Die Berücksichtigung von gebietsspezifischen Besonderheiten bei der Aufnahme und Darstellung soll durch diese Generallegende für die „Junge Bedeckung“ nicht verhindert werden, benachbarte Kartenblätter sollen aber aneinander gelegt werden können, ohne dass sich dabei aus den Legendentexten logische Widersprüche ergeben. Die hier vorgeschlagene Generallegende erhebt auch nicht den Anspruch auf Endgültigkeit, insbesondere hinsichtlich möglicherweise notwendiger Veränderungen und Ergänzungen im Zuge laufender und zukünftiger Kartierungen.

Nicht berücksichtigt werden in der vorliegenden Zusammenstellung Ablagerungen, die durch bestimmte Massenbewegungsprozesse wie Gleiten, Rutschen oder Kriechen entstehen. Auch Fels- und Bergsturzablagerungen werden zu einem späteren Zeitpunkt, in Zusammenarbeit mit Spezialisten für Massenbewegungen, für die Generallegende behandelt. Ebenso sind die quartären Fluss- (Terrassen-) sedimente nicht Gegenstand dieser Darstellung, da ihre Abgrenzung untereinander notwendigerweise stratigra-

fische Gesichtspunkte (Bindung an eine bestimmte Ablagerungszeit) in den Vordergrund stellt.

Hingegen spielen, wegen ihres großflächigen Auftretens, Massenbewegungsprozesse wie Fallen, Stürzen und Transport durch hochkohäsive Medien im Fall von Ablagerungen wie Hangschutt, Schutt- oder Murkegel hier sehr wohl eine Rolle und werden auch entsprechend abgehandelt. Ebenfalls ausführlich werden die weiträumig auftretenden, durch Solifluktion entstandenen oder überprägten Sedimente erörtert.

Die hier dargestellte Legendengliederung ist das Ergebnis eines längeren Diskussionsprozesses innerhalb einer Arbeitsgruppe von in der Kartierung tätigen Geologen. Hierzu wurden mehrere gemeinsame Geländebegehungen und Arbeitsgruppentreffen durchgeführt und die Inhalte kontrovers diskutiert. Das hier dargestellte Ergebnis dieses Prozesses ist von allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe als möglichst konsistente und dabei praktikable Gliederung akzeptiert. Das Konzept der Definition lithogenetischer Einheiten für eine flächenmäßige Darstellung der „Jungen Bedeckung“ im Periglazialraum erwies sich hinsichtlich innerer Logik und Praktikabilität als am sinnvollsten. Es wurde möglichst konsequent angewendet und nur dort davon abgewichen, wo aus kartierungstechnischen Gründen keine andere Möglichkeit gefunden wurde.

Viele der hier beschriebenen Sedimenttypen sind auf fotografische Weise nur sehr schwer zu dokumentieren, einerseits, weil die rein optische Ausprägung (Farbton, Farbtiefe, aber auch Struktur und Textur) sehr variabel ist und einzelne Fotos daher sogar irreführend sein könnten, andererseits, weil die haptischen Eigenschaften im Gelände in vielen Fällen unverzichtbare Kriterien der Zuordnung zu einem bestimmten Sedimenttyp darstellen. Aus diesen Gründen wurde in der vorliegenden Arbeit auf entsprechende Abbildungen verzichtet. Einen sehr gut gelungenen Versuch in diese Richtung haben aber RŮŽIČKOVÁ et al. (2001) unternommen. In diesem Werk in englischer Sprache sind nahezu alle hier behandelten Sedimenttypen mit umfangreichem Bildmaterial dokumentiert.

Allgemeines

Bei der Erstellung dieses spezifischen Teils der Generallegende wurden die entsprechenden Vorarbeiten und Vorbilder der Nachbarländer Deutschland bzw. Bayern (HINZE et al., 1989; BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, 2000), Schweiz (BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE, 2003), Großbritannien (MCMILLAN & POWELL, 1999), Ungarn (GYALOG, 1996), Tschechien (HANŽL et al., 2011; RŮŽIČKOVÁ et al., 2001) und Slowakei (pers. Komm. S. Kacer) berücksichtigt. Das Schwergewicht bei den Gliederungskriterien liegt bei allen genannten Vorbildern auf den genetischen Aspekten, wobei in den Erläuterungen zur Generallegende des geologischen Kartenwerks 1:25.000 von Bayern allgemein zugestanden wird, dass eine streng logische Nomenklatur auf Basis der verfügbaren Begriffe bzw. Begriffssysteme nicht erstellt werden kann (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, 2000, S. 14). Überdies wäre der Aufwand für deren Umsetzung im Gelände unverträglich hoch. So kann beispielsweise auch mit Bohrungen häufig keine eindeutige Aussage über die Genese eines Sediments gemacht werden (z.B., ob es sich um Lösslehm oder solifluidalen Lehm handelt), weil dazu Sedimentstrukturen in einem größeren Aufschluss beurteilt werden müssten,

der aber in aller Regel nicht zur Verfügung steht. Das Ziel muss also darin bestehen, eine im Gelände praktisch anwendbare und nicht unnötig komplexe Legende zu gestalten. Dabei ist im Bewusstsein zu halten, dass ein individueller Interpretationsspielraum des kartierenden Geologen, besonders, wenn es sich um gemischt-genetische Sedimente und Übergangsbereiche handelt, erhalten bleibt.

Die natürlichen Prozesse, die in diesem Zusammenhang eine Rolle spielen, sind Verwitterung, Windtransport, fluvialer Transport, Flächenspülung, Solifluktion, Infiltration, Fallen und Stürzen, Massentransport durch kohäsive Medien (Muren, Erdströme, etc.), chemische Fällung, Akkumulation organischen Materials sowie gegebenenfalls Diagenese und anthropogene Prozesse. Auf diese genetischen Aspekte beziehen sich auch viele der zur Verfügung stehenden Begriffe wie Löss (äolisch), Schwemmfächer (fluvialer Transport), usw. Bestimmte Prozesse haben auf denselben Flächen häufig auch abwechselnd die Sedimentation gesteuert und sind bei der Kartierung auch in dieser Kombination nachweisbar, z.B. äolische Sedimentation und Solifluktion. Entsprechend sind dafür in der Generallegende auch eigene Ausscheidungen vorgesehen. Andere Kombinationen, z.B. fluvialer und äolischer Transport, sind hingegen nur selten nachweisbar (z.B. an der Lainsitz in Niederösterreich), im Gelände kaum kartierbar und daher in der Generallegende auch nicht berücksichtigt.

Neben den genetischen Aspekten spielen in der Legendengestaltung und bei der Anwendung der einzelnen Ausscheidungen im Gelände auch die Lithologie, die morphologische Situation und teilweise auch die Entstehungszeit eine wichtige Rolle. Beispielsweise werden bei der Kartierung häufig große, gering geneigte Flächen in Hangfußlage, mangels weiterer Belege wie Aufschlüsse oder Bohrungen, primär aufgrund ihrer morphologischen Position zur Ausscheidung „Solifluktions- und Flächenspülungs-sediment ...“ gestellt. Eine Verifizierung mit künstlichen Aufschlüssen (z.B. Handbohrungen) ist jedoch anzustreben.

Da auf den geologischen Karten des Programmes GK 50/25 prioritär geologische Körper dargestellt werden, kann es vorkommen, dass die an der rezenten Erdoberfläche beobachtbaren Prozesse (z.B. Flächenspülung auf geneigten Ackerböden) und die daraus gegebenenfalls hervorgegangene, geringmächtige Sedimentauflage nicht mit der in der Karte tatsächlich dargestellten Ausscheidung (z.B. Löss) korrelieren. Die Grundlage für entsprechende Entscheidungen/Interpretationen des kartierenden Geologen bildet die Information aus nahegelegenen Aufschlüssen und aus Bohrungen. Unter „geringmächtig“ ist in diesem Zusammenhang eine Mächtigkeit von etwa ein bis zwei Metern zu verstehen, da entsprechende Sedimentauflagen mit dem Bohrstock noch mit vertretbarem Aufwand durchörtert werden können, und gleichzeitig ein Sedimenttyp (oder eine Verwitterungsbildung) mit dieser Mächtigkeit bereits eine nicht unerhebliche Bedeutung für praktische Fragestellungen – z.B. der Vegetationsökologie – haben. Die Angabe „ein bis zwei Meter“ ist als Richtwert zu verstehen, auch weil in bestimmten Fällen Sedimentauflagen mit einer geringeren Mächtigkeit berechtigter Weise dargestellt werden sollen/können. Beispiele dafür sind eine nur 50 cm dicke, aber weit verbreitete Lössdecke über einem Terrassenkörper, oder eine hangaufwärts auskeilende, lehmige Solifluktionsdecke über

einem Festgesteinsuntergrund, deren Begrenzung sinnvollerweise dort einzutragen ist, wo der Festgesteinsuntergrund im Gelände erkennbar wird und nicht dort, wo die Solifluktionsdecke einen bestimmten Mächtigkeitwert unterschreitet.

In älteren Karten wird die „Junge Bedeckung“ häufig nur dann dargestellt, wenn diese entweder hinsichtlich ihrer Mächtigkeit nicht ignoriert werden konnte, oder wenn über das darunter liegende Gestein keine Information vorlag (letzteres oft auch dann, wenn die Überlagerung de facto nur aus wenigen Dezimetern humosem Boden besteht oder Interpolationen vorgenommen werden mussten). Aktuell besteht jedoch der Anspruch darin, dass auch geringmächtige (Definition siehe oben), oberflächennahe Sedimente in unseren Karten dargestellt werden *sollen*, weil diese für zahlreiche praktische Fragestellungen von Bedeutung sind. Problematisch kann dies dann sein, wenn durch die konsequente Darstellung der „Jungen Bedeckung“ die *tatsächlich vorhandene* Information über die unterlagernden Gesteine (Verbreitung, Lagebeziehungen) nicht mehr adäquat dargestellt werden kann. Da einerseits die parallele Publikation von rein quartärgeologischen Karten und abgedeckten geologischen Karten aus Kapazitätsgründen nicht vorgesehen ist, und andererseits mit dem Spezialkartenwerk der GBA möglichst umfassende geologische Information transportiert werden soll, ergibt sich aus dieser Situation bei der Manuskriptgestaltung ein Ermessensspielraum, welche Arten der „Jungen Bedeckung“ in welchen Gebieten und ab welcher Mächtigkeit tatsächlich in der Karte dargestellt werden.

Legendenaufbau

Die Reihenfolge der Legendenausscheidungen in einer konkreten (gedruckten) Karte muss nicht der Reihenfolge in der Generallegende folgen, sondern richtet sich nach den jeweiligen (praktischen) Erfordernissen. So können z.B. Verwitterungsbildungen, inklusive von gegebenenfalls auskartierte Verwitterungslehm, zusammengezogen werden. In der Generallegende ist der Verwitterungslehm aber unterhalb der diversen lehmigen Sedimente angeführt, da er vermutlich die längste Bildungsdauer hat.

Viele Ausscheidungen der Generallegende lassen in einem Teil des Legendentextes blattspezifische Modifikationen zu („optionale Textteile“), wie beispielsweise die untergeordnete Beteiligung anderer Sedimenttypen oder eine genauere Beschreibung der Lithologie, die bei nur mäßigem Informationsverlust weggelassen werden können, wenn blattübergreifende Kartenausschnitte mit einer gemeinsamen Legende versehen werden sollen. In einer Datenbank-Version der Generallegende wären diese veränderbaren Textteile in einer eigenen Tabellenspalte zu führen und könnten auf diese Weise auch wunschweise in einer blattübergreifenden Gesamtlegende abgefragt und ausgegeben werden (im hinteren Teil des Legendentextes z.B. Blatt XX: „mit dieser spezifischen Ausprägung“, Blatt XY: „mit jener spezifischen Ausprägung“).

Wenn an einer Blattgrenze trotz Anwendung vergleichbarer Geländekriterien bei der Kartierung Ausscheidungen nebeneinander zu liegen kommen, wo der nicht variable Textteil der einen Ausscheidung nur im variablen Textteil der anderen Ausscheidung seine Entsprechung findet, so ist dies ein Hinweis für das Vorliegen eines Übergangs-

Legendenausscheidung	Genese	English translation of unit name
Anthropogene Ablagerung (Anschüttung, Verfüllung, Halde, etc.)	anthropogen	Anthropogenic deposit (landfill, dump, etc.)
Künstlich verändertes Gelände (Auswahl)	anthropogen	Artificially modified ground (selection)
Bach- oder Flussablagerung, Austufe größerer Gerinne (lithologische Angaben), in kleinen Gerinnen auch wechsellagernd mit Solifluktions- und Flächenspülungssediment (Spätglazial – Holozän)	fluviatil, solifluidal, Flächenspülung	Stream bed and river-bed deposits (lithologic description), in small channels also intercalated with solifluction and sheet flow deposits (late glacial to Holocene)
Ablagerung in Talsohlen und Talkerben (Wildbachschutt, Murschutt)	fluviatil, Murstrom	Valley floor deposits (debris from torrents, debris-flow deposits)
Löss , untergeordnet Lösslehm, etc., lokal mit Gesteinsbruchstücken, Gerölln ...	äolisch, untergeordnet Verwitterung	Loess , with subordinate loess loam, etc., locally with rock debris, pebbles, etc.
Löss , untergeordnet Lösslehm, etc. über quartären Kiesterrassen (ggf. mit Spezifizierung des Alters der Terrasse)	äolisch, untergeordnet Verwitterung	Loess , with subordinate loess loam, etc. overlying Quaternary gravel terraces (with terrace ages, where available)
Flugsand (ggf. mit Spezifizierung des Alters)	äolisch	Aeolian sand (with age, where available)
Löss und Lösslehm , untergeordnet Solifluktions- und Flächenspülungssediment, etc., z.T. mit Gesteinsbruchstücken, ...	äolisch, Verwitterung, untergeordnet solifluidal und Flächenspülung	Loess and loess loam , with subordinate solifluction and sheetflow deposits, etc., sometimes including rock debris
Löss und Lösslehm , untergeordnet Solifluktions- und Flächenspülungssediment, etc., über quartären Kiesterrassen (ggf. mit Spezifizierung des Alters der Terrasse)	äolisch, Verwitterung	Loess and loess loam , with subordinate solifluction and sheetflow deposits, etc., overlying Quaternary gravel terraces (with terrace ages, where available)
Solifluktions- und Flächenspülungssediment , untergeordnet Verwitterungslehm, etc., (Ton, Silt, Sand, lehmig , ggf. weitere Spezifizierung), in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluvialem Sediment	solifluidal, Flächenspülung, fluviatil, untergeordnet Verwitterung	Solifluction and sheet flow deposits , with subordinate residual loam, etc., (clayey, silty, sandy or loamy , with further descriptions where appropriate), occurring in depressions and small valleys, and also intercalated with fluvial deposits
Solifluktions- und Flächenspülungssediment , untergeordnet Verwitterungslehm, etc., (Ton, Silt, Sand, lehmig , ggf. weitere Spezifizierung), reich an groben Komponenten (ev. mit Spezifizierung) in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluvialem Sediment	solifluidal, Flächenspülung, fluviatil, untergeordnet Verwitterung	Solifluction and sheetflow deposits , with subordinate residual loam, etc., (clayey, silty, sandy or loamy , with further descriptions where appropriate), rich in coarse components (further details provided), occurring in depressions and small valleys, and also intercalated with fluvial deposits
Solifluktions- und Flächenspülungssediment (Ton, Silt, Sand, lehmig; ggf. weitere Spezifizierung), wechsellagernd mit äolischem Sediment	solifluidal, Flächenspülung, äolisch	Solifluction and sheetflow deposits (clayey, silty, sandy, or loamy , with further description where appropriate), alternating with aeolian deposits
Lehm, polygenetisch , z.T. auch Löss	polygenetisch	Loam, polygenetic , sometimes with loess
Verwitterungslehm in situ , untergeordnet Solifluktions- und Flächenspülungssediment, etc., ggf. lithologische Angaben	Verwitterung, untergeordnet solifluidal und Flächenspülung	Residual loam, in situ , with subordinate solifluction and sheetflow deposits, etc., with lithologic descriptions where appropriate
Verwitterungsschutt in situ , (z.T.) sandig-lehmig	Verwitterung	Weathering debris, in situ , (sometimes) sandy/loamy
Blockschutt in situ	Verwitterung	Block scree, in situ
Schwemmfächer, Murkegel	fluviatil, Murstrom	Alluvial fan, debris flow cone
Hangschutt, Schuttkegel	Steinschlag	Talus (scree), debris cone
Hangschutt, Schuttkegel, sandig-lehmig	Steinschlag, Verwitterung, Infiltration	Talus, debris cone, sandy/loamy
Hangbrekzie	Steinschlag, Diagenese	Slope breccia/lithified scree
Blockschutt	Steinschlag	Boulder debris
Blockschutt, sandig-lehmig	Steinschlag, Verwitterung, Infiltration	Block scree, sandy/loamy
Blockstrom (-ablagerung)	Verwitterung, gravitativer Transport	Block stream (-deposit)
Tiefgründige Verwitterung/Vergrusung (Übersignatur)	Verwitterung	Deep weathering/granular disintegration (overlay symbol)

Legendenausscheidung	Genese	English translation of unit name
Vernässung, Anmoor, Niedermoor	organische Bildung	Wetland (waterlogged soils), half-bog soils, low-moor bog (topogenous bog)
Hochmoor	organische Bildung	High-moor bog/ombrogenous bog
Seesediment	lakustrin	Lacustrine deposits
Sinterkalk (Quelltuff)	chemische Fällung	Calcareous sinter/calcareous tufa
Alm (Übersignatur)	chemische Fällung	No English term is available, very similar genesis as calcareous tufa, however, the material is fine-grained and loose (overlay symbol)

Tab. 1. Übersicht der Legendenausscheidungen der Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes in Österreich für die geologischen Spezialkartenblätter GK 50/25 der Geologischen Bundesanstalt.

bereiches (z.B. von einem Gebiet mit dominant Löss in ein Gebiet mit dominant Lösslehm). In solchen Fällen kann an geeigneter Stelle im Bereich des Blattschnitts eine (auf gedruckten Karten auch strichlierte) der Morphologie angepasste Grenze eingezogen werden.

Einzelbeschreibungen

In den Überschriften der einzelnen Kategorien werden nicht variable Textteile der Generallegende **fett** dargestellt, die ergänzenden, variablen Anteile werden normal gesetzt. Eine Übersicht der ausgeschiedenen Einheiten ist in Tabelle 1 dargestellt.

1 Anthropogene Ablagerung (Anschüttung, Verfüllung, Halde, etc.)

Hierbei handelt es sich um Deponien, Halden, Anschüttungen, Verfüllungen von künstlichen oder natürlichen Hohlformen, Dämme, Aufspülungen, etc. mit einer Ausdehnung von mehr als 5.000 m² und einer Mächtigkeit, welche für die Darstellung in einer geologischen Karte als relevant anzusehen ist (Richtwert: ein bis zwei Meter; vgl. Kapitel „Allgemeines“).

2 Künstlich verändertes Gelände (Auswahl)

Bei bekanntem Untergrund wäre auch eine Übersignatur möglich. Diese hätte aber wenig Informationsgehalt, vor allem wenn die Topografie der Grundkarte die anthropogen veränderte Situation wiedergibt. Die Ausscheidung soll daher nur dort verwendet werden, wo der geologische Untergrund nicht bekannt ist und auch nicht mit vertretbarem Aufwand erkundet werden kann (z.B. wegen Versiegelung der Oberfläche).

3 Bach- oder Flussablagerung, Austufe größerer Gerinne (lithologische Angaben), in kleinen Gerinnen auch wechsellagernd mit Solifluktions- und Flächenspülungssediment (Spätglazial – Holozän)

Diese Ausscheidung umfasst die Sedimente der Talauere/Austufe größerer Flüsse und wird auch bei kleineren Gerinnen verwendet, wenn der ebene Talboden eine Mindestbreite von 25 Metern in der Natur hat und/oder – eventuell auch bewusst übertrieben – in der Karte mit der erforderlichen Mindestbreite von 1 mm für längliche Polygone dargestellt werden kann. Bei solchen kleineren Gerinnen können Solifluktions- und Flächenspülungssedimente von den

seitlichen Hängen mit fluvial transportiertem Sediment verzahnen.

Bei noch kleineren Gerinnen und nicht ständig durchflossenen Tälchen und Mulden ist die Ausscheidung **10 „Solifluktions- und Flächenspülungssediment, ..., in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluvialtem Sediment“** anzuwenden. In Gebieten wo Solifluktion und Hangspülung keine Bedeutung haben, kann der Hinweis auf die Beteiligung der entsprechenden Sedimente im Legendentext entfallen.

Um in der Legendentextierung möglichst konsequent das Konzept der lithogenetischen Begriffe zu verfolgen, wurde auf das in bisherigen Karten häufig verwendete Attribut „Jüngste ...“ verzichtet.

Im Unterschied zur hier vorgelegten Begriffsverwendung stellen die „Fluss- und Bachablagerungen“ bei HINZE et al. (1989) eine übergeordnete Kategorie dar und umfassen beispielsweise auch „Mündungsschwemmkegel“, die Flussterrassen oder die Ausscheidung „Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben“ (siehe unten), während dies in der bayerischen Generallegende, in Entsprechung zur vorliegenden Begriffsverwendung, wiederum nicht der Fall ist. Der Begriff „Austufe“ oder „Talaue“ bezieht sich laut HINZE et al. (1989, S. 26) auf ebene Talböden mit Überflutungssedimenten und nicht auf eine Auvegetation.

4 Ablagerung in Talsohlen und Talkerben (Wildbachschutt, Murenschutt)

Der Begriff „Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben“ stammt aus HINZE et al. (1989, S. 38) und wird hier durch den Klammerausdruck ergänzt. Die Entstehung wird (l.c.) folgend angegeben: „Ablagerung unterschiedlicher Entstehung als Füllung von Tälern mit vorwiegend unebenen Talböden, wobei neben fließendem Wasser auch Umlagerungen am Hang und Windverwehungen beteiligt sein können; meist in Mittel- und Hochgebirgsgebieten.“ Das Korngrößenspektrum ist entsprechend der vielfältigen Genese sehr breit, von Ton bis hin zu Steinen und Blöcken. Die Beteiligung von äolischen Sedimenten, die nicht nachträglich fluvial oder solifluidal umgelagert wurden, ist im österreichischen Periglazialraum nur sehr untergeordnet zu erwarten, im Klammerausdruck wird daher auf den entsprechenden Verweis verzichtet.

5 Löss, untergeordnet Lösslehm, etc., lokal mit Gesteinsbruchstücken, Geröllen ...

Insbesondere entlang der großen Flüsse können Bereiche abgegrenzt werden, in denen echter Löss deutlich dominiert und andere Sedimenttypen wie Lösslehm, feinkörnige Solifluktionsmassen, Schwemmsand und Schwemmlehm, etc. am Aufbau der oberflächennahen Sedimente nur untergeordnet beteiligt sind. In ackerbaulich genutzten Gebieten kann dann in der Regel auch in aufschlusslosen Arealen, trotz der von oben her einsetzenden seichten Entkalkung und Verlehmung des Lössuntergrundes, mit Hilfe von verdünnter Salzsäure der Löss stellenweise (u.a. an Ackerrandstufen und in Maulwurfshäufen) nachgewiesen werden. Wenn die Entkalkung und Verlehmung des Lösses flächenhaft mehr als etwa ein bis zwei Meter tief in den Untergrund reicht, ist die Verwendung der Ausscheidung „Löss und Lösslehm“ zu verwenden.

Löss kann in unterschiedlichen morphologischen Situationen auftreten, so z.B. auf Terrassenflächen, auf Hängen (bevorzugt auf der Leeseite hinsichtlich der Paläowindrichtung) und als Reste der Füllung von Paläogräben und -tälichen, etc. Die Verwitterung zu Lösslehm ist von den (mikro-, paläo-) klimatischen Verhältnissen abhängig. Viel Niederschlag führt zu rascherer Verlehmung. Entsprechend fließend sind auch die Übergänge zwischen Gebieten mit überwiegend Löss und überwiegend Lösslehm.

Mächtige, mehrteilige Lössprofile (wo auch die Lösser der älteren Kaltzeiten noch als Löss vorliegen) sind bevorzugt in Gebieten mit generell geringen (Paläo-) Niederschlägen auch während der Warmzeiten erhalten. Ansonsten werden die kaltzeitlich abgelagerten Lösser in den jeweils nachfolgenden Warmzeiten zu Lösslehm umgewandelt und nur der bestenfalls vorhandene jüngste, also würmzeitliche und oberflächennahe Löss, ist unverlehmt erhalten. Allerdings können auch größere Erosionslücken, in denen die Lösslehme erodiert wurden, dazu führen, dass heute verschieden alte Lösser übereinander zu liegen kommen.

Im Nahbereich von Festgesteinsauftragungen oder Kiesvorkommen können sich im Löss auch vermehrt Gesteinsbruchstücke und Gerölle finden, die durch unterschiedliche Prozesse (z.B. Solifluktion, Flächenspülung, eventuell auch Kryoturbaion) in Arealen mit dominant äolischem Sediment gelangt sind. Im optionalen Teil des Legendentextes ist dann auf diesen Sachverhalt zu verweisen. Wenn diese nicht-äolischen Sedimentanteile im Löss gegen 50 % gehen, mehr als nur lokale Bedeutung (z.B. rund um Festgesteinsauftragungen) haben und dieser Typ der „Jungen Bedeckung“ in seiner lateralen Ausdehnung im Gelände auch fassbar ist, kommt die Legendenausscheidung „**Solifluktions- und Flächenspülungssediment, ..., wechsellagernd mit äolischem Sediment**“ zur Anwendung. Im Unterschied zu den äolischen Legendenausscheidungen **5** und **8**, wo der Hinweis auf Gesteinsbruchstücke nur optional im hinteren Textabschnitt vorgesehen ist, steht dafür bei den Solifluktions- und Flächenspülungssedimenten **10** und **11** eine eigene Ausscheidung (nämlich **11**) zur Verfügung, da der dabei wirksame Transportprozess, die Solifluktion, in der Lage ist, grobes Material auch über größere Flächen zu verbreiten.

Eine konsistente Kartierung von Löss und Lösslehm ist nur unter Verwendung von verdünnter Salzsäure zur Prüfung des Karbonatgehaltes möglich.

Schwemmlöss, ein durch Flächenspülung oder auch lineare Erosion umgelagerter Löss, der auch noch deutlich karbonathaltig ist, wird auf unseren Karten bisher nicht eigens ausgeschieden und wird den entsprechenden nicht-äolischen Ablagerungen (z.B. **10 „Solifluktions- und Flächenspülungssediment ...“**, **17 „Schwemmflächen und Murkegel“**, ...) zugeordnet.

6 Löss, untergeordnet Lösslehm, etc. **über quartären Kiesterrassen** (gegebenenfalls mit Spezifizierung des Alters der Terrasse)

Diese Ausscheidung ist analog der vorhergehenden Ausscheidung und kommt zur Anwendung, um die zwar bekannte, oft morphologisch erkennbare, ansonsten aber aus dem Kartenbild nicht ablesbare Ausdehnung von Kieskörpern unter dem überlagernden Sediment darstellen zu können. Beispiele finden sich auf GK 1:50.000, Blatt 47 Ried (RUPP, 2008) oder GK 1:50.000, Blatt 49 Wels (KRENMAYR, 1996).

7 Flugsand (gegebenenfalls mit Spezifizierung des Alters)

Da es bei den äolischen Sedimenten ein Korngrößenkontinuum vom Löss bis zum Flugsand gibt, existiert auch der Begriff „Sandlöss“. Bislang bestand aber keine Notwendigkeit, diesen Begriff in unseren Legenden zu verwenden, dies wäre im veränderlichen hinteren Textteil aber durchaus möglich (z.B.: „Löss, ...untergeordnet Sandlöss“). Zusätzlich können in der Legende Differenzierungen zwischen Flugsanden verschiedener Altersstellung vorgenommen werden.

8 Löss und Lösslehm, untergeordnet Solifluktions- und Flächenspülungssediment, etc., z.T. mit Gesteinsbruchstücken, ...

Löss und sein Verwitterungsprodukt, der Lösslehm, können in großen Gebieten des ehemaligen Periglazialraumes nicht flächig gegeneinander abgegrenzt werden, u.a. weil aufgrund der mikroklimatischen Gegebenheiten die Mächtigkeit des oberflächennahen Verlehmungshorizontes stark schwankend ist. Andere Ursachen für die Unmöglichkeit einer flächigen Abgrenzung können kleinräumige Unterschiede in der Bewirtschaftungsform sein (Kulturrohoden auf Löss durch Erosion der Lösslehmauflage im Bereich von Ackerflächen, jedoch > 1 m Lösslehm im Bereich von Waldgebieten).

Lösslehm braust mit verdünnter Salzsäure nicht oder nur undeutlich und nur in bestimmten, untergeordneten Profiltellen. Die Sedimentfarbe ist häufig dunkler als beim Löss, und das Material ist aufgrund des höheren Tonanteils plastisch, während Löss zu einem feinen Pulver zerfällt. Die Abgrenzungsfragen gegen die Ausscheidung **12 „Solifluktions- und Flächenspülungssediment, ... wechsellagernd mit äolischem Sediment“** im Allgemeinen, sowie speziell in der Nähe von Festgesteinsauftragungen, werden unter der Ausscheidung **5 „Löss, untergeordnet Lösslehm, ...“** behandelt und sind analog anwendbar.

Lösslehm kann bis zu mehrere Meter tief durch Kryoturbaion überprägt und dadurch mit Material aus dem Liegenden (z.B. fluviatile Kiese) vermengt sein. Darauf soll bei häufigem Auftreten im optionalen Textteil oder in den Erläuterungen hingewiesen werden.

9 Löss und Lösslehm, untergeordnet Solifluktions- und Flächenspüfungssediment, etc., **über quartären Kiesterrassen** (gegebenenfalls mit Spezifizierung des Alters der Terrasse)

Diese Ausscheidung kommt zur Anwendung, um die zwar bekannte, oft morphologisch erkennbare, ansonsten aber aus dem Kartenbild nicht ablesbare Ausdehnung von Kieskörpern unter dem überlagernden Sediment darstellen zu können.

10 Solifluktions- und Flächenspüfungssediment, untergeordnet Verwitterungslehm, etc., **(Ton, Silt, Sand, lehmig**; gegebenenfalls weitere Spezifizierung), **in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluviatilen Sediment**

Solifluktion unter kaltzeitlichen Bedingungen ist nicht auf die hier gemeinten, feinkörnigen, bindigen Sedimente beschränkt (vgl. „verfestigter Frostschutt“ in HINZE et al., 1989; „kriechender Hangschutt“ in BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE, 2003), weshalb z.B. in Bayern die mit dieser Legendausscheidung angesprochenen Sedimente eher als „Fließerde“ bezeichnet werden. Dieser Begriff ist aber in Österreich kaum gebräuchlich, enthält keinen Hinweis auf die Entstehung der Sedimente unter periglazialen Bedingungen (MURAWSKI & MEYER, 1998: S. 202; Solifluktion kann sich „vor allem ... über Frostböden ereignen.“) und impliziert außerdem – falsch bzw. missverständlich – die Beteiligung von humosem Material in größerem Umfang. Daher wird hier der Begriff „Solifluktions- und Flächenspüfungssediment“ verwendet und die feinkörnige Natur der Hauptmasse dieses Sedimentes im weiteren Legendentext explizit vermerkt.

Für die feinkörnigen, aus Flächenspüfung (= flächenhafte Hangabspüfung bei Starkregenereignissen) hervorgegangenen Sedimente wurde ursprünglich anstelle von „Flächenspüfungssediment“ der Begriff „Abschwemmmassen“ vorgesehen. Laut HINZE et al. (1989, S. 52) handelt es sich dabei aber um einen breiten Überbegriff, der z.B. auch Schwemmfächer beinhaltet, weshalb von dieser Begriffswahl wieder Abstand genommen wurde.

„Solifluktion“ ist ein relativ weit verbreiteter Überbegriff, der auch die im Periglazialraum während der Kaltzeiten dominierende Gelifluktion der Permafrostareale mit einschließt. Solifluktion kann aber auch durch Frost-Tau-Wechselprozesse außerhalb von Permafrostgebieten und auch ganz allgemein in Hanglagen über stauendem Gesteinsuntergrund stattfinden. Aufgrund der geringen Verbreitung des Begriffs „deluviale“ Sedimente im deutschsprachigen Raum (der Terminus ist hingegen in allen osteuropäischen Ländern gut eingeführt und bezeichnet genau die hier gemeinten Solifluktions- und Flächenspüfungssedimente) und seiner fehlenden Auffindbarkeit in gängigen deutschen Lexika, soll er in Zukunft vermieden werden. Es muss aber darauf hingewiesen werden, dass dieser Begriff in den letzten 20 Jahren in den meisten geologischen Karten im östlichen Niederösterreich, vor allem durch die Mitarbeit tschechischer Geologen, in der Kartierung Verwendung fand.

Die gegenständliche Ausscheidung nimmt in vielen Gebieten weite Flächen ein, vor allem im Bereich gering geneigter Unterhänge, da für periglaziale Bodenfließen schon sehr geringe Hangneigungen von nur 1–2 Grad (HINZE et al., 1989) ausreichend sind. Während der Auftauphasen der oberflächennahen Anteile des Permafrostbodens in

der warmen Jahreszeit kann Schmelzwasser nur an der Oberfläche abfließen, was neben der eigentlichen Fließbewegung des Bodens auch zu flächenhafter Hangabspüfung führt. Diese findet bei Starkregenereignissen auch noch rezent häufig statt und bewirkt (gemeinsam mit der Deflation), insbesondere in ackerbaulich genutzten Gebieten, massive Materialverfrachtungen bis hin zur Ausbildung von Naturrohböden auf Kuppen und im Oberhangbereich.

Vor allem in bestimmten morphologischen Situationen, wie im Randbereich von Kuppen und Rücken, kann auch die Beteiligung von Verwitterungslehm nicht ausgeschlossen werden, weshalb auf dessen untergeordnetes Vorhandensein hingewiesen werden kann.

Die als fixer Textbestandteil vorgesehene Ergänzung „in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluviatilen Sediment“ soll die Verwendung der gegenständlichen Ausscheidung dort ermöglichen, wo in kleinen Tälern, Mulden und Dellen entweder aus Maßstabsgründen kein junger Talboden dargestellt werden kann, oder wo dieser in Form einer Ebenheit am Talboden gar nicht vorhanden ist. Auch wenn kein ständiges Gerinne präsent ist, muss davon ausgegangen werden, dass bei starken Niederschlägen in morphologischen Tieflagen zeitweise fluviatile Sedimentation stattfindet, oder im Falle von Drainagierungen früher stattgefunden hat. Derartige Sedimente wurden in den letzten 20 Jahren in den meisten geologischen Karten im östlichen Niederösterreich als deluvio-fluviatile Sedimente bezeichnet.

11 Solifluktions- und Flächenspüfungssediment, untergeordnet Verwitterungslehm, etc., **(Ton, Silt, Sand, lehmig**, gegebenenfalls weitere Spezifizierung) **reich an groben Komponenten** (eventuell mit Spezifizierung), **in Mulden und Tälchen auch in Wechsellagerung mit fluviatilen Sediment**

Im Umkreis von Festgesteinsauftragungen oder Kiesvorkommen können auch gröbere Komponenten deutlich zum Aufbau von Solifluktions- und Flächenspüfungssedimenten beitragen, so dass es sinnvoll sein kann, diese Bereiche eigens abzugrenzen. In steilerem Gelände kann es ohne gute Aufschlüsse zu Abgrenzungsproblemen mit (verlehmt) Hangschutt kommen, wobei festzuhalten ist, dass es auch in matrixarmen Schuttkörpern unter kaltzeitlichen Bedingungen Fließbewegungen gibt („Wanderschutt“, „kriechender Hangschutt“, „Verfestigter Frostschutt“ – vgl. HINZE et al., 1989). Wenn jedoch das für Solifluktionssedimente auf flachen Hängen typische Feinmaterial so stark zurücktritt, dass aufgrund der Bodenbeschaffenheit keine Unterscheidung von gesicherten Hangschuttarealen mehr möglich ist, sind diese Flächen der Ausscheidung **19 Hangschutt, Schuttkegel, sandig-lehmig** zuzurechnen, unabhängig von der möglichen Beteiligung solifluidaler Prozesse bei der Entstehung des schuttreichen Sediments. In diesem Fall wird also der augenfälligen lithologischen Beschaffenheit (reichliches Vorhandensein von Schutt) gegenüber einer genetischen Zuordnung der Vorzug gegeben, auch aufgrund ihrer Bedeutung für angewandte Fragestellungen.

12 Solifluktions- und Flächenspüfungssediment (Ton, Silt, Sand, lehmig; gegebenenfalls weitere Spezifizierung), **wechsellagernd mit äolischem Sediment**

Solifluktion, Flächenspüfung und äolische Sedimentation können auf weiten Flächen des Periglazialraumes abwech-

selnd stattfinden und zur Sedimentbildung beitragen. Um in solchen Fällen nicht auf eine noch allgemeinere Sammelausscheidung ausweichen zu müssen (z.B. **13 „Lehm, polygenetisch“**), ist die gegenständliche Ausscheidung vorgesehen. Derartige Sedimente wurden in den letzten 20 Jahren in den meisten geologischen Karten im östlichen Niederösterreich als deluvio-äolische Sedimente bezeichnet.

Die Frage der Abgrenzung dieser Ausscheidung gegen rein oder überwiegend äolische Sedimente wird unter der Ausscheidung **5 „Löss, untergeordnet ...“** behandelt.

13 Lehm, polygenetisch, z.T. auch Löss

In manchen Gebieten ist lehmiges Material unterschiedlicher Genese (in situ Verwitterung, Verlehmung von Löss, Solifluktion, Umlagerung durch Flächenspülung) so kleinräumig und miteinander verzahrend verbreitet, dass eine getrennte, flächige Auskartierung nicht möglich ist. Auch besonders schlechte Aufschlussbedingungen oder die mangelnde Interpretierbarkeit von Bohrproben sind denkbare Ursachen für die Verwendung dieser Sammelausscheidung. Wenn auch Löss beteiligt ist, muss dieser im optionalen Teil des Legendentextes extra erwähnt werden, da Löss nicht in den Überbegriff der lehmigen Sedimente passt. Eine genauere lithologische Spezifizierung, wie bei anderen Legendenausscheidungen (z.B.: **„z.T. mit Kristallinbruchstücken“** und dergleichen), ist möglich, aber nicht notwendig, da der Begriff „lehmig“ solche lithologischen Merkmale ohnehin nicht ausschließt.

In Muldenlagen ist davon auszugehen, dass auch fluviatiles (lehmiges) Sediment am Aufbau der Deckschichten beteiligt ist (vgl. dazu **„Solifluktions- und Flächenspülungs-sediment, ...“**).

14 Verwitterungslehm in situ, untergeordnet Solifluktions- und Flächenspülungssediment, etc., gegebenenfalls lithologische Angaben

In situ Verwitterungslehm kann in der Regel nur auf Hügelkuppen und auf Verebnungen flächig ausgeschieden werden. Ein Beispiel dafür stellen die tiefgründig verwitterten Altflächen auf neogenem Untergrund auf GK 1:50.000, Blatt 49 Wels (KRENMAYR, 1996) dar. In flachen Hanglagen, wie im Randbereich von Geländekuppen, kann aber die Beteiligung von Solifluktions- und Flächenspülungssedimenten kaum ausgeschlossen werden. Aus diesem Grund ist optional der Verweis auf die untergeordnete Beteiligung dieser Sedimenttypen vorgesehen.

15 Verwitterungsschutt in situ, (z.T.) sandig-lehmig

Der Begriff Schutt bezieht sich auf eckiges Grobkorn im Bereich von Fein-, Mittel- und Grobkies, über Steine (63–200 mm) bis hin zu Blöcken (> 200 mm), sofern letztere das Sediment nicht dominieren (Abgrenzung zu Blockschutt). Verwitterungsschutt entsteht durch die in situ Verwitterung eines Festgesteins, wobei laterale Verfrachtungsprozesse der losen Komponenten nur unwesentlich wirksam sind. Wenn das Gestein im Untergrund anhand des verwitterten Materials noch identifiziert werden kann, wird jedoch das betreffende Gestein ausgeschieden.

Entsprechend zum „Hangschutt, sandig-lehmig“ kann auch Verwitterungsschutt in einer sandig-lehmigen Matrix (bei erhaltener Komponentenstützung) vorliegen. Wenn dies nur in Teilbereichen des Kartenblattes der Fall ist, kann durch die Einfügung von „z.T.“ auf diesen Sachver-

halt hingewiesen werden, im Unterschied zu „Hangschutt, sandig-lehmig“ ist aber wegen der schlechten Abgrenzbarkeit keine eigenständige Ausscheidung dafür vorgesehen. Der Zusatz „in situ“ dient der möglichst eindeutigen Abgrenzung zum Hangschutt, da wie auch im Fall des „Blockschutt in situ“ (siehe unten) kein nennenswerter Lateraltransport erfolgte.

16 Blockschutt in situ

Diese Ausscheidung bezeichnet das Pendant zum Verwitterungsschutt in der Korngrößenklasse der Blöcke (> 200 mm und Anteil > 50%), es handelt sich also um das Produkt von in situ Verwitterungsprozessen ohne nennenswerten lateralen Transport der Blöcke.

In der geomorphologischen Fachliteratur (z.B. WILHELMY, 2002) werden die hier gemeinten Verwitterungsbildungen als „Blockmeer“ oder „Blockfeld“ bezeichnet. Aufgrund der missverständlichen Verwendung dieser Begriffe (z.B. „Blockmeer“ für bestimmte Bergsturzareale) in Österreich und zugunsten der Allgemeinverständlichkeit und Einheitlichkeit (vgl. „Verwitterungslehm in situ“ und „Verwitterungsschutt in situ“) wird hier auf die Verwendung dieser Fachbegriffe verzichtet.

17 Schwemmfächer, Murkegel

Nahezu idente Legendenausscheidungen finden sich bereits auf einigen Kartenblättern des alpinen Zentralraumes. Die Verwendung des Singulars im Wort „Murkegel“ (entgegen des bisher an der GBA verwendeten Begriffs „Murenkegel“) entspricht auch dem Sprachgebrauch in der Schweiz und demjenigen der Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich. Ein „Fächer“ ist flacher und breiter als ein „Kegel“ und naturgemäß finden sich in der Natur sämtliche Zwischenstufen, sowohl die Geometrie, als auch das beteiligte Sediment (fluviatiles Sediment und Mursedimente) betreffend. Muren können auch zum Aufbau von sehr großen und flachen Schwemmfächern beitragen. Theoretisch könnten also eine Vielzahl von Unterscheidungen (Kegel, Fächer, nur fluviatiles Sediment, nur Mursediment oder gemischte Fächer bzw. Kegel) getroffen werden, die aber in der Praxis kaum durchzuhalten sind. Um die Aufzählung aller Varianten im Legendentext zu vermeiden, werden die beiden Begriffe „Schwemmfächer“ (flach und nur fluviatiles Sediment) und „Murkegel“ (steil, nur Mursediment) als die jeweiligen Endglieder gleichsam stellvertretend für alle Zwischenformen genannt.

Bei vielen Sedimentkörpern dieses Typs ist im Gelände keine (strenge) geometrische Fächer- oder Kegelform entwickelt, wenn diese vorgegebene Hohlformen auffüllen (z.B. eine Talweitung oberhalb einer Schlucht). In solchen Fällen kann auf der Karte die tatsächliche Geometrie des Sedimentkörpers bzw. die Schüttungsrichtung des Materials durch einen in Fließrichtung konvergenten Verlauf der blauen „Schwemmfächerlinien“ zum Ausdruck gebracht werden.

18 Hangschutt, Schuttkegel

Der Begriff „Schutt“ bezieht sich auf eckiges Grobkorn im Bereich von Feinkies über Steine (63–200 mm) bis hin zu Blöcken (> 200 mm), sofern letztere das Sediment nicht dominieren (= Abgrenzung zu Blockschutt!). Die Ablagerung von Hangschutt erfolgt durch Steinschlag an steilen Hängen unterhalb von linearen Schuttquellen (Felswänden) und ohne die Beteiligung von Transportprozessen in

flüssigen Medien. Wenn Schuttquellen (auch) in Form von Geländeeinschnitten vorliegen, kommt es zur Ausbildung von Schuttkegeln. Innerhalb von Hangschuttarealen werden diese nur grafisch, ohne Konturlinien, dargestellt.

In Bayern wird „Hangschutt“ als hinsichtlich der Art des Transportprozesses (Kriechen, Verspülen, Stürzen,...) genetisch neutraler Überbegriff verstanden (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, 2000, Tab. 3d), für Hangschutt im obigen Sinne wird der Begriff „Schutthalde“ verwendet. In der Schweiz entspricht die Begriffsverwendung von Hangschutt jedoch dem österreichischen Verständnis.

19 Hangschutt, Schuttkegel, sandig-lehmig

Das Auftreten von Hangschutt mit sandig-lehmiger Matrix kann unterschiedliche Ursachen haben und beispielsweise an bestimmte, leichter verwitterbare, schuttliefernde Lithologien gebunden sein. Ebenso kommt es im Periglazialraum häufig vor, dass, aufgrund der dichten Vegetation und der geringeren Bedeutung der Frostsprengung im Holozän, die aktive Schuttbildung im Bereich von Steilstufen nahezu zum Erliegen gekommen ist und der vorhandene Hangschutt im Holozän von Vegetation überwuchert, und sowohl der Verwitterung, als auch der Infiltration durch Feinmaterial ausgesetzt wurde.

Sandig-lehmiger Hangschutt kann im Unterhangbereich unter Umständen nur schwer gegen feinkörnige Solifluktionmassen, die auch Gesteinsbruchstücke enthalten können, abgegrenzt werden. Zu dieser Frage wird bei der Legendenausscheidung **11 „Solifluktions- und Flächen-spülungssediment, ..., reich an groben Komponenten, ...“** Stellung genommen.

20 Hangbrekzie

Hierunter ist diagenetisch verfestigter Hangschutt zu verstehen. Bei Fehlen einer Zementation ist eine der Ausscheidungen **18** oder **19** anzuwenden.

21 Blockschutt

Im Unterschied zum Hangschutt besteht der Blockschutt zu > 50 % aus Blöcken (> 200 mm). Blockschutt entsteht in der Regel durch Steinschlag und Felsstürze im Bereich von Steilstufen und Felswänden. Wenn die Entstehung durch einen Bergsturz erkennbar ist, wird der genetisch neutrale Begriff „Blockschutt“ durch „Bergsturzmasse“ zu ersetzen sein. Wenn der Blockschutt das Ergebnis von in situ Verwitterung ist, ist die Legendenausscheidung „Blockschutt in situ“ anzuwenden.

22 Blockschutt, sandig-lehmig

Analog zu „Hangschutt, sandig-lehmig“ wird diese Ausscheidung bei Auftreten von > 50 % Blöcken (> 200 mm) innerhalb des Komponentenanteils verwendet. Eine sandig-lehmige Matrix erfüllt die Zwischenräume des komponentengestützten Gefüges.

23 Blockstrom (-ablagerung)

Dieser Begriff bezeichnet Blöcke (> 200 mm), die aus Verwitterungs- und Erosionsprozessen hervorgegangen sind, und die gravitativ und solifluidal verfrachtet wurden. Die Verfrachtung hangabwärts ist durch die Geometrie der Ablagerung, beziehungsweise die Orientierung der Blöcke indiziert. Wenn keine Bewegungen mehr stattfinden oder in historischer Zeit stattgefunden haben und eine Reaktivie-

rung unter den gegenwärtigen (klimatischen) Bedingungen nicht zu erwarten ist, handelt es sich um eine Blockstrom-ablagerung.

Bei Auftreten von genetisch analogen Bildungen, die von Material mit geringerer Korngröße dominiert werden, kann auch die Verwendung der Begriffe „Schuttstrom (-ablagerung)“ und „Erdstrom (-ablagerung)“ in Betracht gezogen werden.

24 Tiefgründige Verwitterung/Vergrusung (als Übersignatur!)

Im Bereich großer, weitgehend aufschlussloser Hochflächen mit lithologisch monotonem Gesteinsuntergrund, wo eine tiefgründige Verwitterung bzw. Vergrusung, bis hin zum völligen Zersatz nachweisbar sind, kann – im Sinne einer nützlichen Zusatzinformation – die betreffende Übersignatur verwendet werden. In Gebieten mit einer komplexen, jedoch kartierbaren Gesteinsabfolge, wird diese Übersignatur jedoch aus praktischen Gründen (nicht flächig kartierbar) und aus Maßstabsgründen (Mehrfach-übersignaturen sind unerwünscht, lithologische Information und Verwitterungszustand der Gesteine können nicht gleichzeitig und konsequent in einer Karte dargestellt werden) nicht angewendet, auch wenn eine entsprechend tiefgründige Verwitterung vorliegt.

25 Vernässung, Anmoor, Niedermoor

Niedermoores werden von Wässern aus den umgebenden Mineralböden gespeist und sind an geeignete Geländeformen oder geologische Voraussetzungen gebunden (z.B. Depressionen oder Störungszonen; HINZE et al., 1989). Übergänge zu Seeablagerungen (Verlandungsmoores) sind möglich. Häufig sind kleinräumige Verzahnungen von Vernässungen, Anmoor- und Niedermoorflächen zu beobachten, weshalb auch keine getrennte Ausscheidung vorgenommen wird.

26 Hochmoor

Hochmoore erhalten keinen Zustrom von Mineralbodenwasser aus der Umgebung (Regenwassermoores). Ihr Wasserspiegel liegt über dem der umgebenden Mineralböden (HINZE et al., 1989). Mosaikartige Komplexe von Hoch- und Niedermoor sind möglich. In diesem Fall wird nach dem überwiegenden Anteil benannt.

27 Seesediment

In der Regel handelt es sich um feinkörnige, teilweise organische und eventuell sogar laminierte (Warven) Sedimente. Eine nähere Differenzierung erfolgt an dieser Stelle nicht, da in der Regel hierüber keine flächenhaften Informationen vorliegen.

28 Sinterkalk (Quelltuff)

Nach HINZE et al., 1989, S. 122 („Sinterkalk, Sinterkalkstein“) bezeichnet dieser Begriff ein meist zellig-poröses, karbonatisches Locker- bis Festgestein, das als Ausfällung an Grundwasseraustrittsstellen und Wasserfällen durch den Entzug von gelöstem Kohlendioxid entsteht.

Der Begriff „Sinterkalk“ wird insbesondere aufgrund seiner Neutralität in genetischer Hinsicht (vgl. z.B. „Quelltuff“ – hier liegt die Assoziation mit vulkanischen Tuffen nahe) allen übrigen Synonymen vorgezogen. Wegen der uneinheitlichen Verwendung der diversen Begriffe (z.B. ver-

binden manche Fachleute den Begriff „Sinter“ mit einem ausschließlich grobkristallinen, sehr kompakten Erscheinungsbild des Gesteins, entsprechend den Sinterbildungen in Karsthöhlen) wird der Begriff „Quelltuff“ in Klammer nachgestellt.

29 Alm

Diese auch als Wiesen(quell)kalk bezeichneten chemischen Ausfällungen (fast reines CaCO₃) treten in Form eines körnigen Lockermaterials in geeigneten Niederungen auf (näheres zur Entstehung bei HINZE et al., 1989). Wegen der geringen Ausdehnung wird diese Ausscheidung nur als Marker dargestellt.

Sonderausscheidungen – Ergänzungen zur Generallegende

In der Einleitung wurde bereits darauf verwiesen, dass die hier vorgelegte Generallegende nicht die Zielsetzung verfolgt, die Darstellung von gebietsspezifischen Besonderheiten zu verhindern, wenn diese flächenmäßig bedeutsam und klar nachweisbar sind. Als Beispiel möge die auf der GK 1:50.000, Blatt 22 Hollabrunn (ROETZEL, 1998) aufscheinende Ausscheidung „Deluvial umgelagerter tertiärer Ton über Löss (Ton, schwarzgrau bis braungrau; Pleistozän – Holozän)“ dienen, welche auf Basis der hier gewählten Nomenklatur mit der Textierung „Solifluidal und durch Flächenspülung umgelagerter tertiärer Ton über Löss ...“ zu belegen wäre.

Literatur

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (FIS Geologie), (2000): Generallegende der geologischen Karte von Bayern 1:25.000 und 1:50.000, München. Geologischer Teil. Erläuterungen zum Katalog der Legendeneinheiten. Bereich Deckgebirge (ohne Magmatite). – 52 S., Stand: 22.11.2000, München.

BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE (Hrsg.) (2003): Anweisung zur Darstellung des quartären Formenschatzes sowie weiterer Zeichen und Signaturen bei der Reinzeichnung der Manuskriptkarten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25.000, Bern.

GYALOG, L. (Comp.) (1996): Legend for geological maps and brief description of formations. – Special Issue of the Geological Institute of Hungary, **187**, 170 p., Budapest.

HANŽL, P., ČECH, S., ČURDA, J., DOLEŽALOVÁ, Š., DUŠEK, K., GÜRTLEROVÁ, P., KREJČÍ, Z., KYCL, P., MAN, O., MAŠEK, D., MIXA, P., MORAVCOVÁ, O., PERTOLDOVÁ, J., PETÁKOVÁ, Z., PETROVÁ, A., RAMBOUSEK, P., SKÁCELOVÁ, Z., ŠTĚPÁNEK, P., VEČEŘA, J. & ŽÁČEK, V. (2011): Explanatory notes to the Geological Base Map of the Czech Republic at 1:25.000 scale. – 45 p., Czech Geological Survey, Prague.

HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25.000 (GK 25). – Geol. Jahrbuch, Reihe A, **112**, 1–243, Hannover.

KRENMAYR, H.-G. (Bearb.) (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 49 Wels. – Geol. B.-A., Wien.

KRENMAYR, H.-G. (2010): Das Geologische Spezialkarten-Programm in Österreich: Umstieg auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System und den Maßstab 1:25.000 – Hintergründe und Strategie. – Jb. Geol. B.-A., **150**, 421–429, Wien.

MCMILLAN, A.A. & POWELL, J.H. (1999): BGS Rock Classification Scheme, Volume 4, Classification of artificial (man-made) ground and natural superficial deposits – application to geological maps and datasets in the UK. – British Geological Survey Research Report, **RR 99-04**, 65 p., Keyworth/Nottingham.

MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998): Geologisches Wörterbuch. – **10**, neu bearbeitete und erweiterte Auflage, 278 S., Stuttgart.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (2005): North American Stratigraphic Code, AAPG Bulletin, **89/11**, 1547–1591.

ROETZEL, R. (Bearb.) (1998): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 22 Hollabrunn. – Geol. B.-A., Wien.

RUPP, CH. (Bearb.) (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 47 Ried. – Geol. B.-A., Wien.

RŮŽIČKOVÁ, E., RŮŽIČKA, M., ZEMAN, A. & KADLEC, J. (2001): Quaternary clastic sediments of the Czech Republic. Textures and structures of the main genetic types. – 160 S., Czech Geological Survey, Prague.

THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA (2012): Geologische Einheiten. – <http://resource.geolba.ac.at/GeologicUnit> (abgefragt am 19.10.2012).

WILHELMY, H. (Bearb.: BAUER, B. & FISCHER, H., 2002): Geomorphologie in Stichworten. II. Exogene Morphodynamik. Abtragung – Verwitterung – Tal- und Flächenbildung. – 6. Aufl., 203 S., Berlin – Stuttgart.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 2. Mai 2012, Angenommen: 18. Juni 2012

Zur Ebelsberg-Formation

CHRISTIAN RUPP* & STJEPAN ĆORIĆ*

10 Abbildungen, 2 Tabellen, 3 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt UTM 4319 Linz
 Blatt UTM 4320 Perg

Oberösterreich
 Molassezone
 Egerium
 Ebelsberg-Formation
 Foraminiferen
 Nannoplankton

Inhalt

Zusammenfassung	68
Abstract	68
Einleitung	68
Die Ebelsberg-Formation	68
Geologische Situation	69
Die Bohrung UE 50	70
Der Mikrofossilinhalt der Bohrung UE 50	70
Parameter	70
Foraminiferenzahlen	70
Diversitätsindices	71
Benthonische Foraminiferen	71
Großgruppen	71
Wichtige Gattungen	72
Wichtige Arten	72
Multivariate Analysen	74
Paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen	75
Planktonische Foraminiferen	76
Planktonische Foraminiferen >125 µm	76
Planktonische Foraminiferen 63 µm–125 µm	76
Sonstiges	76
Biostratigrafie	77
Taxonomie	77
Benthonische Foraminiferen	77
Planktonische Foraminiferen	81
Das kalkige Nannoplankton der Bohrung UE 50	82
Biostratigrafie	82
Paläoökologie	83
Multivariate Analysen	84
Der Arteninhalt	84
Nichtmetrische multidimensionale Skalierung (nMDS)	84
Schlussfolgerungen	86
Systematik und Taxonomie	86
Zusammenfassende Schlussfolgerungen	87
Dank	87
Literatur	91
Tafeln	94

*) CHRISTIAN RUPP, STJEPAN ĆORIĆ: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. christian.rupp@geologie.ac.at; stjepan.coric@geologie.ac.at

Zusammenfassung

Eine Kernbohrung aus dem Raum Ebelsberg, dem Typus-Gebiet der Ebelsberg-Formation, wurde auf Mikrofaunen und Nannofloren untersucht, um die schlecht definierte Ebelsberg-Formation von dieser Seite zu beleuchten. Die stratigraphische Auswertung der Foraminiferenfaunen ergibt ein Alter von Oberem Egerium (unterstes Miozän), durch die Nannofloren kann diese Einstufung auf unterstes Oberes Egerium (Nannoplankton-Zone NN1) eingengt werden. Paläoökologische Analysen der Mikrofaunen und Nannofloren weisen auf einen tief neritischen bis bathyalen Meeresbereich mit kaltem Tiefenwasser und kühlem, durch „upwelling“ und kurzzeitige Süßwassereinträge eutrophierten Oberflächenwasser hin. Der hohe Nährstoffgehalt der Oberflächenwässer scheint eine ständig steigende Bioproduktion ermöglicht zu haben, daraus resultierte in der Folge eine verstärkte Akkumulation von organischem Material am Meeresboden. Dieses konnte am Boden nicht mehr vollständig abgebaut werden und führte schließlich zu sauerstoffarmen Bedingungen, welche im jüngsten Abschnitt des bearbeiteten Bohrkerns durch einen drastischen Wechsel in den benthonischen Foraminiferenfaunen zum Ausdruck kommen.

On the Ebelsberg Formation

Abstract

Microfauna and Nannoflora of a core drilled in the surroundings of Ebelsberg, the type-area of the Ebelsberg Formation, were examined to gain a better definition of this formation. Stratigraphical analysis of the foraminiferal faunas gives an age of Upper Egerian (lowermost Miocene), which can be restricted to NN1 by means of Calcareous Nannofossils. Paleocological analyses of microfaunas and nannofloras point out a deep neritic to bathyal marine realm with cold deep water and cool surface water with increasing eutrophication as a result of upwelling and short-time fresh-water influx. High organic production in the water column resulted in ongoing accumulation of organic material on the sea floor, which finally led to oxygen deficiency and to a drastic change in benthic foraminiferal faunas in the uppermost part of the core analysed.

Einleitung

Der Begriff „Schlier“ (feinsandig-schluffige Mergel; KRENMAYR et al., 1999) wird seit EHRlich (1850) für eine breite Palette von feinkörnigen Sedimenten der „Tertiärbecken“ des alpinen Raumes (COMMENDA, 1900) verwendet. Bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts unterschied ABEL (1905) zwischen einem untermiozänen und einem oligozänen Schlier. NOWACK (1921) unterschied im Raum Melk als Erster einen „Älteren Schlier“ von einem „Jüngeren (echten) Schlier“. In den Folgejahren wurde der „Ältere Schlier“ häufig als Oligozänschlier (GRILL, 1933) oder oligozäner Schiefer-ton (SCHADLER, 1952) bezeichnet. Wenig später erkannte man, dass die Sedimente des „Älteren Schliers“ oberoligozäne und untermiozäne Anteile aufweisen (ABERER, 1958; SCHADLER, 1964; FUCHS, 1968). Die schwierige Grenzziehung zwischen Oligozän und Miozän aufgrund fehlender Leitfossilien in der Paratethys (RÖGL & RUPP, 1996) führte zur Aufstellung der grenzübergreifenden, das obere Oligozän und das untere Miozän umfassenden Paratethys-Stufe des Egerium (PAPP et al., 1968), in welche auch der in Oberösterreich obertags auftretende „Ältere Schlier“ („graubraune Tone und Tonmergel“ als Äquivalente der Puchkirchener Serie) eingestuft wurde. Die oft monotone Ausbildung der Pelite des Egerium, ihre generelle Armut an Makrofossilien (mit spektakulären Ausnahmen, s.u.) und die ungenügende Kenntnis der Mikrofauna und Nannoflora dieser Sedimente erzwingen in vielen Fällen bis heute die Verwendung des alten Begriffs „Älterer Schlier“ (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002; KRENMAYR & SCHNABEL, 2006; RUPP et al., 2011).

Die Ebelsberg-Formation

Die Verwendung unterschiedlichster Begriffe für die Sedimente der oligozänen/miozänen Molassezone veranlassete WAGNER (1996), zu einer teilweisen Revision der Molassezone von Salzburg und Oberösterreich anzusetzen. Die dabei neu geschaffenen Formationen basierten auf einem aus der Erdölprospektion erwachsenen paläogeografisch/faziellen Schema und waren noch sehr mangelhaft definiert. So wurde der „Ältere Schlier“ in die Zupfing-Formation, die Eferding-Formation und die Ebelsberg-Formation

(in weiterer Folge im Text „Ebelsberg-Fm.“) zerlegt. Für die Ebelsberg-Fm. (die sich aus Teilen der alten Schichtglieder Rupel-Tonmergel, Älterer Schlier und Puchkirchener Serie zusammensetzen soll) wurde ein Alter von Oligozän sowie die Beschreibung: „...Schelf bis Hang.“ und „...schwarze bis dunkelbraune, weiche Tonmergel, teilweise bituminös, viele Fischreste, flach marine agglutinierende und kalkschalige Foraminiferen.“ (WAGNER, 1996: 50) angegeben. Genetisch wurde sie aufgrund der häufigen Fischreste, Diatomite und Phosphoritknollen einem marinen Bereich mit aufsteigendem, nährstoffreichem Tiefenwasser („upwelling“) zugeordnet.

Die Ebelsberg-Fm. wurde insofern in veränderter Form in die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) aufgenommen, als dass sie sich in dieser vom Oberoligozän bis in das Untermiozän erstreckt.

Wesentlich genauer wird die Ebelsberg-Fm. von WAGNER und RÖGL in den Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER, in Vorb.) definiert: „Dunkelgraue bis graubraune, verwittert hellbraune, gut geschichtete bis laminierte, kalkige und kalkfreie feinsiltige Tonmergel („shales“). Eingeschaltet sind dolomitische Kalksteinlagen, sowie Phosphoritknollen und -lagen auf manchen Schichtflächen. In manchen Abschnitten sind diatomitische Lagen und Diatomite ausgebildet, die mit den Tonmergeln verzahnen.“ An Fossilinhalt werden Pollen, Dinoflagellaten (HOCHULI, 1978), kalkiges Nannoplankton, Diatomeen, Silicoflagellaten (BACHMANN, 1970), Algen- und Blattreste (KOVAR, 1982), benthonische und planktonische Foraminiferen, Kieselschwamm-Nadeln, Mollusken (inkl. Pteropoden), Fischreste und komplette Fischskelette angegeben.

In jüngster Zeit wurden zwei detaillierte Studien über die Ebelsberg-Fm. von Pucking (Baufaustschluss Traun-Kraftwerk Pucking) publiziert, einer Fossil-Lagerstätte, die mittels Nannoplankton in das Obere Egerium (NN2) eingestuft werden konnte (GREGOROVA et al., 2009). Diese Fundstelle brachte u.a. Pflanzenreste (Braunalgen), Kopffüßer (*Aturia*), Fische, Delphine und Seevögel hervor. Mikrofaunen und geochemische Analysen ergaben in Kombination mit den Großfossilien einen tiefneritischen bis bathyalen, hoch produktiven Meeresbereich. Planktonblüten, verursacht durch

„upwelling“ und sporadisch stärkeren Süßwassereintrag, führten zu Sauerstoff-Krisen am Meeresboden, welche die exzellente Erhaltung von Großfossilien ermöglichten (GRUNERT et al., 2010).

Trotz dieser Datenvielfalt aus neuerer Zeit ist für eine Definition der Ebelsberg-Fm. eine detaillierte Bearbeitung der Nannofloren und Mikrofaunen aus dem Typusgebiet notwendig und für die von der Geologischen Bundesanstalt zurzeit durchgeführte Neukartierung des UTM-Blattes 4319 Linz von besonderem Interesse.

Geologische Situation

Als Typusprofil der Ebelsberg-Fm. wird von WAGNER und RÖGL (in PILLER, in Vorb.) die Uferböschung der Traun unterhalb des Schlosses von Ebelsberg (UTM 33, re.: 450.153, ho.: 5.344.122) angegeben. Dieser Bereich ist auf der Geologischen Karte von Linz und Umgebung (SCHADLER, 1964) mit mächtiger Löß(lehm)-Decke ausgewiesen.

Heute ist dieser Teil von Ebelsberg vollkommen verbaut. Bei einer Übersichtsbegehung im Jahr 2009 wurde in diesem Bereich kein „Älterer Schlier“ angetroffen. Nordöstlich des Schlosses (UTM 33, re.: 450.143, ho.: 5.344.042) steht in einem Hohlweg bei rund 270 m Seehöhe Kies (Deckenschotter) an, überlagert von einer mächtigen Lößdecke. Erst weiter östlich, in Richtung Bezirksteil Ufer und Bahnhof Ebelsberg („Hst. Ebelsberg“) kommt um 260 m SH hellbrauner Pelit („Schlier“) in Brocken, offensichtlich stark verrutscht, aus der bewaldeten Steiflanke. Schließlich konnte im Bachbett direkt unter dem Bezirksteil Ufer (UTM 33, re.: 450.738, ho.: 5.344.522), an einem kleinen Prallhang, hellbrauner, fein geschichteter, stark zerbrochener Pelit mit hellgrauen, diatomitischen Lagen, anstehend bis leicht verrutscht, entdeckt werden.

Die äußerst schlechten Aufschlussverhältnisse im Raum Ebelsberg machten es notwendig, zu einer weiterführenden Untersuchung der Ebelsberg-Fm. auf künstliche Auf-

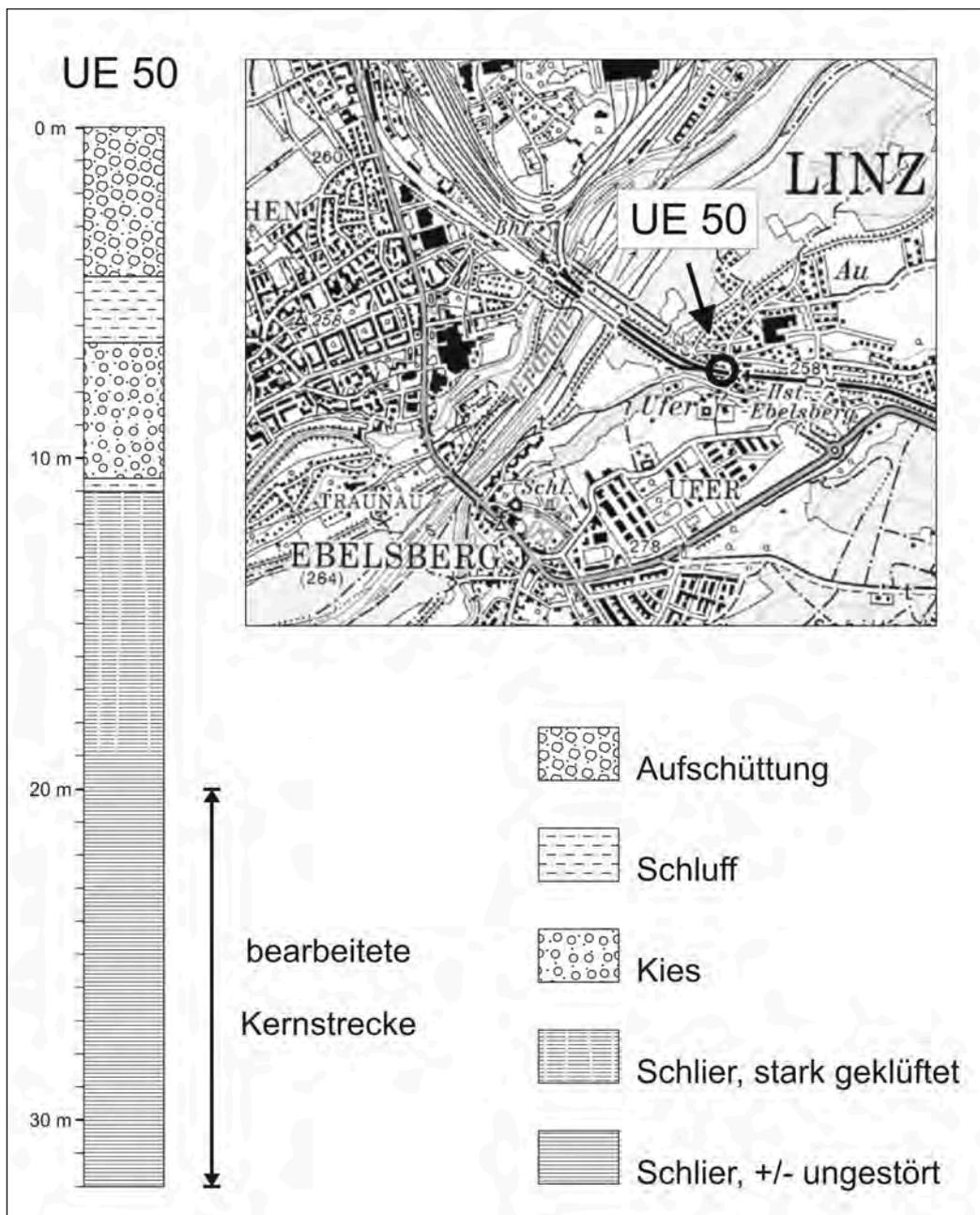


Abb. 1. Lage und Profil der Bohrung UE 50.

schlüsse zurückzugreifen. Zu diesem Zweck konnte auf eine der im Zuge der Projektierung der Umfahrung Ebelsberg im Jahr 1996 abgeteuften Bohrungen zurückgegriffen werden. Mit freundlicher Genehmigung von Herrn Ing. Gerald Hammer (Magistrat der Stadt Linz, Tiefbauamt) konnte 1998 die Bohrung UE 50 beprobt werden. Da damals aus Zeitgründen eine genaue Aufnahme der Bohrkerne nicht möglich gewesen ist, muss in dieser Arbeit auf das Bohrprofil des mit der Bearbeitung der Bohrungen betrauten Ingenieurbüros zurückgegriffen werden (Bohrlochdatenbank GeoloGIS, Aufschlussprofil 41351; Amt der OÖ Landesregierung).

Die Bohrung UE 50

Die Bohrung UE 50 (Abb. 1) liegt rund 400 m westlich des Bahnhofes Ebelsberg, auf der Trasse der Westbahn (UTM 33, re.: 451.074, ho.: 5.344.562; 264,25 m SH). Sie durchteuft nach 4,5 m Aufschüttung (Bahndamm) 2 m schwarzbraunen, feinsandigen, schwach kiesigen Schluff, 4,1 m gelbgrauen, schluffig feinsandigen Kies (Austufe) und 0,4 m gelbbraunen, feinsandigen Schluff. Bei 11 m erreicht die Bohrung den „Älteren Schlier“ der Ebelsberg-Fm. (feinsandig siltiger Tonmergel, bergfeucht: schwarzbraun), der bis zu einer Teufe von 19 m mehr oder minder stark geklüftet und zerbrochen ist. Diese obersten 8 m des Schliers sind Kluftwasser führend und entkalkt. Darunter steht der Schlier, nur mehr schwach gestört, trocken und kalkhaltig, an. Die Endteufe der Bohrung liegt bei 32 m (232,25 m SH).

Der (in trockenem Zustand) hell graubraune, schwach feinsandig siltige, fein glimmerige Tonmergel der Ebelsberg-Fm. der Bohrung UE 50 ist über weite Bereiche ebenflächig fein geschichtet bis laminiert (Taf. 1: 23,8 m), wobei einzelne Laminae eine hellere, manchmal weißlich graue Färbung aufweisen, was auf eine lagige Anreicherung von Diatomeen (diatomitische Tonmergel) hinweist (Taf. 1: 24,3 m). Andere Kernabschnitte sind hingegen diffus geschichtet (Taf. 1: 27,0 m) bis massig (Taf. 1: 29,9 m). Fischschuppen auf den Schichtflächen sind ein häufig anzutreffendes Merkmal dieser früher oft als Fischschiefer bezeichneten Tonmergel der Ebelsberg-Fm. (Taf. 1: 27,0 m, durch Pfeile gekennzeichnet). Die streckenweise häufig zu beobachtenden feinen weißen Pünktchen im Tonmergel sind wahrscheinlich Gehäuse von sandschaligen Foraminiferen (Taf. 1: 29,9 m).

Von sechs Kernproben im Teufenbereich zwischen 19,8 m und 30,2 m wurde die mineralogische Zusammensetzung röntgenografisch ermittelt und semiquantitativ ausgewertet. Die Proben der Ebelsberg-Fm. weisen Karbonatgehalte zwischen knapp 15 und 25 Gew. % auf. Der Calcit schwankt zwischen 10 und 20 Gew. %. Der Dolomit liegt unter 10 Gew. %. Er kann allerdings in einzelnen Lagen auch den Hauptbestandteil bilden, wie im „Älteren Schlier“ öfter zu beobachten ist. Der Quarzanteil mit einem Mittelwert von 15 Gew. % weist über den gesamten Profilbereich nur geringe Schwankungen auf. Unter den Feldspäten ist der Albitanteil mit Werten um 5 Gew. % ähnlich hoch wie die Alkalifeldspäte ausgewiesen. Der Schichtsilikatanteil ist insgesamt sehr hoch und liegt über 50 Gew. %.

In der Fraktion <2 µm dominieren neben der Illit/Hellglimmer-Gruppe die quellfähigen Dreischichtminerale der Smektit-Gruppe. Die Kaolinit/Fireclay-Gruppe ist mit einem Mittelwert von 15 Gew. % vertreten und die Chlorite

liegen bei ca. 10 Gew. %. Pyrit, als Hinweis auf ein sauerstoffarmes Ablagerungsmilieu der Sedimente, ist in allen Proben in geringen Prozentsätzen nachgewiesen (pers. Mitteilung I. WIMMER-FREY).

Der Mikrofossilinhalt der Bohrung UE 50

Die aufgesammelten Kernproben wurden getrocknet, 200 Gramm Sediment jeder Probe wurde mit der Wasserstoffsuperoxyd-Methode aufbereitet und anschließend in einer Sodalösung kurz aufgekocht. Die Rückstände > 125 µm wurden auf aussuchbare Teilproben gesplittet (RUPP, 1986) und alle Mikrofossilien ausgesucht. Planktonische und benthonische Foraminiferen wurden, wenn möglich, auf Artniveau bestimmt (Näheres zur Methodik siehe: RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003). Daneben wurde das auffallend häufige Auftreten von Diatomeen, Radiolarien, Schwammspikel und Fischresten dokumentiert. Getrennt davon wurden zusätzlich die Fraktionen 63 µm–125 µm auf stratigrafisch verwertbares Plankton untersucht (siehe Kapitel „Planktonische Foraminiferen“, „Biostratigrafie“ sowie „Taxonomie“).

Die Erhaltung der benthonischen Foraminiferenfaunen erstreckt sich von sehr schlecht bis gut. Besonders sandschalige Foraminiferen, die in den Proben 20,1 m bis 22,3 m sehr hohe Anteile erreichen, sind fast ausschließlich deformiert und zu einem hohen Prozentsatz unbestimmbar. In letzterem Fall wurden sie als „*Textulariina* unbestimmt“ (der Einfachheit halber wurden hier die Unterordnungen *Textulariina*, *Miliolina* und *Rotaliina* im Sinne von LOEBLICH & TAPPAN, 1964, beibehalten) mitgezählt, um das Verhältnis von sandschaligen zu kalkschaligen Foraminiferen ermitteln zu können. Das Verhältnis von artlich bestimmten bzw. unbestimmten Individuen innerhalb der Großgruppen *Textulariina* (sandschalige Foraminiferen) und *Rotaliina* (hyalinschalige Foraminiferen) ist in Abbildung 2 dargestellt. Die Gruppe *Miliolina* (porzellanschalige Foraminiferen) spielen mit zwei Individuen in den bearbeiteten Faunen keine Rolle.

Der Großteil der benthonischen Foraminiferen ist jedoch ausreichend gut erhalten, um in einer quantitativ ausgelegten Studie Ausbildung und Entwicklung dieser Mikrofaunen der Ebelsberg-Fm. näher zu beleuchten.

Parameter

Foraminiferenzahlen (Abb. 2)

Diese Parameter vermitteln einen ersten Eindruck des Fossilreichtums einer Probe. Stark abhängig von Faktoren wie Sedimentationsrate, Erhaltung der Foraminiferen u.a., liefern sie dennoch erste grobe Maßzahlen für die Produktivität eines Lebensraumes.

FZ_B (Anzahl der benthonischen Foraminiferen pro Gramm getrocknetem Sediment der bearbeiteten Schlammprobe): Die meisten Proben (6) der bearbeiteten Bohrung enthalten zwischen 50 und 100 benthonische Foraminiferen pro Gramm. Der niedrigste Wert ist 23,68, der höchste 227,20. Der Mittelwert liegt bei 87,22.

FZ_F (Anzahl der planktonischen + benthonischen Foraminiferen pro Gramm getrocknetem Sediment der bearbeiteten Schlammprobe): Diese Werte schwanken zwischen 34,48 und 489,76, der Mittelwert liegt bei 230,38.

Die FZ_B-Werte zeigen (mit einer Ausnahme: 21,5 m) keine breite Streuung und signalisieren relativ einheitliche

Bedingungen. Vergleichbare Daten aus dem Badener Tegel von Baden-Sooss (BÁLDI & HOHENEGGER, 2008) liefern Werte zwischen 1,89 und 650,30 mit einem Mittelwert von 125,20 und deuten eine höhere Produktivität am Meeresboden des Badener Beckens an als in dem hier bearbeiteten Abschnitt der Ebelsberg-Fm. Werte aus dem „Älteren Schlier“ von Graben bei Finklham (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003; unveröffentlichte Daten: 29,39 bis 140,54, Mittelwert: 73,51) sind durchaus mit denen der Ebelsberg-Fm. vergleichbar.

Die stark schwankenden FZ_f -Werte werden durch den stark schwankenden Gehalt an planktonischen Foraminiferen in den Proben verursacht. Sie sind im Schnitt höher als in den Proben aus dem „Älteren Schlier“ von Graben/Finklham (90 bis 150, Mittelwert: 111; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Die Foraminiferenzahlen zeigen keine drastische Beeinträchtigung des Benthos und weisen auf eine stark schwankende Plankton-Produktivität hin.

Diversitätsindices (Abb. 2)

Diese Indices wurden nur für jene benthonischen Foraminiferenfaunen berechnet, die einen geringen Anteil an unbestimmten benthonischen Foraminiferen aufweisen, sie wurden mit Hilfe des Programmes PAST 1.34 (HAMMER et al., 2005) erstellt. Für die restlichen Proben konnten die Werte (in Abb. 2 durch ein „?“ ausgezeichnet) nur geschätzt werden.

Der Margalef-Index

Dieser Index bezieht sich auf die Menge der Arten (in Relation zur Zahl der Individuen), er ist eine Maßzahl für den Artenreichtum in einer Probe. In der Bohrung UE 50 schwanken die errechneten Werte nur geringfügig (3,72 bis 5,79; Mittelwert: 4,69), erreichen bei 26,5 m das Maximum und deuten einen nur mäßigen Reichtum an benthonischen Arten in den erfassten Proben an.

Vergleichbare Daten aus Walbersdorf (RUPP, 1986) ergaben für die artreichen benthonischen Foraminiferenfaunen des Badener Tegels Werte bis knapp über 10. Die Faunen aus Graben/Finklham (s.o.) jedoch sind mit einem Mittelwert von 4,87 nur geringfügig artreicher.

Der Simpson-Index

Er bezieht sich auf die Gleichverteilung der Arten innerhalb einer Probe. Er ist 0, wenn nur eine Art vorliegt und geht gegen 1, wenn viele Arten mit ähnlichen Individuenzahlen vorliegen. In der Bohrung UE 50 sind außer einem Maximum bei 26,5 m keine starken Schwankungen erkennbar (0,79 bis 0,92; Mittelwert: 0,85), die Werte zeigen eine gute Gleichverteilung an.

Geschätzte Werte für Artenreichtum und Gleichverteilung in den Proben mit hohem Anteil an unbestimmten Foraminiferen zeigen deutlich niedrigere Diversitäten in der Probe 21,5 m und könnten auf eine deutliche Verschlechterung des Milieus hinweisen.

Benthonische Foraminiferen

Großgruppen (Abb. 2)

Im Material der Bohrung UE 50 sind fast ausschließlich Vertreter der Foraminiferen-Unterordnungen *Textulariina* und *Rotaliina* (im Sinne von LOEBLICH & TAPPAN, 1964) zu finden, die *Miliolina* fehlen nahezu ganz (je ein Individuum der Gattung *Sigmoilinita* bei 22,3 m bzw. 26,5 m). In den höchsten drei Proben erreichen die *Textulariina* sehr hohe Werte (68,05 % bis 90,99 %), die meisten Individuen waren allerdings stark deformiert. Lediglich zwischen 18,05 % und 27,32 % konnten artlich bestimmt werden. Ähnlich verhält es sich bei den Proben 29,9 m und 31,9 m, wo die *Textulariina* noch einmal Werte von 21,80 % bzw. 13,80 % erreichen, während sie in den anderen Proben kaum vertreten sind.

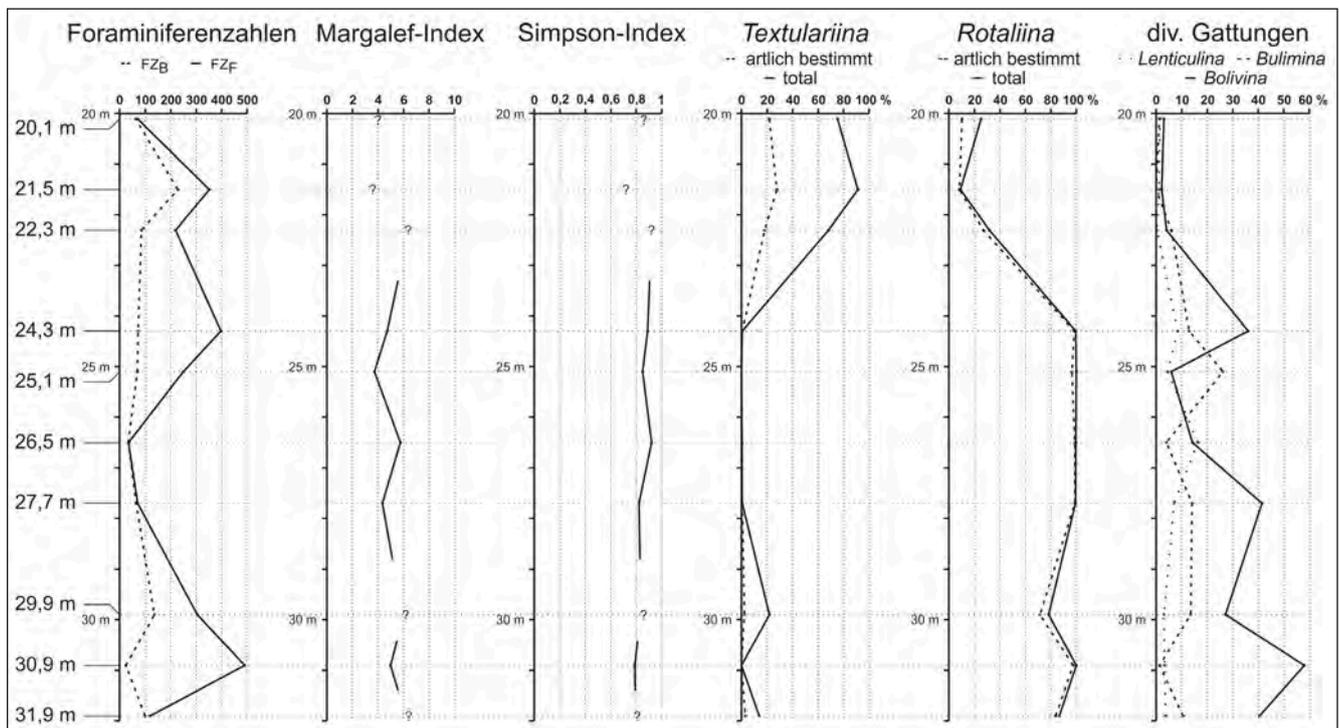


Abb. 2. Parameter, Großgruppen, diverse Gattungen benthonischer Foraminiferen.

Die *Rotaliina* verhalten sich spiegelbildlich zu den *Textulariina* und sind im mittleren und unteren Teil des bearbeiteten Bohrkerns mit Werten zwischen 78,20 % und 100 % dominant. Bis auf die höchste Probe (20,1 m; knapp unterhalb des stark geklüfteten, wasserführenden Schliers) waren unbestimmbare Individuen von *Rotaliina* die Ausnahme.

Aufgrund der starken Zunahme der *Textulariina* in den hangensten Proben ist von einer drastischen Veränderung der Lebensbedingungen für das Benthos in den obersten Metern des bearbeiteten Bohrkernabschnittes auszugehen.

Wichtige Gattungen (Abb. 2)

Einzelne Gattungen der Großgruppe der *Rotaliina* sind mit mehreren Arten gut vertreten und stellen einen Großteil der Foraminiferenfaunen der bearbeiteten Proben, die drei Gattungen *Lenticulina*, *Bulimina* und *Bolivina* erreichen in einzelnen Proben in Summe Werte > 60 %. Die Gattung *Lenticulina* erreicht ihr Maximum bei 26,5 m (16,31 %) und liegt sonst unter 10 %. Die Gattung *Bulimina* macht zumeist weniger als 20 % der benthonischen Foraminiferen aus, sie erreicht ihr Maximum bei 25,1 m (26,27 %). Die Gattung *Bolivina* ist in den bearbeiteten Proben bei weitem am stärksten vertreten und erreicht Werte bis 58,11 % (30,9 m).

Wichtige Arten (Abb. 3–Abb. 5)

Dominante Arten (Abb. 3)

Die häufigsten Arten einer Foraminiferenfauna können herangezogen werden, diese zu charakterisieren (RUPP, 1986). Für jede Probe der Bohrung UE 50 wurden die drei häufigsten Arten ermittelt. Dominante Arten sind: *Gaudryinopsis austriacus* (20,1 m; 21,5 m; 22,3 m), *Bolivina budensis* (27,7 m; 29,9 m; 31,9 m), *Bolivina trunensis* (24,3 m; 30,9 m),

Bulimina elongata (25,1 m) und *Lenticulina inornata* (26,5 m). Subdominant sind: *Bulimina elongata* (22,3 m; 24,3 m; 31,9 m), *Bolivina crenulata* (24,3 m; 26,5 m; 30,9 m), *Nonion gudrunae* (26,5 m; 27,7 m; 31,9 m), *Haplophragmoides* sp. (20,1 m; 21,5 m), *Angulogerina angulosa* (21,5 m; 30,9 m), *Globocassidulina oblonga* (25,1 m; 27,7 m), *Nonionellina* sp. (25,1 m; 29,9 m), *Bathysiphon filiformis* (20,1 m), *Cancris subconicus* (22,3 m) und *Bulimina striata* (29,9 m).

Arten > 3 %

Die Arten, welche in zumindest einer Probe einen Wert > 3 % erreichen, wurden zur weiteren Bearbeitung der Faunen ausgewählt (Abb. 3 bis Abb. 5; nach Gesamthäufigkeit angeordnet):

Bolivina budensis (Abb. 3) ist die am häufigsten auftretende Art, sie ist nur im unteren Profilabschnitt von Bedeutung, erreicht dort aber Werte bis 36,93 %.

Bolivina trunensis (Abb. 3) ist neben *Bolivina crenulata* die beständige, in allen Proben vertretene Art. Sie weist Maxima bei 24,3 m (21,88 %) und bei 30,9 m (43,92 %) und ist sonst nur in geringen Prozentsätzen vertreten.

Bulimina elongata (Abb. 3) ist ebenfalls eine sehr beständige Art. Sie erreicht ihre höchsten Anteile im mittleren Abschnitt des Profils (Maximum: 23,96 % bei 25,1 m).

Nonion gudrunae (Abb. 3), ebenfalls eine recht beständige Art, sie ist im mittleren Abschnitt des Profils am stärksten vertreten (Maximum: 13,82 % bei 25,1 m).

Globocassidulina oblonga (Abb. 3) ist in fast allen Proben vertreten, auch sie erreicht ihre höchsten Werte im mittleren Abschnitt des Profils (Maximum: 21,66 % bei 25,1 m).

Bolivina crenulata (Abb. 3), in allen Proben vertreten, erreicht im mittleren und unteren Abschnitt des Profils ihre höchsten Anteile (Maximum: 12,95 % bei 24,3 m).

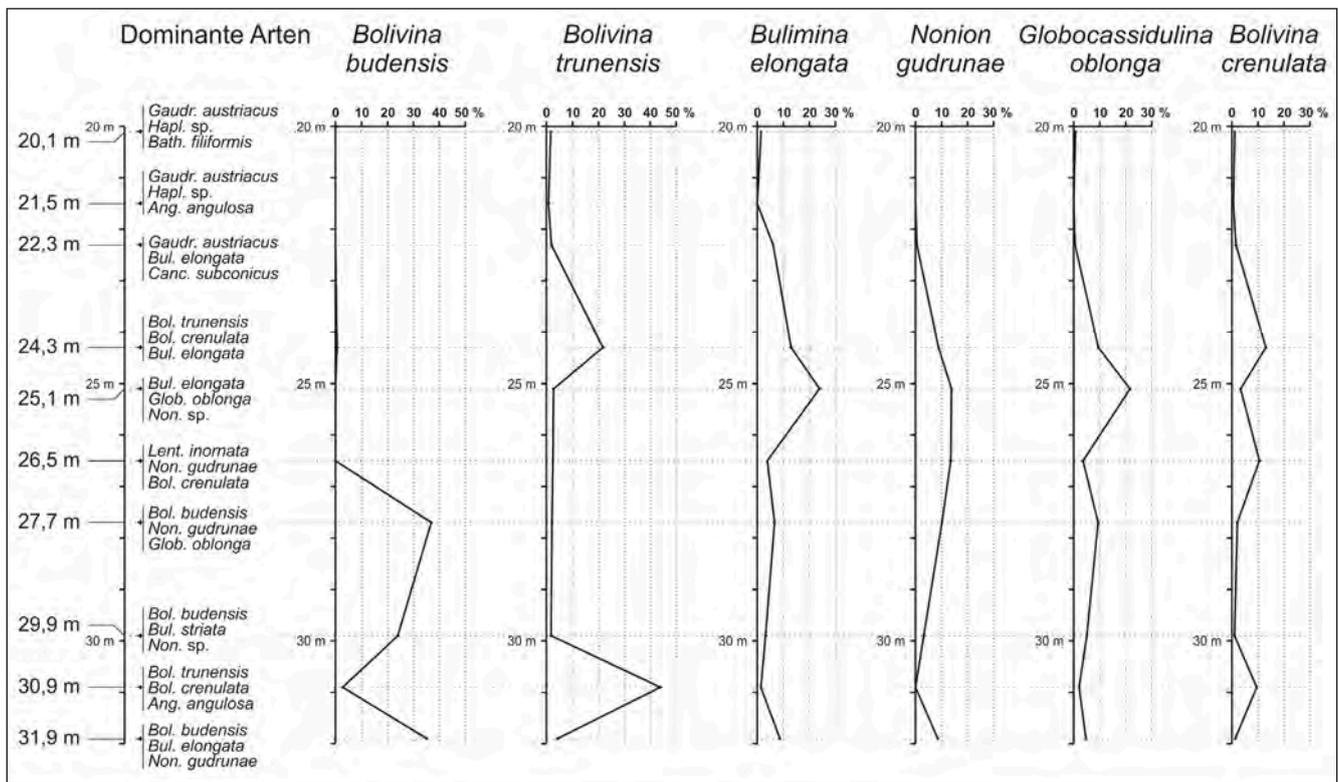


Abb. 3. Benthonische Foraminiferen: dominante Arten und Arten > 3 %.

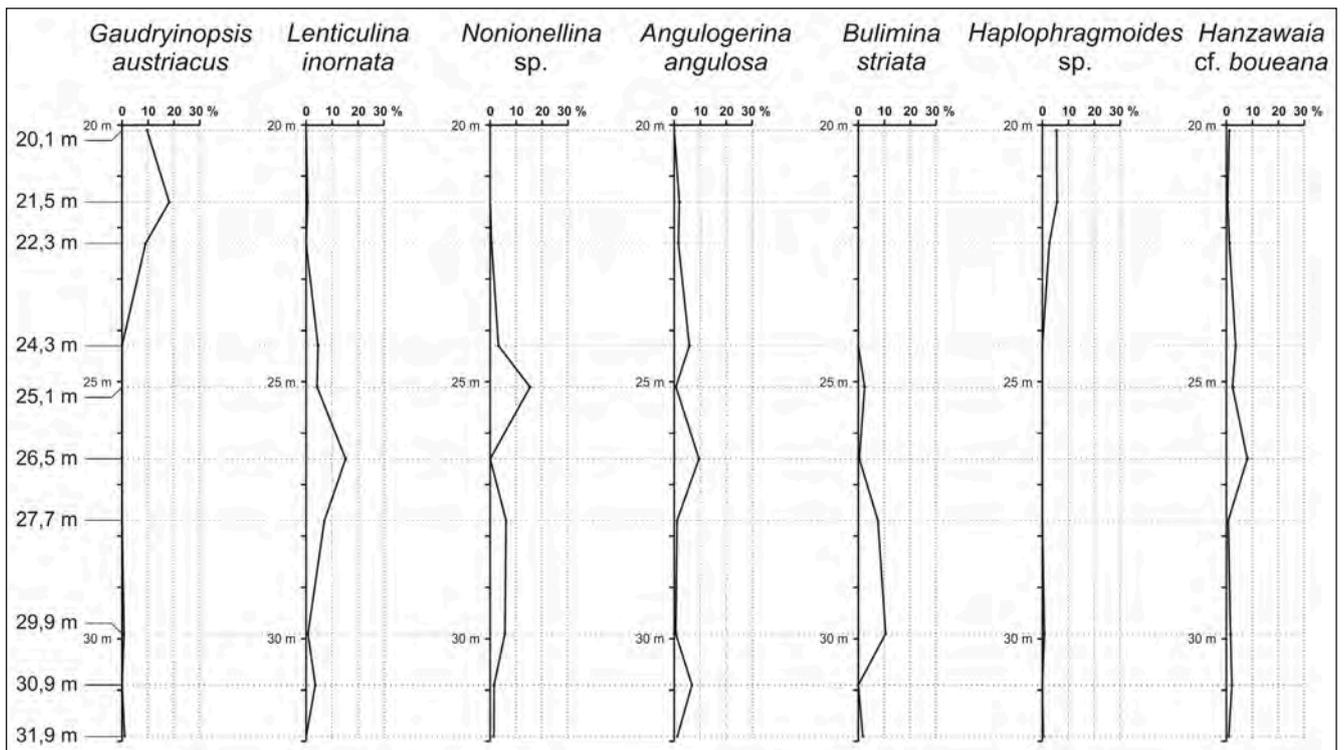


Abb. 4.
Benthonische Foraminiferen: Arten > 3 % (Fortsetzung).

Gaudryinopsis austriacus (Abb. 4) erreicht nur im obersten Profilabschnitt höhere Werte (Maximum: 18,03 % bei 21,5 m). *Lenticulina inornata* (Abb. 4) ist im mittleren Profilabschnitt gut vertreten (Maximum: 15,13 % bei 26,5 m).

Nonionellina sp. (Abb. 4) erreicht im mittleren Profilabschnitt ihr Maximum (15,21 % bei 25,1 m), ist aber im unteren Abschnitt konstanter vertreten.

Angulogerina angulosa (Abb. 4), ein wiederum recht konstantes Faunenelement, erreicht im mittleren und unteren Abschnitt des Profils höhere Anteile (Maximum: 9,46 % bei 26,5 m).

Bulimina striata (Abb. 4) erreicht höhere Werte im unteren Abschnitt des Profils (Maximum: 10,43 % bei 29,9 m).

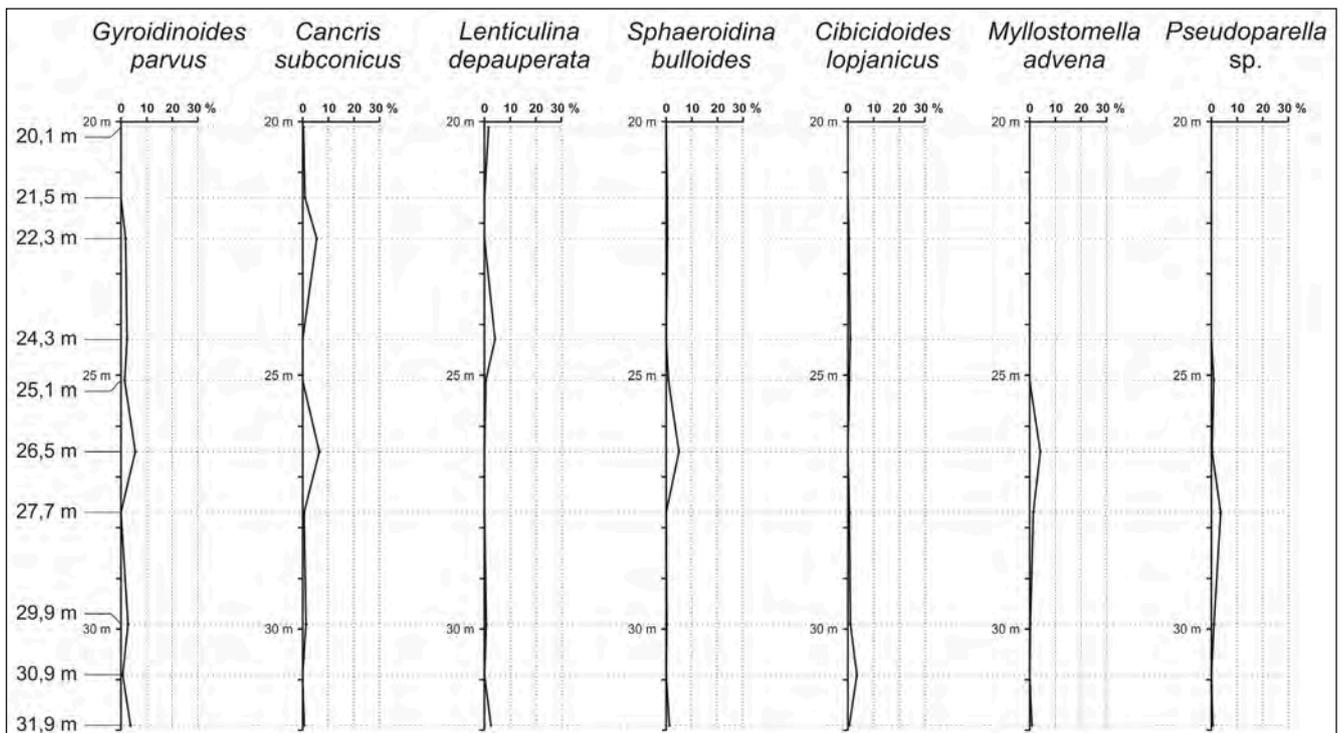


Abb. 5.
Benthonische Foraminiferen: Arten > 3 % (Fortsetzung).

Haplophragmoides sp. (Abb. 4) ist nur im obersten Profilabschnitt von Bedeutung (Maximum: 5,63 % bei 21,5 m).

Hanzawaia cf. *boueana* (Abb. 4) ist ein konstantes Faunenelement mit geringen Prozentanteilen (Maximum: 8,04 % bei 26,5 m).

Gyroldinoides parvus (Abb. 5), in vielen Proben mit geringen Prozentsätzen vertreten, erreicht bei 26,5 m ein Maximum von 5,44 %.

Cancris subconicus (Abb. 5) erreicht lediglich bei 22,3 m (5,26 %) und 26,5 m (6,38 %) höhere Werte.

Lenticulina depauperata (Abb. 5) ist sporadisch vertreten (Maximum: 4,02 % bei 24,3 m).

Sphaeroidina bulloides (Abb. 5) erreicht bei 26,5 m 4,96 % Faunenanteil, *Cibicidoides lopjanicus* (Abb. 5) 3,38 % bei 30,9 m, *Myllostomella advena* (Abb. 5) 4,02 % bei 26,5 m und *Pseudoparella* sp. (Abb. 5) 3,52 % bei 27,7 m.

Multivariate Analysen (Abb. 6)

Die zum Teil schlechte Erhaltung der Foraminiferenfaunen (*Textulariina* unbestimmt, *Rotaliina* unbestimmt; s.o.) lässt eine Sinnhaftigkeit einer weiteren quantitativen Verarbeitung der Faunen zweifelhaft erscheinen. Dennoch ist eine Dokumentation von typischen Foraminiferen-Assoziationen für die Charakterisierung dieses Abschnittes der Ebels-

berg-Fm. und ihrer Abgrenzung zu anderen Einheiten äußerst hilfreich und ein erklärtes Ziel dieser Studie. Aus diesem Grund wurden mehrere Clusteranalysen auf Basis der Matrix „Arten > 3 %“ (20 Variable, ohne die Gruppen *Textulariina* unbestimmt und *Rotaliina* unbestimmt) sowohl nach Arten (R-mode) als auch nach Proben (Q-mode) durchgeführt, unterschiedliche Ausgangsdaten (transformiert, nicht transformiert), Ähnlichkeitsmaße und Gruppierungsverfahren testend. Die Ergebnisse waren zumeist sehr ähnlich, eine sehr brauchbare Gruppierung wurde bei arcsin-Wurzel transformierten Prozentsätzen als Ausgangsdaten und einer „Unweighted Pair Grouping Method using Averages“ (UPGMA; Ähnlichkeitsmaß: Cosinus) erzielt und hier verwendet. Alle Clusteranalysen wurden mit dem Programm PAST 1.34 (HAMMER et al., 2005) erstellt.

Die R-mode Clusteranalyse gruppiert die Arten > 3 % nach ihrem gemeinsamen Auftreten. Bei einer Ähnlichkeit von 0,74 werden die Arten in 8 Cluster (R-1 bis R-8) gruppiert. Die Abbildung über dem R-mode Cluster verdeutlicht in schematischer Weise die Gemeinsamkeiten der in den einzelnen Clustern zusammengefassten Arten an Hand ihrer Häufigkeiten entlang des bearbeiteten Profils (siehe auch Arten > 3 %):

Cluster R-1 wird von *Haplophragmoides* sp. und *Gaudryinopsis austriacus* gebildet. Beide Arten treten in den bearbeiteten

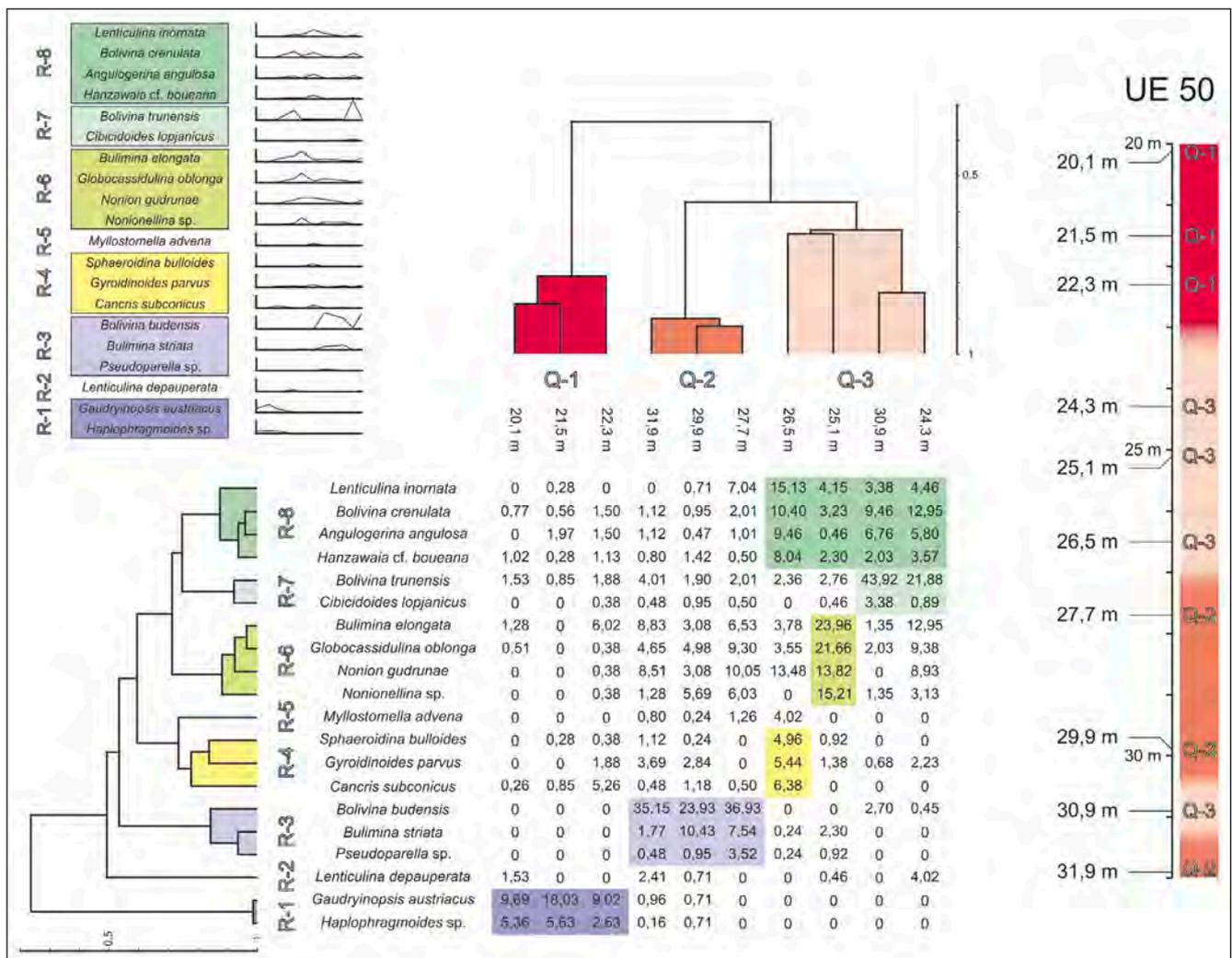


Abb. 6. Cluster-Analysen, schematische Verteilung der Arten (links oben) und der Proben-Cluster (rechts) entlang des Profils.

Proben ausschließlich zusammen auf und haben ihre Maxima im obersten Abschnitt des Profils (20,1 m bis 22,3 m).

Cluster R-2 besteht nur aus der sporadisch in geringen Prozentsätzen auftretenden *Lenticulina depauperata*.

Cluster R-3 wird von *Pseudoparella* sp., *Bulimina striata* und *Bolivina budensis* gebildet, dieser Arten-Cluster erreicht im unteren Profilabschnitt (31,1 m, 29,9 m und 27,7 m) höchste Werte.

Cluster R-4 besteht aus *Cancris subconicus*, *Gyroidinoides parvus* und *Sphaeroidina bulloides*. Diese Arten treten mit eher geringen Prozentsätzen auf, verteilt über nahezu das ganze Profil, und weisen ihr Maximum bei 26,5 m auf.

Cluster R-5 wird von *Mylostomella advena* gebildet, die sich erst bei einer Ähnlichkeit von 0,73 vom Cluster R-4 abtrennt, ihr Maximum ebenfalls bei 26,5 m aufweist, aber nur im unteren Abschnitt des Profils vertreten ist.

Cluster R-6 besteht aus *Nonionellina* sp., *Nonion gudrunae*, *Globocassidulina oblonga* und *Bulimina elongata*. Alle diese Arten sind in den meisten Proben des Profils vertreten, der Arten-Cluster erreicht sein Maximum bei 25,1 m.

Cluster R-7 vereint *Cibicides lopicus* und *Bolivina trunensis*, dieser Cluster erreicht bei 30,9 m und 24,3 m die höchsten Werte.

Cluster R-8 umfasst *Hanzawaia* cf. *boueana*, *Angulogerina angulosa*, *Bolivina crenulata* und *Lenticulina inornata*. Diese Arten sind konstanter Elemente innerhalb der hier analysierten Mikrofaunen, der Arten-Cluster ist vor allem im mittleren Profilabschnitt (26,5 m bis 24,3 m) vertreten.

Die Q-mode Clusteranalyse gruppiert die Faunen der einzelnen Proben nach ihrer Zusammensetzung. Bei einer Ähnlichkeit von 0,57 werden die Proben in 3 Cluster (Q-1 bis Q-3) gruppiert:

Der **Cluster Q-1** umfasst die Proben 20,1 m, 21,5 m und 22,3 m. Nur diese Proben weisen hohe Prozentsätze des Arten-Clusters R-1 auf.

Der **Cluster Q-2** umfasst die Proben 31,9 m, 29,9 m und 27,7 m. Er vereint die Faunen, in welchen die Arten des Clusters R-3 stark vertreten sind.

Der heterogenste Proben-Cluster ist der **Cluster Q-3**. Er wird von den Proben 26,5 m, 25,1 m, 30,9 m und 24,3 m gebildet. Alle diese Proben weisen hohe Werte der Arten des Clusters R-8 auf. Innerhalb dieses Clusters unterscheiden sich die Proben durch hohe Werte der Arten-Cluster R-4 und R-5 (26,5 m), R-6 (25,1 m) und R-7 (30,9 m und 24,3 m).

Zusammenfassend ist bezüglich der benthonischen Foraminiferenfaunen der Bohrung UE 50 festzustellen, dass der untere Abschnitt des bearbeiteten Profils, von der Großgruppe *Rotaliina* dominiert, recht einheitliche Mikrofaunen aufweist. Bis auf eine Probe (30,9 m) gehören alle dem sehr eigenständigen Cluster Q-2 an (27,7 m, 29,9 m und 31,9 m), diese Faunen werden von *Bolivina budensis* dominiert.

Die Faunen des mittleren Abschnitts (26,5 m bis 24,3 m) fallen alle in den heterogenen Proben-Cluster Q-3, der mehrere Arten-Cluster vereint. In diesem Bereich fehlen Vertreter der Großgruppe *Textulariina* fast gänzlich, auch die Fauna mit dem höchsten Artenreichtum und der besten Gleichverteilung der Arten tritt hier auf (26,5 m).

Die hangendsten Proben des Profils schließlich werden dem stark isolierten Cluster Q-1 zugeordnet. Dieser sig-

nalisiert einen drastischen Faunenwechsel gegenüber den tieferen Proben (siehe auch Kapitel „Großgruppen“ und Kapitel „Wichtige Arten“). Die Anteile der *Rotaliina* gehen drastisch zurück und *Textulariina* (*Gaudryinopsis austriacus*, *Haplophragmoides* sp., etc.) prägen das Faunenbild. Weiters liegen die (geschätzten) Diversitätsindices der in diesem Cluster zusammengefassten Foraminiferenfaunen zum Teil deutlich niedriger (siehe Kapitel „Diversitätsindices“) als in allen anderen Faunen.

Paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen

Die wichtigsten Foraminiferen-Gattungen des hier bearbeiteten Abschnitts der Ebelsberg-Fm. (Abb. 2) weisen nach MURRAY (1991) auf einen Lebensraum des äußeren Schelfs oder des Bathyls und auf kalte Bodenwässer hin. Schon die lithologische Ausbildung dieser „Fischschiefer“ vermittelt den Eindruck eines Lebensraums mit einem starken Eintrag von organischem Material aus den darüber liegenden Wasserschichten (diatomitisch, viele Fischreste, etc.; WAGNER, 1996). Diese hohe Zufuhr von organischem Material könnte am Meeresboden zu Sauerstoffkrisen geführt haben (GRUNERT et al., 2010). Sieht man von der Gattung *Lenticulina* ab (die Beurteilung der ökologischen Ansprüche dieser Gattung sind zwiespältig; PIPPÈR & REICHENBACHER, 2010), so beinhalten die Faunen des unteren Abschnittes mit ihren durchwegs dünnshaligen *Rotaliina* kaum Foraminiferen, die auf ein gut durchlüftetes Milieu angewiesen sind (oxyphilic, BÁLDI & HOHENEGGER, 2008; PIPPÈR & REICHENBACHER, 2010). Viele Arten der Gattungen *Bolivina* und *Bulimina* werden als tolerant gegenüber Sauerstoffmangel angesehen (BERNHARD & SEN GUPTA, 1999), *Nonion gudrunae* wird aus Bereichen mit „upwelling“ beschrieben (ROETZEL et al., 2006). Artenreichtum und Gleichverteilung der benthonischen Foraminiferenfaunen der meisten Proben lassen jedoch eher auf moderate Bedingungen schließen. Im mittleren Abschnitt des bearbeiteten Profils dominiert der mehrere Arten-Cluster vereinende Proben-Cluster Q-3 und die Fauna von 26,5 m (höchster Artenreichtum, beste Gleichverteilung der Arten, maximale Werte der Gattung *Lenticulina*) signalisiert sogar eine leichte Verbesserung des Milieus. In diesem Abschnitt lassen auch die niedrigen Planktonraten der Foraminiferenfaunen bei 27,7 m und 26,5 m (siehe auch Abb. 2 und Abb. 7) auf eine zwischenzeitlich verringerte Produktion in den Oberflächenwässern schließen. Der drastische Faunenwechsel im obersten Abschnitt der Bohrung (Cluster Q-1) signalisiert aber deutlich veränderte Umweltbedingungen. Extreme Veränderungen von Salinität oder Temperatur sind in dem tiefneritischen bis bathyalen Lebensraum der Ebelsberg-Fm. nicht zu erwarten, sie sind auch nicht durch die Begleitfauna der hangendsten Proben dokumentiert. Der Umschwung zu den stark von *Textulariina* dominierten Faunen muss durch andere Faktoren verursacht worden sein. Hier könnte ein Bezug zum Sauerstoffgehalt der bodennahen Wassermassen hergestellt werden. Hohe Anteile an agglutinierenden Foraminiferen werden aus diversen sauerstoffarmen Lebensräumen beschrieben (BERNHARD & SEN GUPTA, 1999). ALVE (1995) berichtet von Faunen sandschaliger Foraminiferen aus einem nahezu anoxischen Lebensraum. Auch die in diesen Proben abnehmenden (geschätzten) Diversitätsindices signalisieren unvorteilhafte Lebensbedingungen. Es erscheint daher denkbar, dass der im obersten Abschnitt des hier bearbeiteten Bohrkerns auf die Fora-

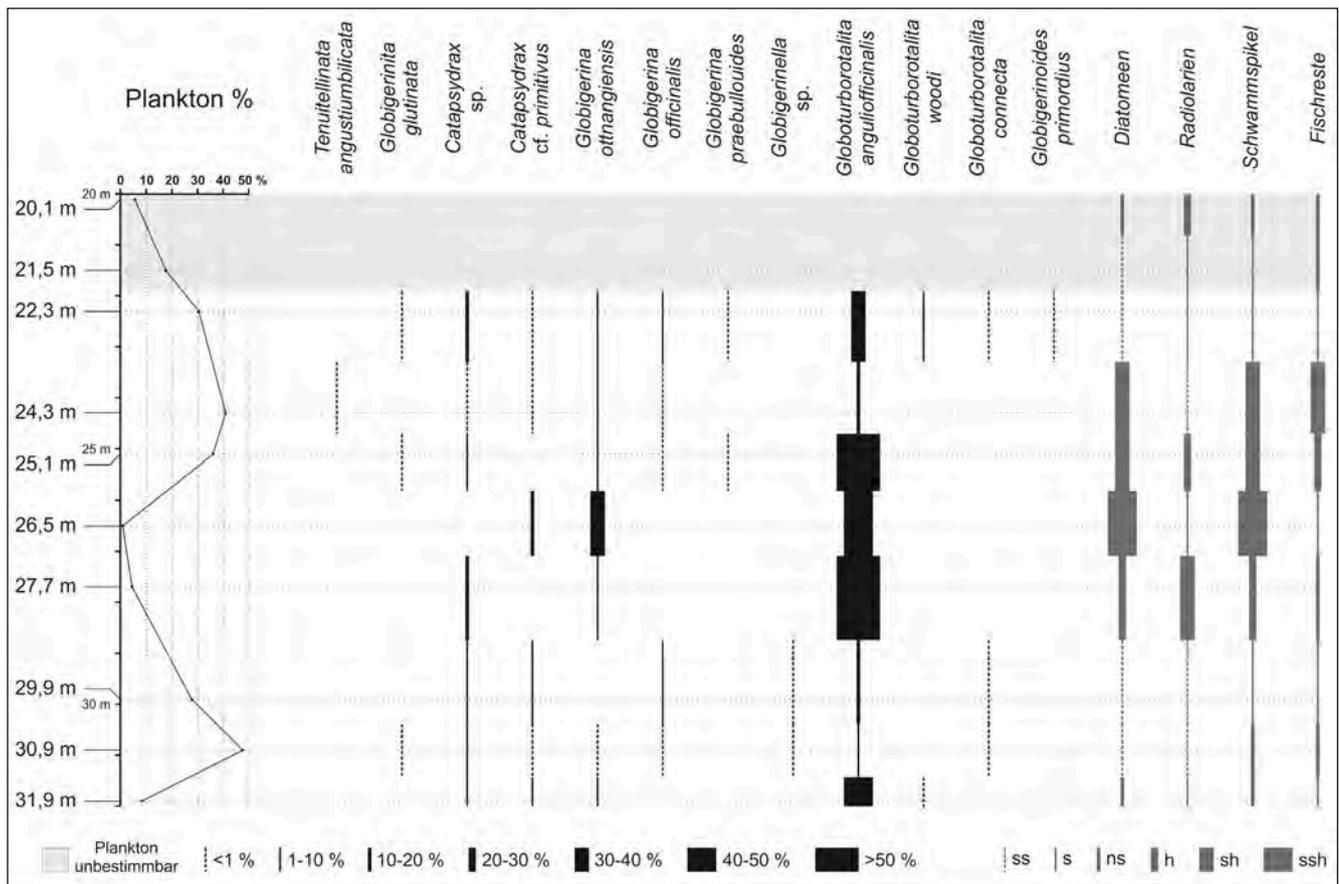


Abb. 7.
Planktonische Foraminiferen > 125 µm und Sonstiges.

miniferen ausgeübte Stress durch einen deutlich verminderten Sauerstoffgehalt im bodennahen Bereich ausgelöst wurde.

Planktonische Foraminiferen

Planktonische Foraminiferen > 125 µm (Abb. 7)

Die Erhaltung der planktonischen Foraminiferenfaunen ist sehr schlecht bis gut. In den hangendsten Proben (20,1 m und 21,5 m) sind sie ausschließlich stark deformiert, flachgedrückt und unbestimmbar. Auch innerhalb der restlichen Proben ist der Erhaltungszustand sehr unterschiedlich. Auffallend ist das gemeinsame Auftreten von flachgedrückten und gut erhaltenen planktonischen Foraminiferen (was bei benthonischen Foraminiferen kaum zu beobachten war). Offensichtlich herrschten in einzelnen Lagen, in denen vor allem Plankton konzentriert angehäuft wurde, spezielle diagenetische Bedingungen, die bei der Konsolidierung und Kompaktion des Gesteins eine Deformation der Kalkgehäuse ermöglichten, während diese im übrigen Sediment gut erhalten blieben. Die oft sehr schlechte Erhaltung machte lediglich eine semiquantitative Auswertung der planktonischen Foraminiferenfaunen möglich.

Die Anteile planktonischer Foraminiferen an den Gesamtaunen (Plankton %) schwanken stark (von 1,86 % bis 95,16 %). Derart stark schwankende Planktonraten treten eher in neritischen als in bathyalen Ablagerungsbereichen auf (MURRAY, 1976). Die Planktonraten im „Älteren Schlier“

von Graben/Finklham (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003) weisen etwas geringere Schwankungsbreiten auf.

Die häufigste Art ist *Globoturborotalita anguliofficialis*; *Globigerina ottnangiensis* und *Catapsydrax sp.* sind gängige Arten. *Globoturborotalita woodi* (22,3 m) und *Catapsydrax cf. primitivus* (26,5 m) sind jeweils in einer Probe stärker vertreten. *Tenuitellinata angustiumbilocata*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina officinalis*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinella sp.*, *Globoturborotalita connecta* und *Globigerinoides primordius* sind nur fallweise und in geringer Stückzahl vertreten.

Planktonische Foraminiferen 63 µm–125 µm

Erwartungsgemäß war das Plankton dieser Fraktion von juvenilen Individuen der Arten dominiert, die von der größeren Fraktion beschrieben wurden (s.o.). Zusätzlich konnten mehrere Arten mikroperforater planktonischer Foraminiferen in geringer Zahl nachgewiesen werden: Probe 22,3 m: *Tenuitella minutissima* (sehr selten), *Tenuitella clemenciae* (selten), *Tenuitellinata pseudoedita* (selten), *Paragloborotalia? inaequiconica* (sehr selten). Probe 24,3 m: *Tenuitellinata pseudoedita* (sehr selten). Probe 26,5 m: *Tenuitellinata pseudoedita* (sehr selten). Probe 30,9 m: *Tenuitella clemenciae* (sehr selten), *Tenuitellinata pseudoedita* (selten).

Sonstiges (Abb. 7)

Auffällig ist, speziell im mittleren Abschnitt des Profils, das starke Auftreten von Diatomeen, Radiolarien, Schwammspikel und Fischresten. Solche Reste sind im „Älteren Schlier“ von Graben/Finklham (s.o.) nur sporadisch und in geringerer Anzahl zu finden.

Biostratigrafie

Nach dem biostratigrafischen Konzept von CÍCHA et al. (1998) sind die Foraminiferenfaunen der Bohrung UE 50 durch das häufige Auftreten von *Gaudryinopsis austriacus* eindeutig dem Oberen Egerium zuzuordnen. Das Auftreten von *Amphicoryna danuviensis* in der obersten Probe unterstreicht ein miozänes Alter der Ebelsberg-Fm. (WENGER, 1987). *Globoturborotalita woodi*, nach WENGER (1987) ein guter Marker für Miozän, tritt nach CÍCHA et al. (1998) in der Zentralen Paratethys bereits im Unteren Egerium in Erscheinung. Die mikroperforierten Arten *Tenuitella minutissima* und *Tenuitellinata pseudoedita* aus der Fraktion 63 µm–125 µm unterstreichen nach LI et al. (1992) den miozänen Charakter der hier bearbeiteten Faunen. Die Verbreitung von *Tenuitellinata pseudoedita* wird in CÍCHA et al. (1998) mit Egerium – Ottungium angegeben, allerdings ist fraglich, ob hier das gleiche Artenkonzept wie bei LI (1987) vorliegt.

Taxonomie

Benthonische Foraminiferen

Bathysiphon filiformis SARS M.

1872 *Bathysiphon filiformis* SARS M. in SARS G.O.: 251 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Bathysiphon filiformis* SARS M. – CÍCHA et al.: 82, pl. 1, figs. 3–5.

Rhizammina sp.

Ein Exemplar (31,9 m) einer kleinen, fein agglutinierten *Rhizammina*.

Saccamina sp.

Ein Exemplar (31,9 m) einer kleinen, fein- bis mittelgrob agglutinierten *Saccamina*.

Reophax pilulifera BRADY

1884 *Reophax pilulifera* BRADY: 292, pl. 30, figs. 18–20.

1998 *Reophax pilulifera* BRADY – CÍCHA et al.: 123, pl. 2, fig. 7.

Haplophragmoides sp.

(Taf. 2, Fig. 3)

Diese Art wurde von KÜPPER & STEININGER (1975) als *Cyclammina* aff. *tenuissima* GRZYB. bezeichnet. Es handelt sich um planspiral aufgewundene, immer flachgequetschte oder stark deformierte, 260 µm–670 µm große Gehäuse, die sehr selten eine schlitzförmige Apertur an der Basis der letzten Kammer erahnen lassen. Die Anzahl der oft schlecht erkennbaren Kammern des letzten Umgangs beträgt 6–9. Die Gehäusewand ist zumeist weißlich grau, fein bis mittelgrob agglutiniert und ist in ihrer Ausbildung vergleichbar mit der von *H. vasiceki* CÍCHA & ZAPLETALOVA aus dem Wiener Becken.

Alveolophragmium? sp.

(Taf. 2, Fig. 2)

Die Individuen sind mehr oder minder stark verdrückt aber nie vollkommen flachgedrückt. Die 0,25 mm bis 0,9 mm großen Gehäuse mit ihren 6 bis 9 Kammern im letzten Umgang zeigen eine sehr schlecht sortierte Agglutination: in einer recht feinen, grauweißen silikatischen Matrix schwimmen eine Vielzahl von mittelgroßen bis großen Quarzkörnern. Dünnschliffe von den stark verdrückten Gehäusen waren wenig aussagekräftig, es konnten nur eine sehr dicke, möglicherweise alveoläre Gehäusewand und kleine Kammerlumina beobachtet werden.

Karrerulina? conversa (GRZYBOWSKI)

1901 *Gaudryina conversa* GRZYBOWSKI: 285, pl. 7, figs. 15, 16 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Karrerulina conversa* (GRZYBOWSKI) – CÍCHA et al.: 108, pl. 7, fig. 4.

Wenige, sehr schlecht erhaltene und daher fragliche Individuen.

Gaudryinopsis austriacus RÖGL

(Taf. 2, Fig. 1)

1998 *Gaudryinopsis austriacus* RÖGL – CÍCHA et al.: 98, pl. 7, figs. 6–8, textfigs. 50, 51.

Die bis 0,9 mm großen Individuen besitzen fein bis grob agglutinierte Gehäuse, die im ältesten Abschnitt hoch trochospiral aufgerollt sind und anschließend biserial werden. Die generell schlechte Erhaltung (stark deformierte Gehäuse) lassen den Gehäusaufbau nur erahnen, Aperturen konnten nicht erkannt werden.

Semivulvulina pectinata (REUSS)

1850 *Textularia pectinata* REUSS: 381, pl. 49, figs. 2, 3.

1998 *Semivulvulina pectinata* (REUSS) – CÍCHA et al.: 126, pl. 9, figs. 10–12.

Semivulvulina deperdita (D'ORBIGNY)

1846 *Textularia deperdita* D'ORBIGNY: 244, pl. 14, figs. 23–25.

1998 *Textularia deperdita* D'ORBIGNY – CÍCHA et al.: 126, pl. 5, fig. 11.

Sigmoilinita tenuis (CZJZEK)

1848 *Quinqueloculina tenuis* CZJZEK: 149, p. 13, figs. 31–34.

1998 *Sigmoilinita tenuis* (CZJZEK) – CÍCHA et al.: 126, pl. 17, figs. 15, 16.

Laevidentalina cf. *badenensis* (D'ORBIGNY)

1846 *Dentalina badenensis* D'ORBIGNY: 44, pl. 1, figs. 48, 49.

1985 *Dentalina badenensis* D'ORBIGNY – PAPP & SCHMID: 28, pl. 9, figs. 3, 4.

Die Individuen sind kleiner und dünnschaliger als das Typusmaterial aus Baden-Sooss.

Grigelis orectus LOEBLICH & TAPPAN

1994 *Grigelis orectus* LOEBLICH & TAPPAN: 64, pl. 115, fig. 22.

Amphimorphina haueriana NEUGEBOREN

1850 *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN: 127, pl. 4, figs. 13, 14.

1998 *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN – CÍCHA et al.: 80, pl. 22, figs. 6–8.

Proxifrons cf. *basispinata* (CUSHMAN)

1935 *Plectofrondicularia basispinata* CUSHMAN: 79, pl. 12, fig. 11.

Ein schlankes Exemplar (22,3 m) mit rudimentären Costae im ältesten Gehäuseteil.

Proxifrons vaughani (CUSHMAN)

1927 *Plectofrondicularia vaughani* CUSHMAN: 112, pl. 23, fig. 3.

1987 *Plectofrondicularia vaughani* CUSHMAN – WENGER: 262, pl. 5, figs. 15–17.

Dimorphina pedum (D'ORBIGNY)

1846 *Marginulina pedum* D'ORBIGNY: 68, pl. 3, figs. 13, 14.

1985 *Marginulina pedum* D'ORBIGNY – PAPP & SCHMID: 37, pl. 21, figs. 5–9.

Die Gehäuse sind kleiner als die aus dem Badener Tegel. Der planspiral aufgerollte, älteste Gehäuseteil mit der geringen Kammerzahle weist auf die Gattung *Dimorphina*.

Lenticulina depauperata (REUSS)

1851 *Robulina depauperata* REUSS: 70, pl. 4, fig. 29.
1998 *Lenticulina depauperata* (REUSS) – CICHA et al.: 110, pl. 23, figs. 4, 5.

Lenticulina inornata (D'ORBIGNY)

1846 *Robulina inornata* D'ORBIGNY: 102, pl. 4, figs. 25–26.
1998 *Lenticulina inornata* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 110, pl. 23, fig. 1.

Lenticulina melvilli (CUSHMAN & RENZ)

1941 *Robulus melvilli* CUSHMAN & RENZ: 12, pl. 2, fig. 12.
1998 *Lenticulina melvilli* (CUSHMAN & RENZ) – CICHA et al.: 110, pl. 23, figs. 10, 11.

Lenticulina umbonata (REUSS)

1851 *Robulina umbonata* REUSS: 68, pl. 4, fig. 24.
1987 *Robulus umbonatus* (REUSS) – WENGER: 253, pl. 3, figs. 14, 15.

Lenticulina cf. umbonata (REUSS)

1851 *Robulina umbonata* REUSS: 68, pl. 4, fig. 24.
1987 *Robulus cultratus* MONTFORT – WENGER: 465, pl. 3, figs. 18, 19.

Lenticulinen mit stark hervortretenden, aber im Unterschied zu *L. umbonata* kleinen zentralen Pfeilern und nach hinten gebogenen, limbaten Suturen wurden von WENGER (1987) fälschlicherweise als *R. cultratus* bezeichnet (siehe RÖGL & HANSEN, 1984).

Saracenaria arcuata (D'ORBIGNY)

1846 *Cristellaria arcuata* D'ORBIGNY: 87, pl. 3, figs. 34–36.
1985 *Lenticulina arcuata* (D'ORBIGNY) – PAPP & SCHMID: 39, pl. 24, figs. 6–9.
1987 *Saracenaria arcuata* (D'ORBIGNY) – WENGER: 255–256, pl. 4, figs. 3, 4.

Hemirobulina glabra (D'ORBIGNY)

1826 *Marginulina glabra* D'ORBIGNY: 259, no. 55.
1846 *Marginulina regularis* D'ORBIGNY: 68, pl. 3, figs. 9–12.
1998 *Hemirobulina glabra* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 107, pl. 25, fig. 7.

Amphicoryna danuviensis (WENGER)

1987 *Stilostomella danuviensis* WENGER: 285, pl. 10, figs. 17, 18.

Amphicoryna sp.

Ein juveniles, nicht näher zuordenbares Individuum.

Planularia moravica (KARRER)

1865 *Cristellaria moravica* KARRER: 707, pl. 2, fig. 9.
1998 *Planularia moravica* (KARRER) – CICHA et al.: 118, pl. 26, fig. 10.

Lagena semistriata WILLIAMSON

1848 *Lagena striata* (MONTAGU) var. *β semistriata* WILLIAMSON: 14, pl. 1, figs. 9, 10 (fide ELLIS & MESSINA).

Favulina hexagona (WILLIAMSON)

1848 *Entosolenia squamosa* (MONTAGU) var. *hexagona* WILLIAMSON: 20, pl. 2, fig. 23 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Favulina hexagona* (WILLIAMSON) – CICHA et al.: 96, pl. 28, fig. 11.

Bolivina crenulata CUSHMAN

1936a *Bolivina crenulata* CUSHMAN: 50, pl. 7, fig. 13.
1998 *Bolivina crenulata* CUSHMAN – CICHA et al.: 83, pl. 43, figs. 11, 12.

Bolivina trunensis HOFMANN

1967 *Bolivina crenulata trunensis* HOFMANN: 147, pl. 5, figs. 1–4.
1998 *Bolivina trunensis* HOFMANN – CICHA et al.: 85, pl. 43, figs. 9, 10.

Bolivina fastigia CUSHMAN

1936a *Bolivina fastigia* CUSHMAN: 51, pl. 7, fig. 17.
1998 *Bolivina fastigia* CUSHMAN – CICHA et al.: 84, pl. 42, fig. 14.

Bolivina budensis (HANTKEN)

1875 *Textilaria budensis* HANTKEN: 57, pl. 15, fig. 1.
2003 *Bolivina budensis* (HANTKEN) – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 251, pl. 4, figs. 1, 2.

Bolivina grabenensis RUPP & HAUNOLD-JENKE

2003 *Bolivina grabenensis* RUPP & HAUNOLD-JENKE: 251, pl. 4, figs. 5–9.

Im Unterschied zu der wesentlich größeren und gröber bespönten *B. beyrichi* REUSS ist *B. grabenensis* nicht gekielt. Sehr selten.

Bolivinella sp.

Ein schlecht erhaltenes, nicht näher bestimmtes Individuum.

Globocassidulina crassa (D'ORBIGNY)

1839 *Cassidulina crassa* D'ORBIGNY: 56, pl. 7, figs. 18–20.
1987 *Globocassidulina crassa* (D'ORBIGNY) – WENGER: 301, pl. 14, figs. 3, 4.

Globocassidulina oblonga (REUSS)

1850 *Cassidulina oblonga* REUSS: 376, pl. 48, figs. 5, 6.
1998 *Globocassidulina oblonga* (REUSS) – CICHA et al.: 102, pl. 45, fig. 11.

Islandiella cf. punctata (REUSS)

1850 *Cassidulina punctata* REUSS: 376, pl. 48, fig. 4.
1998 *Islandiella punctata* (REUSS) – CICHA et al.: 108, pl. 45, figs. 7, 8.

Ein Individuum mit einem etwas dickeren Gehäuse als üblich.

Virgulopsis tuberculatus (EGGER)

1857 *Bulimina tuberculata* EGGER: 284, pl. 12, figs. 4–7.
1998 *Virgulopsis tuberculatus* (EGGER) – CICHA et al.: 136, pl. 46, figs. 1, 2.

Bulimina elongata D'ORBIGNY

1846 *Bulimina elongata* D'ORBIGNY: 187, pl. 11, figs. 19, 20.
1998 *Bulimina elongata elongata* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 86, pl. 47, fig. 5.

Die meisten Individuen besitzen mehr als drei Kammern im ältesten Gehäuseteil (siehe auch RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Bulimina striata D'ORBIGNY

1837 *Bulimina striata* D'ORBIGNY in CUVIER: 18, pl. 3, fig. 16.
1998 *Bulimina striata striata* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 87, pl. 48, figs. 1–3.

Uvigerina cf. *steyri* PAPP

1975 *Uvigerina steyri steyri* PAPP: 282, pl. 1, figs. 5, 6.
1998 *Uvigerina steyri* PAPP – CICHA et al.: 135, pl. 50, figs. 10–12.

Zwei etwas untypische, stark skulpturierte Individuen.

Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)

1858 *Uvigerina angulosa* WILLIAMSON: 67, pl. 5, fig. 140 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON) – CICHA et al.: 80, pl. 54, figs. 5, 6.

Diese Art wurde sehr weit gefasst. Die vorherrschenden, typischen Exemplaren besitzen mäßig geblähte, berippte Kammern, die triserial aufgerollt sind und etwas zueinander versetzt übereinander liegen. Daneben treten auch Gehäuse auf, die im Querschnitt durchgehend dreieckig sind, da die kaum geblähten Kammern der einzelnen Windungen direkt übereinander zu liegen kommen und an den Kanten der Gehäuse nahezu durchlaufende Rippen ausgebildet sind. Auch die Ornamentierung ist unterschiedlich ausgebildet. Neben den typischen, durchgehend berippten Gehäusen liegen auch solche vor, die im jüngeren Gehäuseteil nicht berippt sind. Auch kaum berippte Gehäuse wurden hier zu *A. angulosa* gezählt.

Fursenkoina acuta (D'ORBIGNY)

1846 *Polymorphina acuta* D'ORBIGNY: 234, pl. 13, figs. 4, 5; pl. 14, figs. 5–7.
1998 *Fursenkoina acuta* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 97, pl. 55, fig. 1.

Othomorphina rudis D'ORBIGNY

1846 *Nodosaria rudis* D'ORBIGNY: 33, pl. 1, figs. 17–19.
1985 *Nodosaria rudis* D'ORBIGNY – PAPP & SCHMID: 24, pl. 4, figs. 4, 5.

Nodogenerina? *adolphina* (D'ORBIGNY)

1846 *Dentalina Adolphina* D'ORBIGNY: 50, pl. 2, figs. 18–20.
1998 *Stilostomella adolphina* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 128, pl. 56, fig. 6.

Nodogenerina? *scabra* (REUSS)

1850 *Dentalina scabra* REUSS: 367, pl. 46, figs. 7, 8.
1986 *Stilostomella scabra* (REUSS) – RUPP: 68, pl. 37, fig 5.

Nodogenerina? *spinescens* (REUSS)

1851 *Dentalina spinescens* REUSS: 62, pl. 3, fig. 10.
1987 *Stilostomella spinescens* REUSS – WENGER: 287, pl. 11, figs. 4, 5.

Myllostomella advena (CUSHMAN & LAIMING)

1931 *Nodogenerina advena* CUSHMAN & LAIMING: 106, pl. 11, fig. 19.
1987 *Stilostomella verneuillii* D'ORBIGNY – WENGER, 288, pl. 11, figs. 8, 9.

Gehäuse zumeist glatt, einzelne Individuen zeigen jedoch eine kaum sichtbare Längsskulptur (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Siphonodosaria? cf. *consobrina* (D'ORBIGNY)

1846 *Dentalina consobrina* D'ORBIGNY: 46, pl. 2, figs. 1–3.
1985 *Stilostomella consobrina* (D'ORBIGNY) – PAPP & SCHMID: 29, pl. 11, figs. 1–5.
1987 *Stilostomella consobrina* (D'ORBIGNY) – WENGER, 288, pl. 11, figs. 6, 7.

Kammerform und Größe entsprechen nicht ganz dem Originalmaterial (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Neugeborina gracilis (NEUGEBOREN)

1852 *Nodosaria gracilis* NEUGEBOREN: 51, pl. 1, figs. 27–29.

Neugeborina longiscata (D'ORBIGNY)

1846 *Nodosaria longiscata* D'ORBIGNY: 32, pl. 1, figs. 10–12.
1998 *Neugeborina longiscata* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 113, pl. 21, fig. 12.

Cancris subconicus (TERQUEM)

1882 *Rotalina subconica* TERQUEM: 61, pl. 4, fig. 5 (fide ELLIS & MESSINA).

1970 *Cancris subconicus* (TERQUEM) – LE CALVEZ: 145, pl. 43, fig. 6.

Die Exemplare entsprechen denen aus dem „Älteren Schlier“ von Graben/Finklham (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Valvulineria complanata (D'ORBIGNY)

1846 *Rosalina complanata* D'ORBIGNY: 175, pl. 10, figs. 13–15.
1998 *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 136, pl. 57, figs. 11–13.

Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY

1826 *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY: 267, no. 65.
1846 *Sphaeroidina austriaca* D'ORBIGNY: 284, pl. 20, figs. 19–21.
1998 *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 127, pl. 60, fig. 4.

Glabrata sp.

Drei schlecht erhaltene, nicht näher bestimmte Individuen.

Pseudoparella sp.

2003 *Epistominella?* sp. – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 258, pl. 7, figs. 4–7.

Die flach bikonvexen Gehäuse dieser Art unterscheiden sich von vergleichbaren Arten wie *P. exigua* (BRADY) oder *P. molassica* HAGN vor allem durch eine fast immer vorhandene glasige Masse (oft zu einem kleinen Knopf ausgebildet), welche den Umbo der Gehäuse ausfüllt sowie durch die höhere Kammeranzahl (8–13). Sie ist in der Fraktion > 125 µm eher selten, in der Fraktion 63 µm–125 µm jedoch stark vertreten.

Biapertorbis biaperturatus POKORNY

1956 *Biapertorbis biaperturata* POKORNY: 265, figs. 4–6.
2003 *Biapertorbis biaperturatus* POKORNY – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 258, pl. 7, figs. 11, 12.

Biapertorbis? discigera (EGGER)

1857 *Rotalina discigera* EGGER: 277, pl. 8, figs. 4–7.

2003 *Biapertorbis? discigera* (EGGER) – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 258, pl. 7, figs. 8–10.

Cibicidoides budayi (CICHA & ZAPLETALOVA)

1960 *Cibicides budayi* CICHA & ZAPLETALOVA: 47, pl. 4, figs. 7–9.

1998 *Cibicidoides budayi* (CICHA & ZAPLETALOVA) – CICHA et al.: 90, pl. 62, figs. 10–12.

Cibicidoides lopjanicus (MYATLYUK)

1950 *Cibicides lopjanicus* MYATLYUK: 284, pl. 4, fig. 8 (fide ELLIS & MESSINA).

2003 *Cibicidoides lopjanicus* (MYATLYUK) – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 257, pl. 6, figs. 4–5.

Cibicidoides tenellus (REUSS)

1865 *Truncatulina tenella* REUSS: 477, pl. 5, fig. 6.

2003 *Cibicidoides tenellus* REUSS – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 257, pl. 6, figs. 6, 7.

Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)

1798 *Nautilus lobatulus* WALKER & JACOB: 642, pl. 14, fig. 36 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB) – CICHA et al.: 111, pl. 63, figs. 23–25.

Stichocibicides moravicus POKORNY

1956 *Stichocibicides moravicus* POKORNY: 272, figs. 11–15.

2003 *Cibicides* cf. *refulgens* MONTFORT – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 257, pl. 6, figs. 9, 10.

Wenige, kleine Individuen ohne die typischen, uniserial angeordneten jüngsten Kammern.

Asterigerinata planorbis (D'ORBIGNY)

1846 *Asterigerina planorbis* D'ORBIGNY: 205, pl. 11, figs. 1–3.

1998 *Asterigerinata planorbis* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 81, pl. 64, figs. 8–10.

Nonion commune (D'ORBIGNY)

1846 *Nonionina communis* D'ORBIGNY: 106, pl. 5, figs. 7, 8.

1985 *Nonion commune* (D'ORBIGNY) – PAPP & SCHMID: p. 45, pl. 34, figs. 2, 3.

non 1985 *Nonion commune* (D'ORBIGNY) – PAPP & SCHMID: p. 45, pl. 34, figs. 4, 5.

In ROETZEL et al. (2006) wurde ein neuer Lectotypus bestimmt.

Nonion gudrunae RÖGL

2006 *Nonion gudrunae* RÖGL – ROETZEL et al.: 397, pl. 4, figs. 1–3, 32–34.

Die von Rögl beschriebene neue Art unterscheidet sich von *N. commune* (D'ORBIGNY) durch die verdickten und erhobenen Suturen und den schlankeren Querschnitt.

Nonionellina sp.

2003 *Nonionellina* sp. – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 260, pl. 8, figs. 4–8.

Protelphidium roemeri (CUSHMAN)

1936b *Nonion roemeri* CUSHMAN: 65, pl. 12, fig. 3.

1998 *Protelphidium roemeri* (CUSHMAN) – CICHA et al.: 120, pl. 66, figs. 3, 4.

Pullenia quinqueloba (REUSS)

1851 *Nonionina quinqueloba* REUSS: 71, pl. 5, fig. 31.

1998 *Pullenia quinqueloba* (REUSS) – CICHA et al.: 121, pl. 66, figs. 10, 11.

Allomorphina trigona REUSS

1850 *Allomorphina trigona* REUSS: 380, pl. 48, fig. 14.

1998 *Allomorphina trigona* REUSS – CICHA et al.: 78, pl. 67, figs. 11–13.

Charltonina tangentialis (CLODIUS)

1922 *Pulvinulina tangentialis* CLODIUS: 138, pl. 1, fig. 14 (fide ELLIS & MESSINA).

1987 *Alabamina tangentialis* (CLODIUS) – WENGER: 311, pl. 17, figs. 1–3.

Heterolepa dutemplei (D'ORBIGNY)

1846 *Rotalina Dutemplei* D'ORBIGNY: 157, pl. 8, figs. 19–21.

1998 *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 107, pl. 71, figs. 1–3.

Escornebovina orthorapha (EGGER)

1857 *Rotalina orthorapha* EGGER: 275, pl. 10, figs. 1–3.

1998 *Escornebovina orthorapha* (EGGER) – CICHA et al.: 96, pl. 71, figs. 10–12.

Escornebovina? trochiformis (ANDREAE)

1884 *Pulvinulina trochiformis* ANDREAE: 216, pl. 8, fig. 14 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Escornebovina? trochiformis* (ANDREAE) – CICHA et al.: 96, pl. 71, figs. 14–16.

Escornebovina sp.

Zwei mäßig erhaltene, nicht näher bestimmte Individuen.

Gyroidina? constans (REISER)

1987 *Eponides constans* REISER: 98, pl. 11, figs. 13, 16, 17.

1998 *Gyroidina? constans* (REISER) – CICHA et al.: 105, pl. 58, figs. 4–6.

Gyroidinoides parvus (CUSHMAN & RENZ)

1941 *Gyroidina parva* CUSHMAN & RENZ: 23, pl. 4, fig. 2.

1987 *Gyroidina parva* CUSHMAN & RENZ – WENGER: 309, pl. 16, figs. 12–14.

Gyroidinoides sp.

Ein flach trochospirales, nicht näher bestimmtes Individuum.

Hanzawaia cf. *boueana* (D'ORBIGNY)

(Taf. 2, Fig. 4, 5)

1846 *Truncatulina Boueana* D'ORBIGNY: 169, pl. 9, figs. 24–26.

Aus dem „Älteren Schlier“ von Graben/Finklham wurden einige cf-Formen von *H. boueana* vermerkt (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003), in der Bohrung UE 50 sind ausschließlich diese cf-Formen vertreten. Diese kleine *Hanzawaia* unterscheidet sich von *H. boueana* durch die etwas höhere Zahl der Kammern im letzten Umgang (*H. boueana*: 7–11; *H. cf. boueana*: 10–12), die weniger stark gekrümmten Suturen und die auffällige, gröbere Beporung. Diese Variation von *H. boueana* kann als Reaktion auf die generell sauerstoffarmen Verhältnisse in diesem Abschnitt der Ebelsberg-Fm.

verstanden werden (siehe Kapitel „Paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen“).

GRUNERT et al. (2010) listen für die Foraminiferenfauna der Ebelsberg-Fm. von Pucking *Hanzawaia horcici* auf. Die 1958 von CÍCHA & ZAPLETALOVA (CÍCHA & ZAPLETALOVA, 1960) als *Cibicides* beschriebene *H. horcici* ist *H. boueana* in Gehäuseform und Kammerzähl sehr ähnlich, auch die stark limbaten Suturen von *H. horcici* sind bei *H. boueana* häufig zu beobachten (WENGER, 1987). Einzig die größere Beporung unterscheidet beide Formen (Taf. 2, Fig. 6). Es ist zweifelhaft, ob dieser Unterschied eine Abtrennung als eigene Art rechtfertigt. Hier wird *H. horcici* als Variation von *H. boueana* gewertet. Das auf Tafel 2/6 abgebildete Individuum stammt aus dem Karpatium des tschechischen Anteils am Wiener Becken und wurde von I. CÍCHA für die Vergleichssammlung der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt.

Aubignyna sp.

1986 *Aubignyna* sp. – RUPP: 57, pl. 4, figs. 8–10.

Für weitere Bemerkungen siehe auch RUPP & HAUNOLD-JENKE (2003).

Buccella propingua (REUSS)

1856 *Rotalia propingua* REUSS: 241, pl. 4, fig. 53.

1987 *Ammonia propingua* (REUSS) – WENGER: 304, pl. 14, figs. 17–20.

Elphidium cf. *advenum* (CUSHMAN)

1922 *Polystomella advena* CUSHMAN: 56, pl. 9, figs. 11, 12.

1987 *Elphidium* cf. *advenum* (CUSHMAN) – REISER: 92, pl. 10, figs. 4, 5.

Elphidiella heteropora (EGGER)

1857 *Nonionina heteropora* EGGER: 300, pl. 14, figs. 19–21.

1998 *Elphidiella heteropora* (EGGER) – CÍCHA et al.: 94, pl. 75, figs. 1, 2.

Elphidiella cryptostoma (EGGER)

1857 *Polystomella cryptostoma* EGGER: 301, pl. 9, figs. 19, 20.

1987 *Elphidiella cryptostoma cryptostoma* (EGGER) – WENGER: 296, pl. 13, figs. 2, 3.

Planktonische Foraminiferen

Paragloborotalia? *inaequiconica* (SUBBOTINA)

1960 *Acarinina inaequiconica* SUBBOTINA: 202, pl. 7, figs. 13, 14.

1998 *Paragloborotalia?* *inaequiconica* (SUBBOTINA) – CÍCHA et al.: 115, pl. 39, figs. 17–20.

Tenuitella minutissima (BOLLI)

1957 *Globorotalia minutissima* BOLLI: 119, pl. 29, fig. 1.

1987 *Tenuitella minutissima* (BOLLI) – LI: 309, pl. 3, figs. 6–9, 11, 12.

Tenuitella clemenciae (BERMUDEZ)

1961 *Turborotalia clemenciae* BERMUDEZ: 1321, pl. 17, fig. 10 (fide ELLIS & MESSINA).

1987 *Tenuitella clemenciae* (BERMUDEZ) – LI: 309, pl. 2, fig. 9.

Tenuitellinata angustumbilicata (BOLLI)

1957 *Globigerina angustumbilicata* BOLLI: 109, pl. 22, figs. 12, 13.

1998 *Tenuitellinata angustumbilicata* (BOLLI) – CÍCHA et al.: 313, pl. 31, figs. 1–4.

Zusätzlich zu dem sehr seltenen Auftreten in der Fraktion > 125 µm war diese Art selten in der Fraktion 63 µm–125 µm zu finden.

Tenuitellinata pseudoedita (SUBBOTINA)

1960 *Globigerina pseudoedita* SUBBOTINA in SUBBOTINA et al.: 55, pl. 11, figs. 1–3.

1987 *Tenuitellinata* cf. *T. pseudoedita* (SUBBOTINA) – LI: 312, pl. 3, figs. 1–5.

Die flach trochospirale *G. pseudoedita* von SUBBOTINA (1960), wie auch die *T.* cf. *T. pseudoedita* von LI (1987) stehen in Widerspruch zur höher trochospiralen *T. ? pseudoedita* von CÍCHA et al. (1998).

Globigerinita glutinata (EGGER)

1893 *Globigerina glutinata* EGGER: 371, pl. 13, figs. 19–21 (fide ELLIS & MESSINA).

2008 *Globigerinita glutinata* (EGGER) – RUPP & HOHENEGGER: 441, fig. 11/2.

Nach BRUMMER (1988) weist *G. glutinata* eine sehr variable Bulla auf. *G. boweni* BRÖNNIMANN & RESIG fällt in diese Variationsbreite.

Catapsydrax sp.

(Taf. 2, Fig. 10–11).

1998 *Catapsydrax* sp. – CÍCHA et al.: pl. 40, figs. 8–11.

Die Gattung *Catapsydrax* ist unzureichend definiert. CÍCHA et al. (1998) beschreiben sie als nonspinos, OLSSON et al. (2006a: S. 69) vermuten, dass diese Gattung ein spinoses Gehäuse besitzt. Im gleichen Band beschreiben OLSSON et al. (2006b: S. 121) die spinose *Globoturborotalita martini*, die nach CÍCHA et al. (1998) zu *Catapsydrax* gezählt wird. Bei *Catapsydrax* sp. ist ein eindeutiger Beweis eines spinosen Gehäuses (aufgrund der mäßigen Erhaltung?) nicht gelungen, daher wird diese deutlich kanzellate Art (Taf. 2, Fig. 11) in die Gattung *Catapsydrax* gestellt. Neben den typischen Individuen mit Bulla sind auch kompakte, kanzellate Formen ohne deutlich ausgebildete Bulla zu *Catapsydrax* sp. gezählt worden.

Catapsydrax cf. *primitivus* (BLOW & BANNER)

1962 *Globigerinita unicava primitiva* BLOW & BANNER: 114, pl. 14, figs. J–L. (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Catapsydrax* cf. *primitivus* (BLOW & BANNER) – CÍCHA et al.: pl. 40, figs. 12–15.

Diese Art wurde aufgrund der schwächer ausgeprägten Kanzellation und der schneller zunehmenden Windungshöhe der Gehäuse von *C.* sp. abgetrennt.

Globigerina officinalis SUBBOTINA

1953 *Globigerina officinalis* SUBBOTINA: 78, pl. 11, figs. 1–7.

1998 *Globigerina officinalis* SUBBOTINA – CÍCHA et al.: pl. 31, figs. 14–17.

Globigerina ottangiensis RÖGL

(Taf. 2, Fig. 7).

1969 *Globigerina ciperoensis ottangiensis* RÖGL: 221, pl. 2, figs. 7–10; pl. 4, figs. 1–7.

1998 *Globigerina ottangiensis* RÖGL – CÍCHA et al.: pl. 32, figs. 9–14.

G. ottangiensis wurde aufgrund des deutlich pseudokanzellaten Gehäuses, der unauffälligen Suturen und der etwas lockereren Aufrollung von *G. anguliofficialis* unterschieden.

Globigerina praebulloides BLOW
1959 *Globigerina praebulloides* BLOW: 180, pl. 8, fig. 47; pl. 9, fig. 48 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Globigerina praebulloides* BLOW – CÍCHA et al.: pl. 34, figs. 13–16.

Globigerinella sp.
Eine kleine, nicht näher bestimmte Art der Gattung *Globigerinella*.

Globoturbotalita anguliofficialis (BLOW)
(Taf. 2, Fig. 8).
1969 *Globigerina anguliofficialis* BLOW: 379, pl. 11, figs. 1–5 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Globigerina anguliofficialis* BLOW – CÍCHA et al.: pl. 31, figs. 24–26.

G. anguliofficialis besitzt eine deutlich kanzellate Gehäusewand. Die U-förmige Einsenkung der glatten Suturen ist bei der mäßigen Erhaltung des Materials nur undeutlich zu sehen.

Globoturbotalita woodi (JENKINS)
(Taf. 2, Fig. 9).
1960 *Globigerina woodi* JENKINS: 352, pl. 2, fig. 2.
1998 *Globoturbotalita woodi* (JENKINS) – CÍCHA et al.: pl. 35, figs. 14–16.

Globoturbotalita connecta (JENKINS)
1964 *Globigerina woodi* JENKINS subsp. *connecta* JENKINS: 72, textf. 1.
1998 *Globoturbotalita connecta* (JENKINS) – CÍCHA et al.: pl. 35, figs. 12, 13.

Globigerinoides primordius BLOW & BANNER
1962 *Globigerinoides quadrilobatus primordius* BLOW & BANNER – EAMES et al.: 115, text-fig. 14, pl. 9, figs. Dd–Ff (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER – CÍCHA et al.: pl. 35, figs. 20–23.

Das kalkige Nannoplankton der Bohrung UE 50

Laut der stratigrafischen Tabelle von LOURENS et al. (2004) ist die Oligozän/Miozän Grenze (Chattian/Aquitainian) international mit 23.030 Ma (Millionen Jahre) datiert und mit der Basis des magnetischen Chrons C6Cn.2n gleichgesetzt. Die kurze stratigrafische Reichweite von *Sphenolithus delphix* mit seinem Erstauftreten (FO) bei 23.21 Ma und dem Letztaufreten (LO) bei 23.11 Ma kann sehr nützlich für die Bestimmung dieser Grenze sein. Das Letztaufreten von *Helicosphaera recta* und/oder *Sphenolithus capricornutus*, durch welche die Grenze NP25/NN1 definiert ist, ist mit der Oligozän/Miozän Grenze vergleichbar. DE KAENEL & VILLA (2010) untersuchten neuerlich die Oligozän/Miozän Grenze des Lemme-Carrosio Profils und erkannten als besten Marker dafür den starken prozentuellen Anstieg von *Camuralithus pelliculatus* in den Nannoplanktonvergesellschaftungen. LEHOTAYOVA & BÁLDI-BEKE (1975) veröffentlichten einen ersten Beitrag über die kalkige Nannoflora aus dem Egerium von Ungarn (Wind Ziegelei) und der Slo-wakei (Bohrung Šturovo). Die Autoren stufen die untersuchten Sedimente in die Nannoplankton-Zonen NP 25 und NN1 ein, erwähnt wurde das seltene Auftreten oder gar die Absenz von Standard-Zonenmarkern im unter-

suchten Material. HOLCOVÁ (2005) untersuchte oberoligo-zänes und untermiozänes kalkiges Nannoplankton aus mehreren Bohrungen in der Südslowakischen Senke. Neben diversen Standardmarkern erkannte sie zusätzliche Änderungen in den Nannoplankton-Vergesellschaftungen, die sehr nützlich für eine detailliertere biostratigrafische Unterteilung sein können.

Die untersuchten Proben decken sich durchwegs mit denen der Mikrofossil-Analysen (s.o.). Einzig die Probe 24,3 m konnte aufgrund von Materialmangel nicht mehr berücksichtigt werden, stattdessen wurde eine weitere Probe (28,9 m) im unteren Teil des Profils eingeschaltet. Die Präparate für die Untersuchung des kalkigen Nannoplanktons wurden nach kurzem Ultraschallbad nach der Standardmethode angefertigt. Die Analysen wurden mit Hilfe eines Lichtmikroskopes (Leica DMLP) mit 1000-facher Vergrößerung durchgeführt. Die obersten Proben (20,1 m, 21,5 m) sowie die unterste Probe (31,9 m) enthielten relativ wenige und mäßig erhaltene Formen, während die restlichen Proben (22,3 m bis 30,9 m) sehr reich an gut erhaltener kalkiger Nannoflora waren.

Aus jeder Probe wurden mindestens 300 Individuen gezählt und statistisch bearbeitet (Tab. 2). Für die Bearbeitung wurde die Software PAST (HAMMER et al., 2005) verwendet. Die untersuchten Proben enthielten sehr hohe Prozentanteile von *Coccolithus pelagicus* und Reticulofenestriden (*Reticulofenestra bisecta*, *R. daviesii*, *R. lockeri*, *R. cf. foveolata*, *R. gelida*, *R. haqii*, *R. minuta* und *R. pseudoubilica*). Unter den Helicosphaeren wurden *Helicosphaera carteri*, *H. euphratis*, *H. scissura*, *H. stalis* und *Helicosphaera* sp. nachgewiesen. Umgelagertes Nannoplankton wurde ebenfalls gezählt und alphabetisch in der Tab. 2 aufgelistet.

Sphenolithen und Discoasteriden als wichtigste Zonenmarker für die stratigrafische Unterteilung des Oberoligo-zäns und Unteroligozäns wurden in der Bohrung UE 50 sehr selten beobachtet. Vereinzelt wurden *Sphenolithus capricornutus* (29,9 m) und *Sphenolithus dissimilis* (26,5 m) bestimmt.

Biostratigrafie

Als stratigrafische Marker für die Unterteilung des Oberoligozäns und Unteroligozäns werden am häufigsten die Arten der Gattungen *Sphenolithus* und *Discoaster* verwendet. Die Grenze NP25/NN1 ist mit dem LO von *Sphenolithus ciperoensis* oder *Helicosphaera recta* definiert, die Grenze NN1/NN2 mit dem FO von *Discoaster druggi*. Discoasteriden sind für wärmere, ruhigere, vollmarine Gewässer charakteristisch und konnten in den untersuchten Proben nicht beobachtet werden. Die biostratigrafische Einstufung in das Unteroligozän (NN1) basiert auf dem Auftreten von *Helicosphaera scissura*, *Sphenolithus dissimilis*, *S. capricornutus* und *Triquetrorhabdulus carinatus*. *Sphenolithus capricornutus*, die eine kurze Reichweite mit einem FO in der oberen NP25 und dem LO in der unteren NN1 (PERCH-NIELSEN, 1985) hat, wurde nur in Probe 29,9 m nachgewiesen. *Sphenolithus dissimilis* (NP24 – NN2) konnte in der Probe 26,5 m beobachtet werden.

Reticulofenestriden werden häufig im Eozän und Unteroligozän als Zonenmarker für die biostratigrafische Unterteilung angewendet. *Reticulofenestra pseudoubilica* und *R. gelida* mit dem FO im Unteroligozän (YOUNG, 1998) wurden in allen Proben nachgewiesen. *Helicosphaera carteri* hat sein FO im obersten Oligozän (NP25), während *H. scissura* eine Reichweite von NN1–NN4 (PERCH-NIELSEN, 1985) aufweist. Die Abwesenheit im unteren Abschnitt der Bohrung und

das häufige Auftreten dieser Formen im oberen Abschnitt (20,1 m bis 26,5 m) kann auch durch veränderte paläoökologische Bedingungen erklärt werden.

Paläoökologie

Für die paläoökologische Interpretation der untersuchten Proben wurden die relativen Häufigkeiten der folgenden Arten verwendet: *Coccolithus pelagicus*, kleine Reticulofenestriden, *Helicosphaera carteri*, *Braarudosphaera bigelowii* sowie allochthone Formen. Eine Anreicherung von *Coccolithus pelagicus* in den Sedimenten ist ein Zeichen für „upwelling“ und die dadurch entstandenen eutrophen Bedingungen. Dieser r-Strategie ist sehr häufig in kühleren vollmarinen Gewässern mit Temperaturen zwischen $-1,5^{\circ}$ und $+15^{\circ}$ C anzutreffen (OKADA & MCINTYRE, 1979; WINTER et al., 1994), mit höchsten Konzentrationen zwischen $+2^{\circ}$ und $+12^{\circ}$ C. Höhere Anteile von kleinwüchsigen Reticulofenestriden in küstennahen Bereichen wurden von HAQ (1980) dokumentiert. Die Blüten von *Reticulofenestra minuta* in mittelmiozänen Sedimenten im Wiener Becken wurden als Indikator für eine besser geschichtete Wassersäule gesehen (ČORIĆ & HOHENEGGER, 2008). *Braarudosphaera bigelowii* mit leicht erkennbaren, aber kristallografisch komplex gebauten Pen-

talithen gehört zur Gruppe der Nannolithen. Diese Form hat eine sehr lange stratigrafische Reichweite (Cenoman bis rezent) und wird für Altersbestimmungen sehr selten verwendet. Anreicherungen dieser Form, mit ihrer Vorliebe für nährstoffreiche, küstennahe Gewässer, wurden in oligozänen Sedimenten beobachtet und als ein Zeichen für die kurzfristige Abtrennung der Zentralen Paratethys von angrenzenden marinen Bereichen interpretiert (NAGYMAROSY, 1991). BUKRY (1974) erklärte hohe Prozentanteile dieser Form im Holozän des Schwarzen Meeres als Indikator für niedrige Salinität, verursacht durch verstärkten Süßwasseranreicherung. Helicospheriden sind auch aus küstennahen Ablagerungsbereichen mit starkem „upwelling“ (PERCH-NIELSEN, 1985) bekannt. Eine positive Korrelation mit *Coccolithus pelagicus* und die klare negative Korrelation mit kleinen Reticulofenestriden wurde in quantitativen Analysen von mittelmiozänen Nannofloren aus dem Wiener Becken nachgewiesen (ČORIĆ & HOHENEGGER, 2008). WADE & BROWN (2006) erklären erhöhte Werte von *Umbilicosphaera jafari* durch erhöhte Salinität in küstennahen Bereichen. Umgelagertes Nannoplankton aus Eozän und Mesozoikum wurde in allen Proben beobachtet (Tab. 2), im oberen Teil der Bohrung erreichen sie jedoch etwas höhere Anteile.

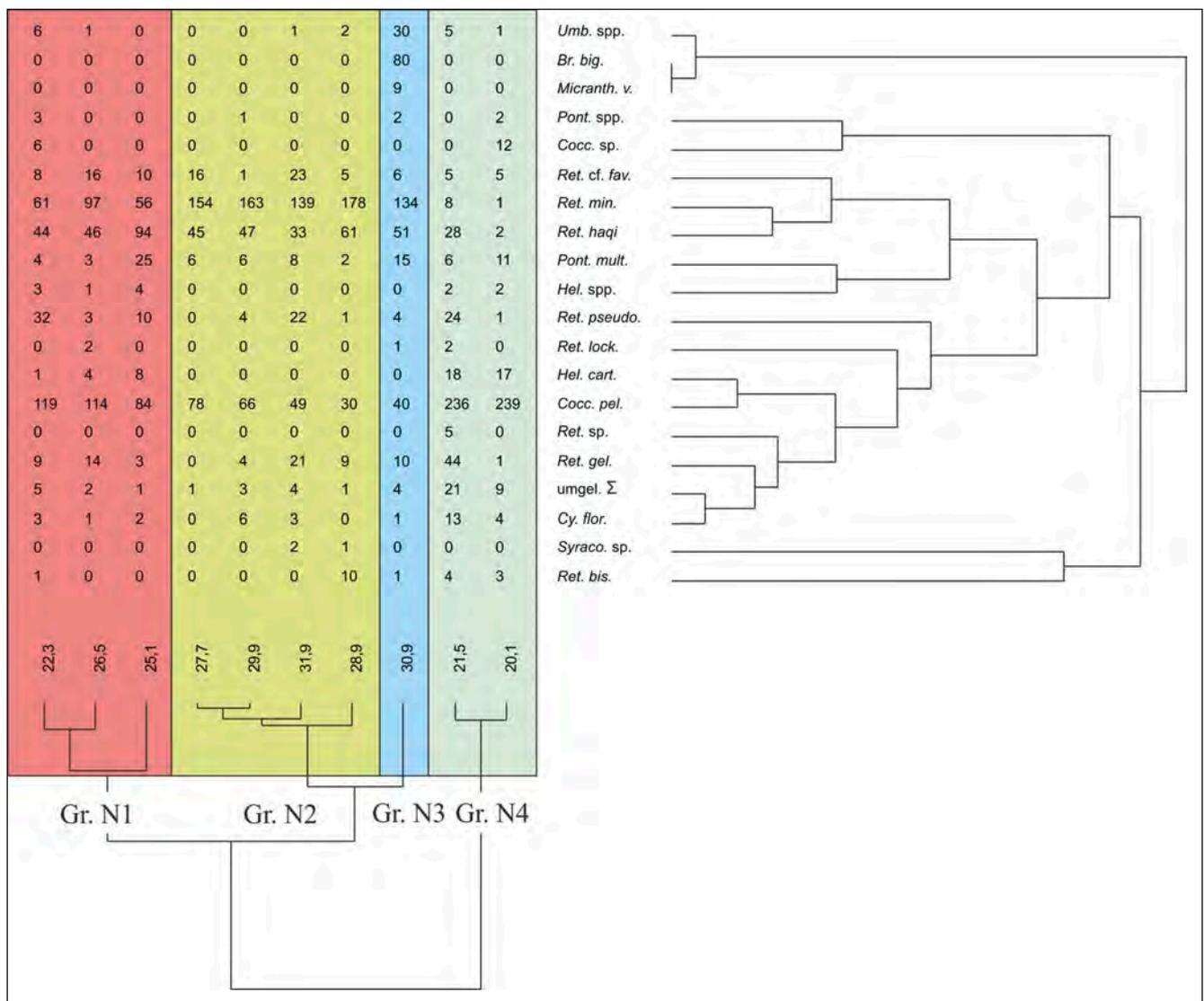


Abb. 8. Das Dendrogram der Clusteranalyse.

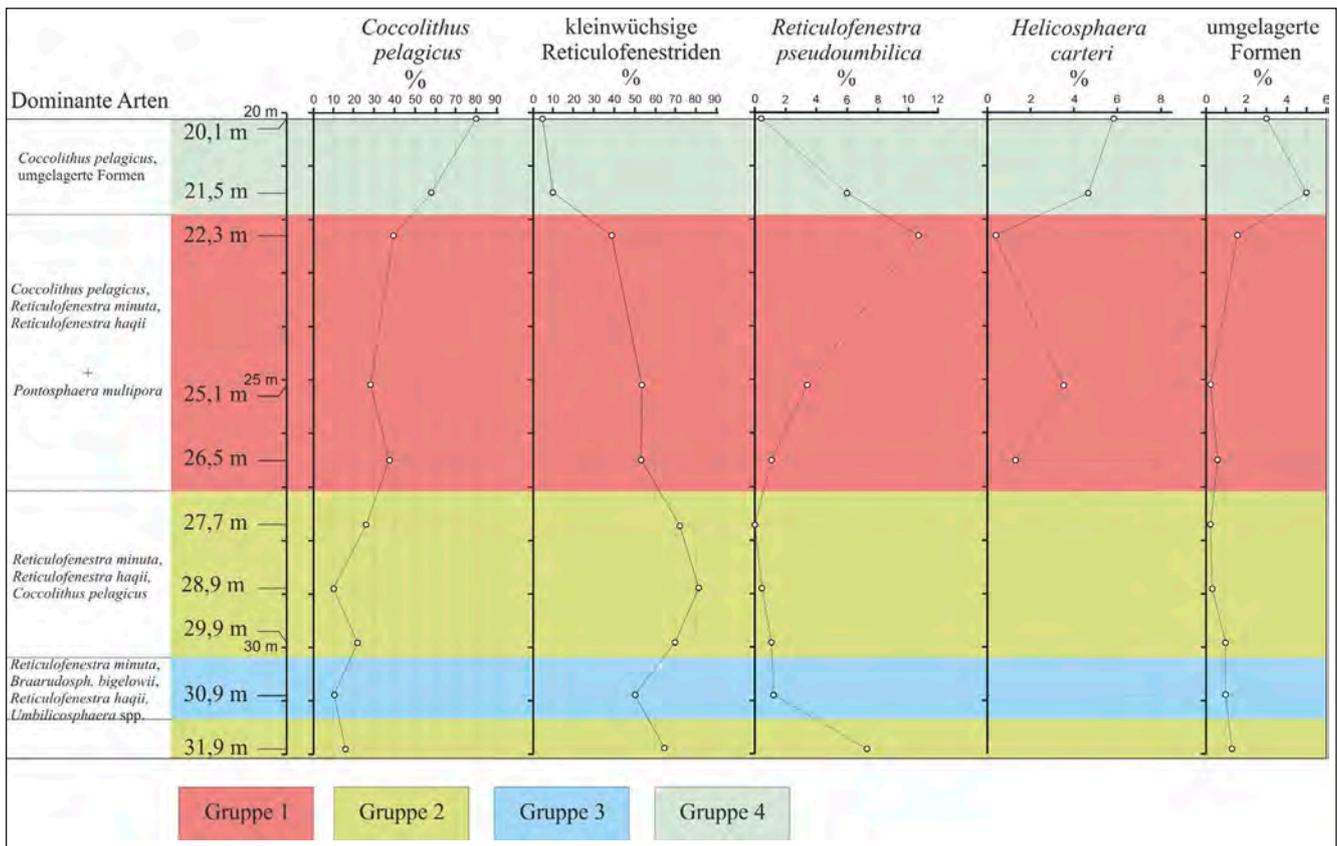


Abb. 9a.
Kalkiges Nannoplankton, dominante Arten.

Multivariate Analysen (Abb. 8)

Durch die Clusteranalyse (UPGMA, Ähnlichkeitsmaß: Cosinus) lassen sich vier Gruppen der Proben unterscheiden:

Cluster N1 umfasst drei Proben aus dem mittleren Abschnitt des Profils (22,3 m, 25,1 m und 26,5 m). Diese Proben sind durch die höheren Anteile von *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra minuta* und *R. haqii* gekennzeichnet.

Cluster N2 wird aus vier Proben aus dem unteren Teil der Bohrung gebildet (27,7 m, 28,9 m, 29,9 m und 31,9 m). In diesen Proben dominieren vor allem kleine Reticulofenestriden (*R. minuta*, *R. haqii*, *R. cf. foveolata*), während *Coccolithus pelagicus* hier die niedrigsten Werte in der Bohrung zeigt.

Cluster N3 enthält nur eine Probe (30,9 m), sie ist durch die größte Artendiversität (18 Arten) im gesamten Profil und durch hohe Anteile von *Braarudosphaera bigelowii* und *Umbilicosphaera* spp. charakterisiert.

Cluster N4 umfasst die obersten zwei Proben des Profils (20,1 m und 21,5 m). Sie sind durch den hohen Anteil von *Coccolithus pelagicus* (über 50 %) und niedrige Anteile von kleinen Reticulofenestriden gekennzeichnet. In diesen Proben wurden auch erhöhte Werte von umgelagerten Formen und *Helicosphaera carteri* beobachtet.

Der Arteninhalt (Abb. 9a, b)

In den Nannoplankton-Vergesellschaftungen der Bohrung UE 50 dominieren folgende Arten: *Coccolithus pelagicus*, kleinwüchsige Reticulofenestriden, *Reticulofenestra pseudoumbilica* und *Helicosphaera carteri*. *Braarudosphaera bigelowii* erreicht in der Probe 30,9 m außergewöhnliche Anteile.

Coccolithus pelagicus ist in allen Proben vertreten, die Häufigkeit nimmt vom unteren Teil der Bohrung (zwischen 10 % und 20 %) nach oben konstant zu, sie erreicht 80 % in der obersten Probe des Profils. *Helicosphaera carteri* und die umgelagerten Formen zeigen einen ähnlichen Trend wie *C. pelagicus*. Kleine Reticulofenestriden sind im unteren Teil des Profils am stärksten vertreten, wo sie ein Maximum in der Probe 28,9 m zeigen (81,3 %). Die niedrigsten Prozentwerte wurden in der obersten Probe beobachtet (2,7 %). Der Artenreichtum in den Proben nimmt vom unteren Teil des Profils (18) nach oben hin ab und erreicht in der obersten Probe den niedrigsten Wert (11).

Nichtmetrische multidimensionale Skalierung (nMDS) (Abb. 10)

Die durch das statistische Verfahren erhaltenen Gruppen (Cluster) können paläoökologisch folgendermaßen interpretiert werden:

Cluster N1: Enthält die Proben aus dem mittleren Teil der Bohrung, wo die Prozentanteile von *C. pelagicus* zunehmen und die Werte von den kleinen Reticulofenestriden abnehmen. Diese Gruppe präsentiert den Übergang von einer besser geschichteten zu einer turbulenteren, nährstoffreicheren Wassersäule im oberen Teil der Bohrung.

Cluster N2: Die Dominanz von kleinen Reticulofenestriden in dieser Gruppe weist auf ein küstennahes, ruhigeres Ablagerungsmilieu hin.

Cluster N3: Die Probe 30,9 m mit den häufigen Elementen *Braarudosphaera bigelowii* und *Umbilicosphaera* spp. weist auf eine kurze Phase mit verminderter Salinität der Oberflächenwasser, wahrscheinlich durch verstärkten Süßwasser-

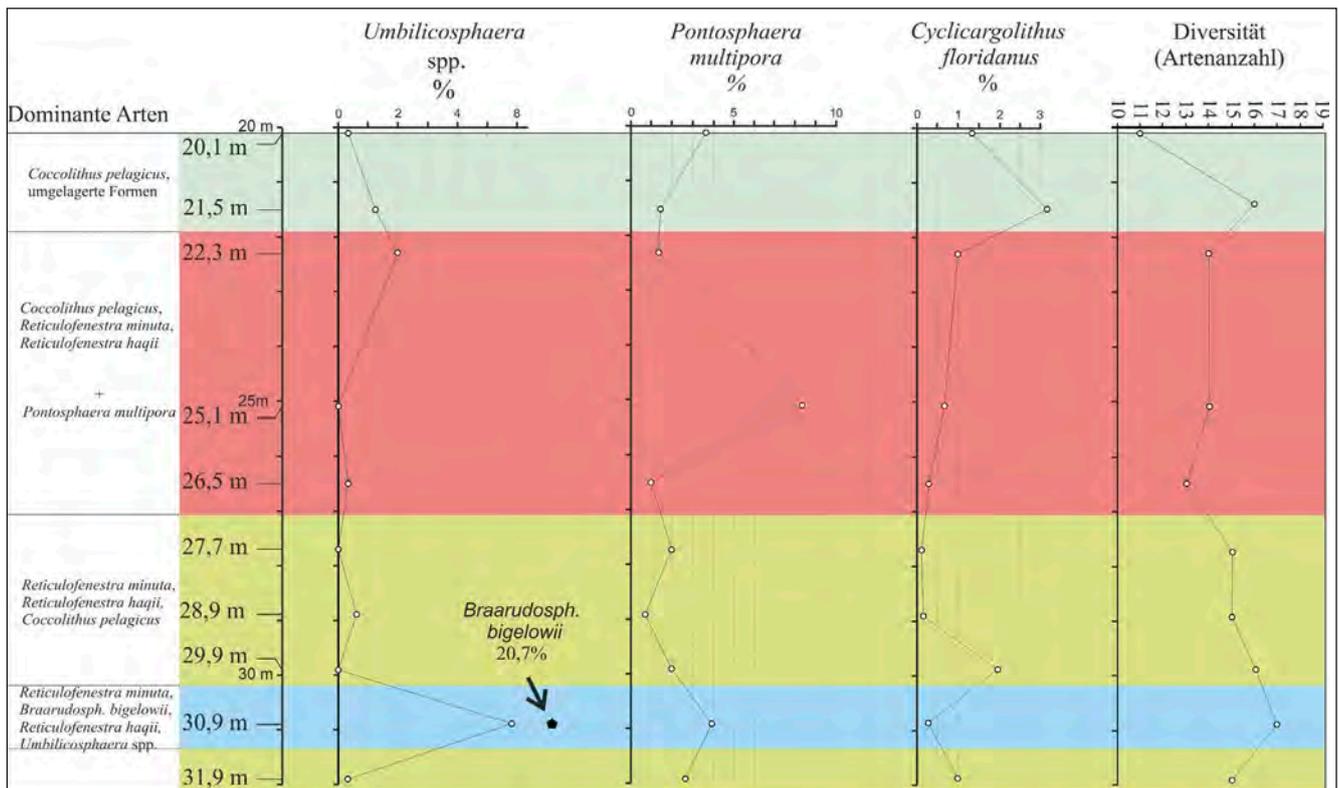


Abb. 9b. Kalkiges Nannoplankton, dominante Arten und Diversität.

zufluß verursacht, hin. Das erhöhte Vorkommen von diesen Fossilien mit verschiedenen paläoökologischen Vorlieben in einer Probe könnte ein Hinweis für eine gut geschichtete Wassersäule mit Wassermassen von unterschiedlichem Salzgehalt sein.

Cluster N4: Sehr hohe Anteile von *Coccolithus pelagicus* im oberen Teil der Bohrung zeigen eine Änderung in Richtung stärkere Eutrophie. Starke „upwelling“ Aktivitäten brachten kälteres, nährstoffreiches Wasser zur Oberfläche und führten zu Nannoplanktonblüten.

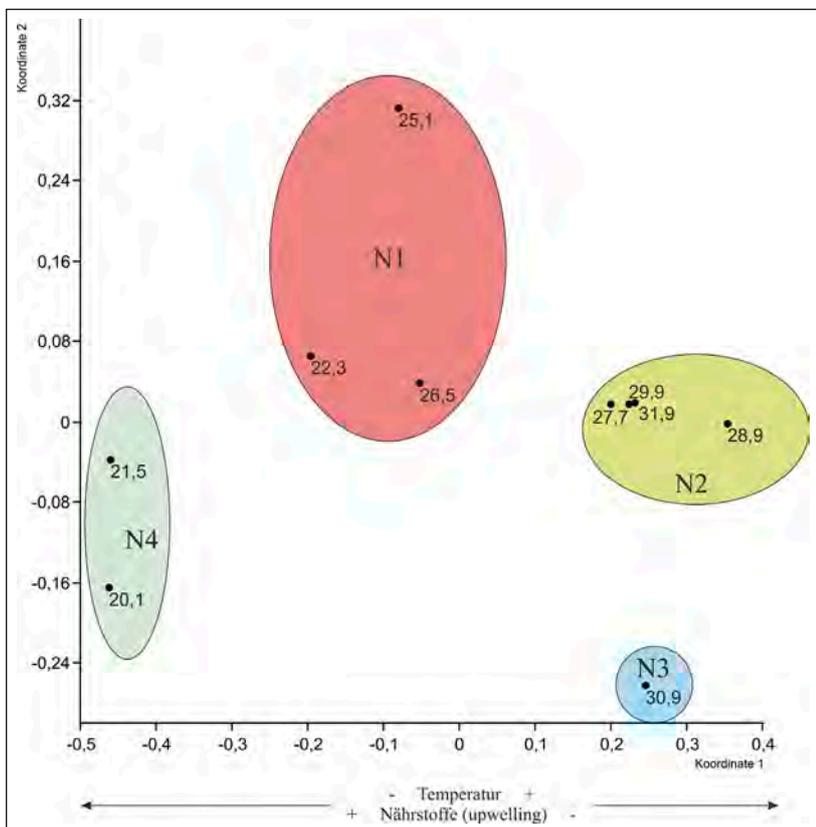


Abb. 10. Nichtmetrische multidimensionale Skalierung (nMDS): Die Lage der Proben im Achsensystem.

Schlussfolgerungen

Alle Proben sind relativ reich an kalkigem Nannoplankton, die Floren sind allerdings durch einen niedrigen Artenreichtum gekennzeichnet. Am häufigsten kommen *Coccolithus pelagicus* und kleinwüchsige Reticulofenestriden vor, die keine stratigrafische Bedeutung im Oberligozän und Untermiozän haben. Standard-Zonenmarker wurden in den untersuchten Proben nicht beobachtet. Die stratigrafische Einstufung in die Zone NN1 basiert auf dem Auftreten von *Helicosphaera carteri*, *H. scissura*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus capricornutus* und *S. dissimilis*. *Discoaster druggii*, dessen Erstauftreten die Grenze NN1/NN2 definiert, konnte in den untersuchten Proben nicht nachgewiesen werden.

Für die paläoökologische Interpretation wurden folgende Arten/Artengruppen verwendet: *Coccolithus pelagicus*, kleinwüchsige Reticulofenestriden, *Braarudosphaera bigelowii*, *Helicosphaera carteri* und die Anzahl der umgelagerten Formen. Die konstante Zunahme von *C. pelagicus* und die Abnahme von kleinen Reticulofenestriden vom unteren Abschnitt der Bohrung nach oben weisen auf eine Verstärkung der Eutrophierung und zunehmende „upwelling“-Aktivitäten in diesem Abschnitt des Untermiozäns hin. Hohe Prozentanteile von *C. pelagicus*, besonderes im oberen Teil der Bohrung, weist auf kühlere, vollmarine Gewässer hin. Das Fehlen von typischen Warmwasseranzeigern (Gattungen *Discoaster* und *Sphenolithus*) bestätigt diese Annahme. Die Anreicherung von *B. bigelowii* in Probe 30,9 m dokumentiert eine kurze Salinitätsreduktion im Oberflächenwasser, verursacht durch einen erhöhten, fluviatilen Süßwassereintrag.

Systematik und Taxonomie

Pontosphaera ebelsbergi nov. sp. CORIC, 2012.

Taf. 3, Figs. 18, 19, 22–24.

Derivatio nominis: Linz-Ebelsberg in Oberösterreich.

Diagnose und Beschreibung: Ein mittelgroßer, elliptischer Placolith mit einer längeren Achse von 7–10 µm und einer kürzeren Achse von 5–7 µm. Im Zentralbereich sind 10–12 kleine Öffnungen (Poren) elliptisch angeordnet. Die regelmäßig angeordneten Öffnungen sind von gleicher Größe und jeweils paarweise gegenübergestellt. Der Randwall ist schwach ausgeprägt und nicht klar sichtbar.

Holotypus Taf. 3, Fig. 23. Länge: 7,3 µm; Breite: 5,2 µm.

Paratypus Taf. 3, Fig. 24. Länge: 8,2 µm; Breite 5,8 µm.

Typus-Lokalität: Bohrung Ebelsberg UE 50, Hst. Ebelsberg, Linz, Österreich.

Typus-Horizont: Untermiozän (NN1), Probe 28,9 m.

Beobachtetes Auftreten: NN1, Bohrung Ebelsberg UE 50.

Die tatsächliche stratigrafische Reichweite dieser neu beschriebenen Art kann erst durch weitere Untersuchungen angegeben werden.

Weitere untermiozäne kalkige Nannoflora aus der Bohrung Ebelsberg UE 50:

Acanthoica sp.

Braarudosphaera bigelowii (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947.

Calcidiscus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN, 1978.

Coccolithus miopelagicus BUKRY, 1971.

Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930.

Coccolithus sp.

Coronosphaera sp.

Coronocyclus nitescens (KAMPTNER, 1963) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967.

Cricolithus jonesi COHEN, 1965.

Cyclicargolithus floridanus (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971.

Gemilithella sp.

Helicosphaera carteri (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954.

Helicosphaera euphratis HAQ, 1966.

Helicosphaera scissura MILLER, 1981.

Helicosphaera stalis THEODORIDIS, 1984.

Helicosphaera sp.

Holodiscolithus macroporus (DEFLANDRE, 1954) ROTH, 1970.

Iselithina fusa ROTH, 1970.

Micrantholithus spp.

Pontosphaera desueta (MÜLLER, 1970) PERCH-NIELSEN (1984).

Pontosphaera multipora (KAMPTNER, 1948) ROTH, 1970.

Pontosphaera japonica (TAKAYAMA, 1967) NISHIDA, 1971.

Pontosphaera sp.

Pyrocyclus orangensis (BUKRY, 1971) BACKMAN, 1980.

Reticulofenestra bisecta (HAY, MOHLER & WADE, 1966) ROTH, 1970.

Reticulofenestra daviesii (HAQ, 1968) HAQ, 1971.

Reticulofenestra gelida (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978.

Reticulofenestra haqii BACKMAN, 1978.

Reticulofenestra lockeri MÜLLER, 1970.

Reticulofenestra minuta ROTH, 1970.

Reticulofenestra pseudoumbilicus (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969.

Reticulofenestra cf. *foveolata* (REINHARDT, 1966) ROTH, 1970.

Reticulofenestra sp.

Rhabdosphaera sp.

Sphenolithus capricornutus BUKRY & PERCIVAL, 1971.

Sphenolithus dissimilis BUKRY & PERCIVAL, 1971.

Sphenolithus moriformis (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967.

Syracosphaera sp.

Thoracosphaera saxea STRADNER, 1961.

Triquetrorhabdulus carinatus MARTINI, 1965.

Umbilicosphaera jafari MULLER, 1974.

Zygrhablithus bijugatus (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959.

Umgelagertes kalkiges Nannoplankton (Paläogen, Kreide):

Blackites sp.

Chiasmolithus sp.

Discoaster distinctus MARTINI, 1958.

Reticulofenestra hillae BUKRY & PERCIVAL, 1971.

Reticulofenestra umbilica (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968.

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, 1959.

Eiffelithus gorkae REINHARDT, 1965.

Micula decussata VEKSHINA, 1959.

Retecapsa crenulata (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) GRÜN, 1975.
Watznaueria barnesae (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968.
Zeughrabdotus diplogramus (DEFLANDRE, 1954) BURNETT, 1996.

Zusammenfassende Schlussfolgerungen

Die Foraminiferenfaunen des untersuchten Abschnittes der Ebelsberg-Formation der Bohrung UE 50 sind charakterisiert von benthonischen Arten wie *Gaudryinopsis austriacus*, *Lenticulina inornata*, *Bolivina crenulata*, *Bolivina trunensis*, *Bolivina budensis*, *Bulimina elongata*, *Globocassidulina oblonga* und *Nonion gudrunae* sowie von planktonischen Arten wie *Globoturborotalita anguliofficialis*, *Globigerina ottnangiensis* und *Catapsydrax* sp. Sie weisen einen miozänen Charakter auf, die Art *Gaudryinopsis austriacus* deutet nach CÍCHA et al. (1998) auf ein Alter von Oberem Egerium hin. Das Nannoplankton bestätigt diese Einstufung und macht trotz fehlender Standard-Zonenmarker sogar eine Eingrenzung auf das unterste Obere Egerium, die Nannoplankton-Zone NN1, für wahrscheinlich.

Abgelagert wurde dieser Teil der Ebelsberg-Fm. gemäß den Mikrofaunen in einem tiefneritischen bis bathyalen Meeresbereich mit kalten, vollmarinen Bodenwässern, die über weite Strecken durch einen verstärkten Eintrag von organischem Material „überdüngt“ und moderat sauerstoffarm waren. Dies wird durch die Nannoflora bestätigt,

welche auf eine zunehmende Eutrophierung der ebenfalls kühlen Oberflächenwässer durch „upwelling“ im bearbeiteten Kernabschnitt hinweisen. Ähnliches gilt für kurzzeitig verstärkte Süßwassereinträge von Land, wie im unteren Kernabschnitt durch die Nannoflora angezeigt. Im obersten Abschnitt des untersuchten Bohrkerns war offensichtlich die Eutrophierung so weit fortgeschritten, dass der Sauerstoffgehalt der bodennahen Wassermassen durch den Abbau der organischen Substanzen deutlich verringert wurde, was auch zu einem drastischen Wechsel innerhalb der benthonischen Foraminiferenfauna führte. Die Studie von GRUNERT et al. (2010) aus einem etwas jüngeren Abschnitt der Ebelsberg-Fm. kommt zu ähnlichen Ergebnissen und bestätigt die hier erläuterte Interpretation der Genese dieser Formation.

Dank

Die Autoren danken Ing. Gerald Hammer (Magistrat Linz) und dem Amt der Oberösterreichischen Landesregierung für die bereitwillige Kooperation, Prof. Dr. Johann Hohenegger (Inst. f. Paläontologie, Universität Wien) für seine Anregungen bei der Erstellung der statistischen Analysen und für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie Dr. Ingeborg Wimmer-Frey (Geologische Bundesanstalt, Wien) für die Erstellung der mineralogischen Analysen.

Tab. 1.

Relative Häufigkeiten der benthonischen Foraminiferen sowie absolute Häufigkeiten von Plankton und Benthos der Bohrung UE 50.

UE 50 – Foraminiferen > 125 µm	20,1 m	21,5 m	22,3 m	24,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Bathysiphon filiformis</i>	2,81	0,28	0,75				0,25	0,47		0,16
<i>Rhizammina</i> sp.										0,16
<i>Saccamina</i> sp.										0,16
<i>Reophax pilulifer</i>	0,51		0,38					0,24		0,16
<i>Haplophragmoides</i> sp.	5,36	5,63	2,63					0,71		0,16
<i>Alveolophragmium?</i> sp.	2,55	1,97	2,63							0,48
<i>Karrerulina? conversa</i>	0,51	1,41	2,63							0,32
<i>Gaudryinopsis austriacus</i>	9,69	18,03	9,02					0,71		0,96
<i>Semivulvulina pectinata</i>						0,24	0,25			
<i>Semivulvulina deperdita</i>	0,26			0,45						
<i>Textulariina unbestimmt</i>	54,08	63,66	5				0,50	19,67		11,24
<i>Sigmoilopsis tenuis</i>			0,38			0,24				
<i>Laevidentalina</i> cf. <i>badenensis</i>			0,38	0,89		0,24				
<i>Grigelis orectus</i>								0,24		
<i>Amphimorphina haueriana</i>			0,38				2,26	0,95		
<i>Proxifrons</i> cf. <i>basispinata</i>			0,38							
<i>Proxifrons vaughani</i>										0,16
<i>Dimorphina pedum</i>					0,46	1,42				
<i>Lenticulina depauperata</i>	1,53			4,02	0,46			0,71		2,41
<i>Lenticulina inornata</i>		0,28		4,46	4,15	15,13	7,04	0,71	3,38	
<i>Lenticulina melvilli</i>						0,24				
<i>Lenticulina umbonata</i>						0,24		0,24		
<i>Lenticulina</i> cf. <i>umbonata</i>		0,85	0,38			0,71		1,42		1,28
<i>Saracenaria arcuata</i>				0,45					0,68	
<i>Hemirobulina glabra</i>	0,26				0,46	0,95	0,25			

UE 50 – Foraminiferen > 125 µm	20,1 m	21,5 m	22,3 m	24,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Amphicoryna danuviensis</i>	0,77									
<i>Amphicoryna</i> sp.		0,28								
<i>Planularia moravica</i>			0,75		0,46	0,71				0,16
<i>Lagena semistriata</i>			0,38			0,71				
<i>Favulina hexagona</i>						0,24				
<i>Bolivina budensis</i>				0,45			36,93	23,93	2,70	35,15
<i>Bolivina crenulata</i>	0,77	0,56	1,50	12,95	3,23	10,40	2,01	0,95	9,46	1,12
<i>Bolivina fastigia</i>	0,51	0,85	0,75	0,89		1,42	0,50	0,47	2,03	0,16
<i>Bolivina grabenensis</i>										0,16
<i>Bolivina trunensis</i>	1,53	0,85	1,88	21,88	2,76	2,36	2,01	1,90	43,92	4,01
<i>Bolivinella</i> sp.									0,68	
<i>Globocassidulina crassa</i>										0,96
<i>Globocassidulina oblonga</i>	0,51		0,38	9,38	21,66	3,55	9,30	4,98	2,03	4,65
<i>Islandiella</i> cf. <i>punctata</i>									0,68	
<i>Virgulopsis tuberculata</i>						0,24	0,25			
<i>Bulimina elongata</i>	1,28		6,02	12,95	23,96	3,78	6,53	3,08	1,35	8,83
<i>Bulimina striata</i>					2,30	0,24	7,54	10,43		1,77
<i>Uvigerina</i> cf. <i>steyri</i>			0,75							
<i>Angulogerina angulosa</i>		1,97	1,50	5,80	0,46	9,46	1,01	0,47	6,76	1,12
<i>Fursenkoina acuta</i>	0,26									0,16
<i>Orthomorphina rudis</i>	0,26									0,16
<i>Nodogenerina?</i> <i>adolphina</i>										0,32
<i>Nodogenerina?</i> <i>scabra</i>								0,24		
<i>Nodogenerina?</i> <i>spinesens</i>								0,24		
<i>Myllostomella advena</i>						4,02	1,26	0,24		0,80
<i>Siphonodosaria</i> cf. <i>consobrina</i>			0,38		0,46					
<i>Neugeborina gracilis</i>								0,24		0,16
<i>Neugeborina longiscata</i>	1,02	0,28				0,24		0,24		0,16
<i>Cancris subconicus</i>	0,26	0,85	5,26			6,38	0,50	1,18		0,48
<i>Valvulineria complanata</i>		0,28				2,13		1,18	2,70	2,25
<i>Sphaeroidina bulloides</i>		0,28	0,38		0,92	4,96		0,24		1,12
<i>Glabratella</i> sp.									2,03	
<i>Pseudoparella</i> sp.					0,92	0,24	3,52	0,95		0,48
<i>Biapertorbis biaperturata</i>				0,45					2,03	
<i>Biapertorbis?</i> <i>discigera</i>		0,56	0,38	1,79				0,24		0,32
<i>Cibicidoides</i> cf. <i>budayi</i>						0,47				
<i>Cibicidoides lopjanicus</i>			0,38	0,89	0,46		0,50	0,95	3,38	0,48
<i>Cibicidoides tenellus</i>				0,45						
<i>Lobatula lobatula</i>									1,35	
<i>Stichocibicides moravicus</i>									0,68	0,16
<i>Asterigerinata planorbis</i>									0,68	
<i>Nonion commune</i>			0,38							
<i>Nonion gudrunae</i>			0,38	8,93	13,82	13,48	10,05	3,08		8,51
<i>Nonionellina?</i> sp.			0,38	3,13	15,21		6,03	5,69	1,35	1,28
<i>Protelphidium roemerii</i>								0,24		0,16
<i>Pullenia quinqueloba</i>						0,24	0,25	0,47		
<i>Allomorphina trigona</i>								0,24		
<i>Charltonina tangentialis</i>				0,45	0,46					

UE 50 – Foraminiferen > 125 µm	20,1 m	21,5 m	22,3 m	24,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Heterolepa dutemplei</i>						0,24	0,25	0,24		
<i>Escornebovina orthorapha</i>				0,45		0,24			2,03	
<i>Escornebovina? trochiformis</i>						0,24		0,24	1,35	
<i>Escornebovina</i> sp.									1,35	
<i>Gyroidina? constans</i>			0,38					0,24		
<i>Gyroidinoides parvus</i>			1,88	2,23	1,38	5,44		2,84	0,68	3,69
<i>Gyroidinoides</i> sp.				0,45						
<i>Hanzawaia</i> cf. <i>boueana</i>	1,02	0,28	1,13	3,57	2,30	8,04	0,50	1,42	2,03	0,80
<i>Aubignyna</i> sp.				0,45			0,25			
<i>Buccella probingua</i>						0,24				
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>									2,03	
<i>Elphidiella heteropora</i>				0,45						
<i>Elphidiella cryptostoma</i>				0,45				0,24		0,16
<i>Rotaliina</i> unbestimmt	14,29	0,85	4,89	1,34	3,69	0,95	0,25	6,87	2,70	2,57
<i>Benthos absolut</i>	392	355	266	224	217	423	398	422	148	623
<i>Plankton absolut</i>	50	193	417	1017	560	8	39	530	2913	121

Tab. 2.

Kalkiges Nannoplankton der Bohrung UE 50 (x = zusätzlich beobachtete Arten).

Häufigkeit: S = selten, H = häufig, SH = sehr häufig

Erhaltungszustand: M = mäßig, G = gut

UE 50, kalkiges Nannoplankton, etc.	20,1 m	21,5 m	22,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	28,9 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
Häufigkeit Nannoplankton	S	S	H	SH	SH	SH	SH	H	SH	S
Erhaltungszustand Nannoplankton	M	M/G	G	G	G	G	G	G	G	M
Diatomeen	ja	nein	ja	nein						
<i>Acanthoica</i> sp.					x			x		
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>							x		80	
<i>Calcidiscus leptoporus</i>			x							
<i>Coccolithus miopelagicus</i>				x	x				x	
<i>Coccolithus pelagicus</i>	236	134	119	84	112	78	30	66	40	49
<i>Coccolithus</i> sp.	12		6							
<i>Coronosphaera</i> sp.				1			1			
<i>Coronocyclus nitescens</i>				1	x					
<i>Cricolithus jonesi</i>		x								
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	4	13	3	2	1	x		6	1	3
<i>Gemilithella</i> sp.			x							1
<i>Helicosphaera carteri</i>	17	18	1	8	4				x	
<i>Helicosphaera euphratis</i>		1								
<i>Helicosphaera scissura</i>	1	1	1	4	1					
<i>Helicosphaera stalis</i>	1		x							
<i>Helicosphaera</i> sp.			2							
<i>Holodiscolithus macroporus</i>									x	
<i>Ilseithina fusa</i>	1			2					1	
<i>Micrantholithus</i> spp.									9	
<i>Pontosphaera desueta</i>									x	
<i>Pontosphaera multipora</i>	11	6	4	25	3	6	1	6	9	7
<i>Pontosphaera japonica</i>							x	1	2	

UE 50, kalkiges Nannoplankton, etc.	20,1 m	21,5 m	22,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	28,9 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Pontosphaera ebelsbergi</i> n. sp.	2	x	3	x	x		x		x	
<i>Pontosphaera</i> sp.							1	x	x	1
<i>Pyrocyclus orangensis</i>					x					1
<i>Reticulofenestra bisecta</i>	3	4	1		x		10		1	
<i>Reticulofenestra daviesii</i>					x					
<i>Reticulofenestra gelida</i>	1	44	9	3	14		9	4	10	21
<i>Reticulofenestra haqii</i>	2	28	44	94	46	45	61	47	51	33
<i>Reticulofenestra lockeri</i>		2			2	x		x	1	
<i>Reticulofenestra minuta</i>	1	8	61	56	97	154	178	163	134	139
<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	1	24	32	10	3	x	1	4	4	22
<i>Reticulofenestra</i> cf. <i>foveolata</i>	5	5	8	10	16	16	5	1	6	23
<i>Reticulofenestra</i> sp.		5								
<i>Rhabdosphaera</i> sp.			x							
<i>Sphenolithus capricornutus</i>								x		
<i>Sphenolithus dissimilis</i>					x					
<i>Sphenolithus moriformis</i>					x			x	1	
<i>Syracosphaera</i> sp.							1			2
<i>Thoracosphaera saxea</i>									x	
<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>		1								
<i>Umblicosphaera jafari</i>	1	5	6		1		1		27	
<i>Zygrhablithus bijugatus</i>		x					x			1
allochthone Arten: Paläogen	20,1 m	21,5 m	22,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	28,9 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Blackites</i> sp.								1		
<i>Chiasmolithus</i> sp.								1		
<i>Discoaster distinctus</i>									x	
<i>Reticulofenestra hillae</i>		1								
<i>Reticulofenestra umbilica</i>	1	1								
Allochthone Atrten: Kreide	20,1 m	21,5 m	22,3 m	25,1 m	26,5 m	27,7 m	28,9 m	29,9 m	30,9 m	31,9 m
<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>				1						
<i>Eiffelithus gorkae</i>		1								
<i>Micula decussata</i>	5	12	4		2	1				2
<i>Retecapsa crenulata</i>									1	
<i>Watznaueria barnesae</i>	3	6	1				1	1	2	2
<i>Zeugrhabdotus diplogramus</i>									1	

Literatur

- ABEL, O. (1905): Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen der Ybbs und der Traun. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 353–360, Wien.
- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, Wien.
- ALVE, E. (1995): Benthic foraminiferal distribution and recolonization of formerly anoxic environments in Drammensfjord, southern Norway. – Marine Micropal., **25**, 169–186, Amsterdam.
- BACHMANN, A. (1970): Silicoflagellaten aus dem oberösterreichischen Egerien (Oberoligozän). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 275–305, Wien.
- BÁLDI, K. & HOHENEGGER, J. (2008): Paleocology of benthic foraminifera of the Baden-Sooss section (Badenian, Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – Geologica Carpathica, **59/5**, 411–424, Bratislava.
- BERNHARD, J.M. & SEN GUPTA, B.K. (1999): Foraminifera of oxygen-depleted environments. – In: SEN GUPTA, B.K. (Ed.): Modern Foraminifera, 201–216, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- BOLLI, H.M. (1957): Planktonic Foraminifera from the Oligocene – Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. – Bull. U. S. Nat. Mus., **215**, 97–123, Washington.
- BRADY, H.B. (1884): Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873–1876. Reports on the scientific results of the voyage of the H.M.S. Challenger 1873–1876. – Zoology, **9**, 814 S., Edinburgh.
- BRÜGGEMANN, H. & FINGER, F. (2002): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 33 Steyregg. – Geol. B.-A., Wien.
- BRUMMER, G.-J.A. (1988): Comparative ontogeny of modern microperforate planktonic foraminifers. – In: BRUMMER, G.-J.A. & KROON, D.: Planktonic Foraminifers as Tracers of Ocean-Climate History, 77–129, Amsterdam.
- BUKRY, D. (1974): Coccoliths as paleosalinity indicators – evidence from the Black Sea. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **20**, 303–327.
- CICHA, I., & ZAPLETALOVA I. (1960): Stratigraphisch-paläontologische Erkenntnisse über einige Vertreter der Gattung Cibicides aus dem Neogen des Wiener Beckens, der Karpatischen Vortiefe und des Waagtales. – Sbor. Ustr. Ust. geol., Odd. paleont., **XXV** (1958), 7–59, Praha.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene-Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. – Abh. senckenbg. naturforsch. Ges., **549**, 325 S., Frankfurt a. M.
- COMMENDA, H. (1900): Materialien zur Geognosie Oberösterreichs: Ein Beitrag für die Landeskunde in Einzeldarstellungen. – Jahrb. Mus. Francisco Carolinum, **58**, 272 S., Linz.
- ĆORIĆ, S. & HOHENEGGER, J. (2008): Quantitative analyses of calcareous nannoplankton assemblages from the Baden-Sooss section (Middle Miocene of Vienna Basin). – Geologica Carpathica, **59/5**, 447–460, Bratislava.
- CUSHMAN, J.A. (1922): Shallow-water foraminifera from the Tortugas region. – Publ. Carnegie Inst. Washington, Nr. **311**, Dep. Marine Biology **17**, 1–85, Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1927): New and interesting Foraminifera from Mexico and Texas. – Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **3**, 111–119, Sharon Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1935): Some new foraminifera from the late Tertiary of Georges Bank. – Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **11/4**, 77–83, Sharon Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1936a): New Genera and Species of the Families *Verneuilinidae* and *Valvulinidae* and of the Subfamily *Virgulininae*. – Spec. Publ. Cushman Lab. Foram. Res., **6**, 1–71, Sharon Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1936b): Some new Species of *Nonion*. – Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **12/3**, 63–69, Sharon Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & LAI-MING, B. (1931): Miocene Foraminifera from Los Sauces Creek, Ventura County, California. – Jour. Paleont., **5**, 102–108, Menasha.
- CUSHMAN, J.A. & RENZ, H.H. (1941): New Oligocene-Miocene Foraminifera from Venezuela. – Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **8/3–4**, 51–72, Sharon Massachusetts.
- CUVIER, G. (1829–1844): Iconographie du règne animal de G. Cuvier, ed. Guerin-Méneville, M.F.E. – Paris (J.B. Bailliere).
- CZJZEK, J. (1848): Beitrag zur Kenntniss der fossilen Foraminiferen. – Haidingers Naturwiss. Abh., **2**, 137–150, Wien.
- DE KAENEL, E. & VILLA, E. (2010): Nannofossil definition of the Oligocene/Miocene boundary at Lemme-Carosio stratotype (Italy). – 13th International Nannoplankton Association Conference, INA 13 abstracts 5–10 September 2010 Yamagata, Japan. – 33, Yamagata.
- EGGER, J.G. (1857): Die Foraminiferen der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. – N. Jb. Min. Geogn. Geol., **1857**, 266–311, Stuttgart.
- EHRlich, C. (1850): Ueber die nordöstlichen Alpen. Ein Beitrag zur näheren Kenntniss des Gebietes von Österreich ob der Enns und Salzburg in geognostisch-mineralogisch-montanistischer Beziehung. – Ber. Mus. Francisco-Carolinum, **11**, 92 S., Linz (J. Wimmer).
- ELLIS, B.F. & MESSINA, A.R. (1940 fort.): Catalogue of Foraminifera. – Amer. Mus. Nat. Hist., New York.
- FUCHS, W. (1968): Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Saualwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Saualwald, Oberösterreich 1:100.000 (Ausgabejahr: 1965), 43–58, Geol. B.-A., Wien.
- 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 mold phylogeny. – J. Vertebrate Paleont., **29**, 359–371, Lincoln.
- GRILL, R. (1933): Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a.d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrandes. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **26**, 306–308, Wien.
- GRUNERT, P., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R., GRATZER, R., SOLIMAN, A. & PILLER, W.E. (2010): Oceanographic conditions as a trigger for the formation of an Early Miocene (Aquitania) Konservat-Lagerstätte in the Central Paratethys Sea. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **292**, 425–442, Amsterdam (Elsevier).
- HAMMER, O., HARPER, D.A.T. & RIAN, P.D. (2005): Paleontological Statistics, Vers. 1.34. – <http://folk.uio.no/ohammer/past/> (abgefragt am: 24.07.2012).
- HANTKEN, M. (1875): Die Fauna der *Clavulina szaboi*-Schichten. I. Foraminiferen. – Mitt. Jb. k. ungar. geol. Anst., **4/1**, 1–93, Budapest.
- HAQ, B.U. (1980): Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. – Micropaleontology, **26**, 414–443, New York.

- HOCHULI, P.A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Unter Miozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr., **4**, 132 S., Wien.
- HOFMANN, G.W. (1967): Untersuchungen an der Gattung *Bolivina* (Foraminifera) im Oligozän und Miozän der ostbayerischen Molasse. – Geol. Bavarica, **57**, 121–204, München.
- HOLCOVÁ, K. (2005): Quantitative calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Oligocene/Miocene boundary interval of the northern part of the Buda Basin (Central Paratethys). – Geological Quarterly, **49/3**, 263–274, Warszawa.
- JENKINS, D.G. (1960): Planktonic Foraminifera from the Lake Entrance Oil Shaft, Victoria, Australia. – Micropaleontology, **6/4**, 345–371, New York.
- JENKINS, D.G. (1964): A new planktonic foraminiferal subspecies from the Australasian Lower Miocene. – Micropaleontology, **10/1**, 72, New York.
- KARRER, F. (1865): Über das Auftreten der Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leythakalk) des Wiener Beckens. – Sitz. Ber. k. akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **50/1864**, 692–721, Wien.
- KOVAR, J.B. (1982): Eine Blätterflora des Egerien (Ober-Oligozän) aus marinen Sedimenten der Zentralen Paratethys im Linzer Raum (Österreich). – Beitr. Paläont. Österr., **9**, 134 S., Wien.
- KRENMAYR, H.-G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- 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.
- KÜPPER, I. & STEININGER, F. (1975): Faziostatotypen der Puchkirchener Schichtengruppe. – In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (Red.): Chronostratigraphie Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **5**, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. – 205–221, Bratislava.
- LE CALVEZ, Y. (1970): Contribution à l'étude des Foraminifères Paleogènes du Bassin de Paris. – Cahiers d. Paléont. 326 S., C.N.R.S., Paris.
- LEHOTAYOVA, R.H. & BÁLDI-BEKE, M. (1975): Kalkige Nannoflora der Sedimente des Egerien. – In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (Red.): Chronostratigraphie Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **5**, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. – 479–530, Bratislava.
- LI, Q. (1987): Origin, phylogenetic development and systematic taxonomy of the *Tenuitella* plexus (Globigerinitidae, Globigerinina). – J. Foraminif. Res., **17**, 298–320, Washington D.C.
- LI, Q., RADFORD, S.S. & BANNER, F.T. (1992): Distribution of microperforate tenuitellid planktonic foraminifera in holes 747A and 749B, Kerguelen Plateau. – Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results, **120**, 569–594, College Station TX (ODP).
- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1964): Sarcodina, chiefly „Thecamoebians“ and Foraminifera. – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, I–II, i–xxxii, 900 S., Geol. Soc. America/Uni. Kansas Press.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1994): Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. – Spec. Publ. Cushman Found. Foraminif. Res., **31**, 1–118, Cambridge.
- LOURENS, L., HILGEN, F., SHACKLETON, N.J., LASKAR, J. & WILSON, D. (2004): The Neogen Period. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (Eds.): A geologic time scale 2004. – 409–440, Cambridge (University Press).
- MURRAY, J.W. (1976): A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. – Marine Geology, **22**, 103–119, Amsterdam.
- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. – 397 S., John Wiley, New York and Longman Scientific and Technical, Harlow, U.K.
- NAGYMAROSY, A. (1991): The response of the calcareous nannoplankton to the early Oligocene separation of the Paratethys. – 4th International Nannoplankton Association Conference Abstracts, Prague 1991. INA Newsletter **13/2**, 62–63, Prague.
- NEUGEBOREN, J.L. (1850): Foraminiferen von Felső Lapugy unweit Dobra im Carlsburger District ehemals Hunyader Comit. Zweiter Artikel. – Verh. Mitt. siebenbürg. Ver. Naturwiss., **1**, 118–127, Hermannstadt.
- NEUGEBOREN, J.L. (1852): Foraminiferen von Ober-Lapugy, beschrieben und nach der Natur gezeichnet, IV (Schluss). – Verh. Mitt. siebenbürg. Ver. Naturwiss., **3**, 50–59, Hermannstadt.
- NOWACK, E. (1921): Studien am Südrand der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. St.-A., **1921**, 37–47, Wien.
- OKADA, H. & MCINTYRE, A. (1979): Seasonal distribution of the modern Coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. – Marine Biology, **54**, 319–328, New York.
- OLSSON, R.K., PEARSON, P.N. & HUBER, B.T. (2006a): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Catapsydrax*, *Globorotaloides*, *Guembeltrioides*, *Paragloborotalia*, *Parasubbotina*, and *Pseudoglobigerinella* n. gen. – In: PEARSON, P.N., OLSSON, R.K., HUBER, B.T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W.A.: Atlas of Eocene planktonic foraminifera. – Cushman Found. Foraminif. Res., spec. publ., **41**, 67–110, Fredericksburg.
- OLSSON, R.K., HEMLEBEN, C., HUBER, B.T. & BERGGREN, W.A. (2006b): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Globigerina*, *Globoturbotalita*, *Subbotina* and *Turbotalita*. – In: PEARSON, P.N., OLSSON, R.K., HUBER, B.T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W.A.: Atlas of Eocene planktonic foraminifera. – Cushman Found. Foraminif. Res., spec. publ., **41**, 111–168, Fredericksburg.
- ORBIGNY, A. D' (1826): Tableau méthodique de la Classe des Céphalopodes. – Ann. Sci. Nat., ser. 1, **7**, 245–314, Paris.
- ORBIGNY, A. D' (1839): Voyage dans l'Amérique Méridionale - Foraminifères. – Vol. **5**, pt. 5, 1–86, Paris & Strasbourg (P. Bertrand).
- ORBIGNY, A. D' (1846): Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). – Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. – XXXVII + 312 p., Paris (Gide et Comp.).
- PAPP, A. (1975): Die Entwicklung der Uvigerinen in der Puchkirchener Schichtengruppe. – In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (Red.): Chronostratigraphie Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **5**, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. – 279–287, Bratislava.
- PAPP, A. & SCHMID, M.E. (1985): Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). – Abh. Geol. B.-A., **37**, 311 S., Wien.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9–27, Wien.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.: Plankton stratigraphy. – 427–554, Cambridge (University Press).
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Österr. Akad. Wiss. u. Österr. Strat. Komm., Wien.

- PILLER, W.E. [Ed.], (in Vorber.): Explanation of the Stratigraphic Chart of Austria 2004 (sedimentary sequences). – Will be published in: *Abh. Geol. B.-A.*, Wien.
- PIPPÉRR, M. & REICHENBACHER, B. (2010): Foraminifera from the borehole Altdorf (SE Germany): proxies for Ottnangian (Early Miocene) palaeoenvironments of the Central Paratethys. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **289**, 62–80, Amsterdam (Elsevier).
- POKORNY, V. (1956): New Discorbidae (Foraminifera) from the Upper Eocene brown Pouzdrany Marl, Czechoslovakia. – *Univ. Carolina, Geol.*, **2/3**, 257–278, Prague.
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse. Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. – *Zitteliana*, **16**, 3–131, München.
- REUSS, A.E. (1850): Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertirbeckens. – *Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **1**, 365–390, Wien.
- REUSS, A.E. (1851): Ueber die fossilen Foraminiferen und Entomotraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **3**, 49–92, Berlin.
- REUSS, A.E. (1856): Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. – *Sitzber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **18/2** (1855), 197–273, Wien.
- REUSS, A.E. (1865): Zur Fauna des deutschen Oberoligocäns. Erste Abtheilung. – *Sitzber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **50** (1864), 1–48, Wien.
- ROETZEL, R., ČORIĆ, S., GALOVIC, I. & RÖGL, F. (2006): Early Miocene (Ottnangian) coastal upwelling conditions along the south-eastern scarp of the Bohemian Massif (Parisdorf, Lower Austria, Central Paratethys). – *Beitr. Paläont. Österr.*, **30**, 387–413, Wien.
- RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – *Naturk. Jb. d. Stadt Linz*, 213–234, Linz.
- RÖGL, F. & HANSEN, H.J. (1984): Foraminifera described by Fichtel & Moll in 1798. A revision of Testacea Microscopica. – *N. Denkschr. Naturhist. Mus. Wien*, **3**, 143 S., Wien.
- RÖGL, F. & RUPP, CH. (1996): Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels. Exkursionsführer Nr. **16**, 66–72, Österr. Geol. Ges./Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, CH. (1986): Paläoökologie der Foraminiferen in der Sand-schalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – *Beitr. Paläont. Österr.*, **12**, 1–180, Wien.
- RUPP, CH. & HAUNOLD-JENKE, Y. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem oberösterreichischen Zentralraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/2**, 227–302, Wien.
- RUPP, CH. & HOHENEGGER, J. (2008): Paleocology of planktonic foraminifera from the Baden–Sooss section (Middle Miocene, Badenian, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 425–445, Bratislava.
- RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Linz und Eferding 1:75.000. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – *Linzer Atlas*, **H.6**, Magistrat Linz.
- SUBBOTINA, N.N. (1953): Iskopaemye foraminifery SSSR. Globigerinidy, Khantkeninidy i Globorotaliidy. – *Trudy VNIGRI*, **76**, 1–294, Leningrad. (Englische Übersetzung: LEES, E., 1971: Fossil foraminifera of the USSR. Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae. – 320 p., London–Wellingborough, Collet's).
- SUBBOTINA, N.N. (1960): Mikrofauna oligotsenovykh i miotsenovykh otlozheniy r. Vorotyshche. – *Trudy VNIGRI*, **152**, Mikrofauna SSSR, Sb. **XI**, 157–241, Leningrad.
- SUBBOTINA, N.N., PISHVANова, L.S. & IVANOVA, L.V. (1960): Stratigrafiya oligotsenovykh i miotsenovykh otlozheniy Predkarpatsya po foraminiferam. – *Trudy VNIGRI*, **153**, Mikrofauna SSSR, Sb. **XI**, 5–127, Leningrad.
- WADE, B.S. & BOWN, P.R. (2006): Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis. Polemi Basin, Cyprus. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **233**, 271–286, Amsterdam (Elsevier).
- WAGNER, L. (1996): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels. Exkursionsführer Nr. **16**, 36–65, Österr. Geol. Ges./Geol. B.-A., Wien.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, München.
- WINTER, A., JORDAN, R. & ROTH, P. (1994): Biogeography of living Coccolithophores in ocean waters. – In: WINTER, A. & SIESSER, W. (Eds.): *Coccolithophores*. – 13–37, Cambridge (University Press).
- YOUNG, J.R. (1998): Neogene nannofossils. – In: BOWN, P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. – 225–265, Dordrecht (Kluwer Academic Publications).

Tafel 1

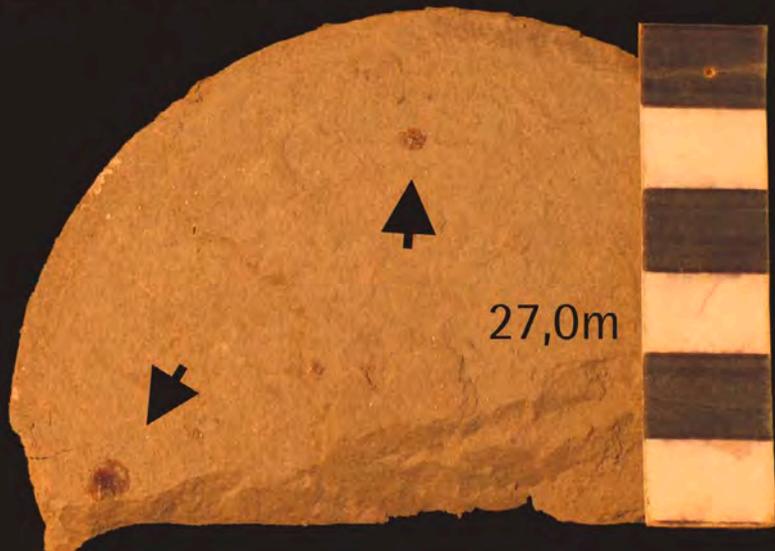
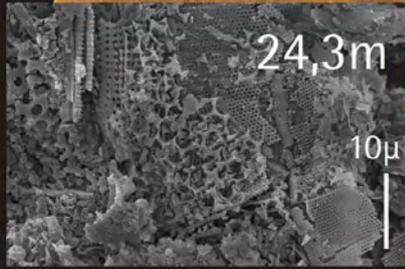
Bohrkernfotos der Ebelsberg-Formation:

23,8 m: ebenflächig fein geschichtete bis laminierte Tonmergel mit helleren, diatomitischen Lagen (mit cm-Maßbalken).

24,3 m: Elektronenmikroskopaufnahme einer dünnen, weißlichen Diatomit-Lage.

27,0 m: diffus geschichtete Tonmergel mit Fischschuppen (mit cm-Maßbalken).

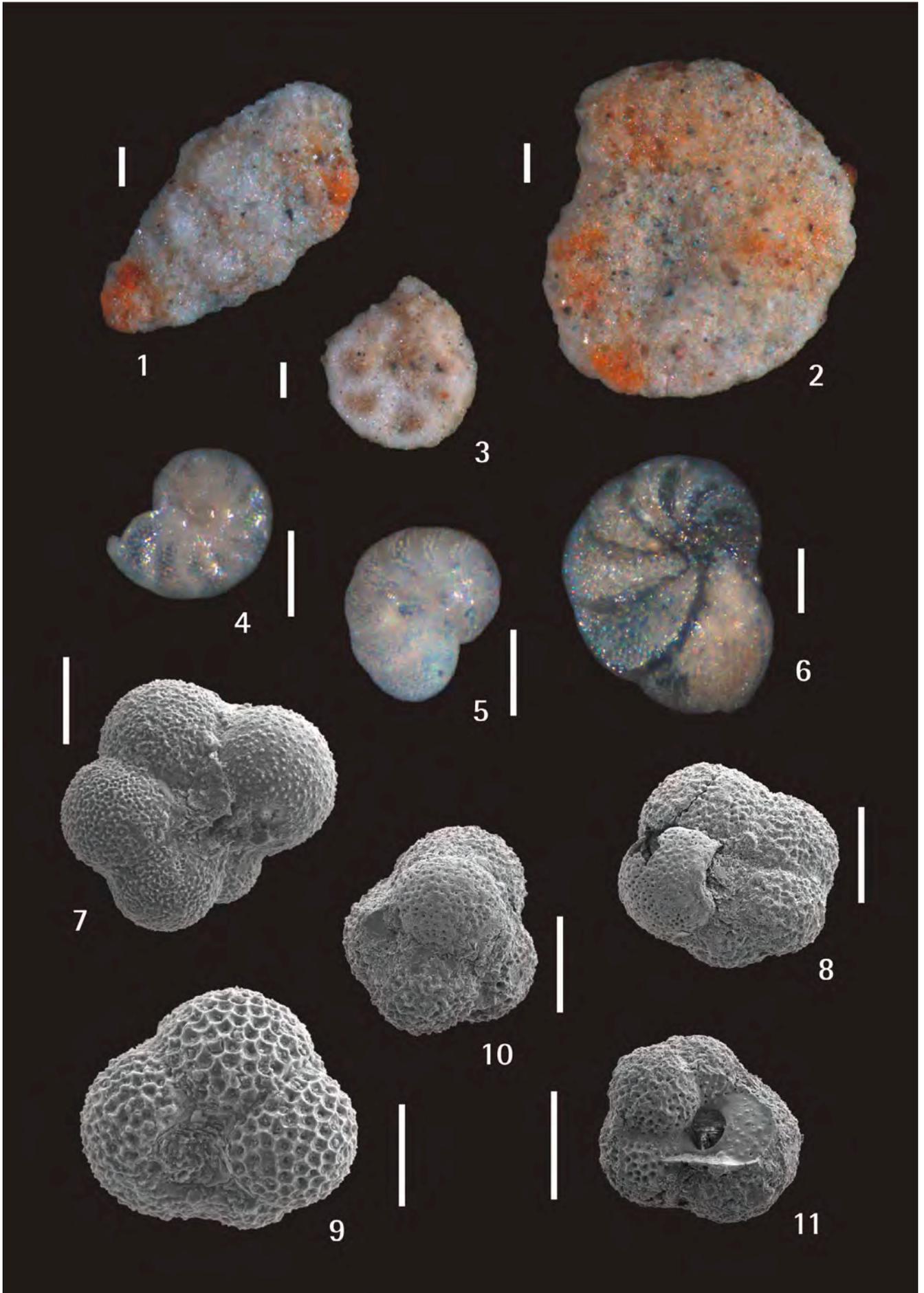
29,9 m: massige Tonmergel; weiße Pünktchen: Gehäuse sandschaliger Foraminiferen (mit cm-Maßbalken).



Tafel 2

Ausgewählte Foraminiferen der Ebelsberg-Formation u.a. (weiße Balken: 100 µm):

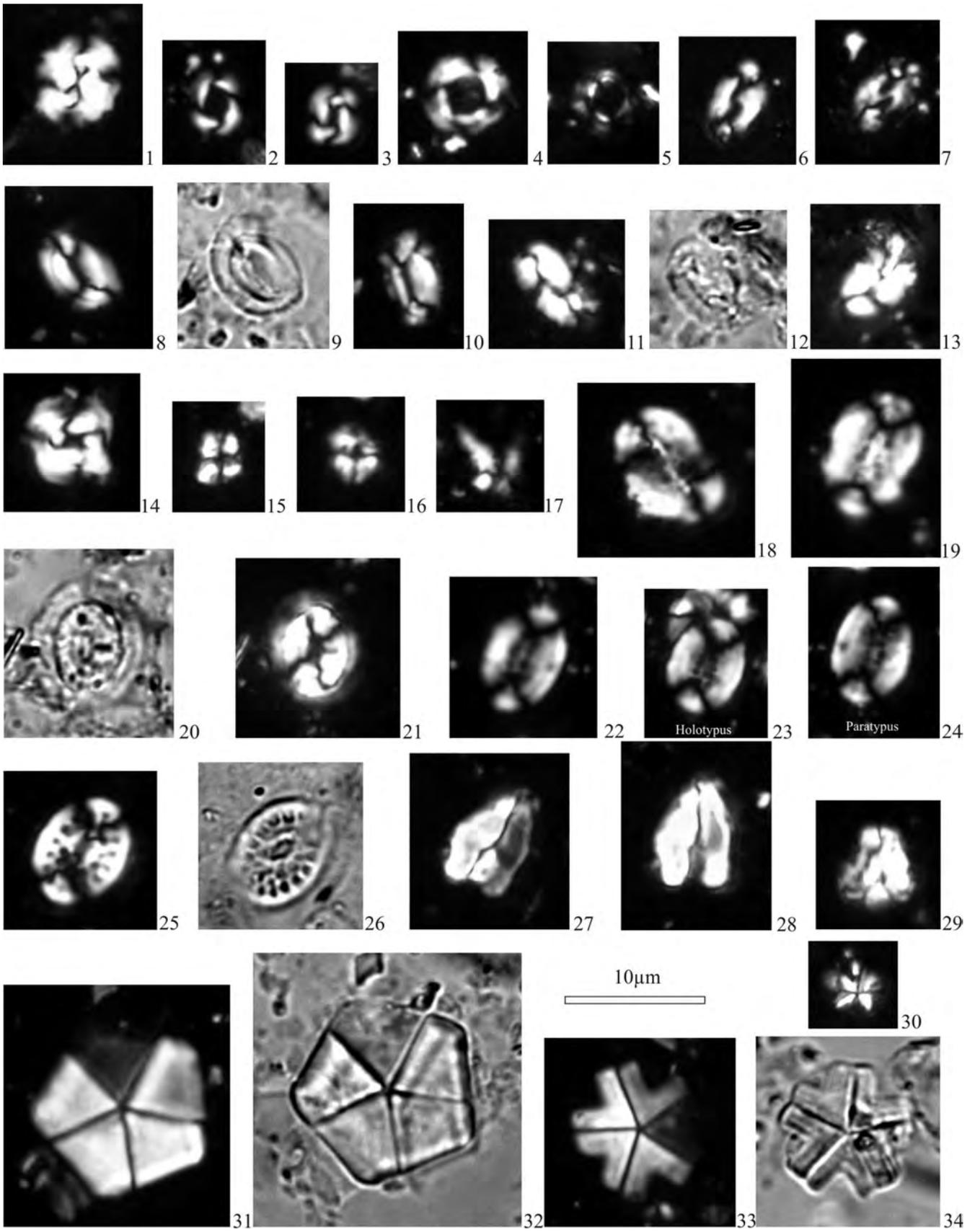
- Fig. 1: *Gaudryinopsis austriacus* RÖGL
Bohrung UE 50, 20,1 m.
- Fig. 2: *Alveolophragmium?* sp.
Bohrung UE 50, 20,1 m.
- Fig. 3: *Haplophragmoides* sp.
Bohrung UE 50, 21,5 m.
- Figs. 4, 5: *Hanzawaia* cf. *boueana* (D'ORBIGNY)
Bohrung UE 50, 26,5 m.
- Fig. 6: *Hanzawaia horcici* (CICHA & ZAPLETALOVA)
Bohrung Tynec 41, Wiener Becken.
- Fig. 7: *Globigerina ottnangiensis* RÖGL
Bohrung UE 50, 22,3 m.
- Fig. 8: *Globoturbotalita anguliofficialis* (BLOW)
Bohrung UE 50, 30,9 m.
- Fig. 9: *Globoturbotalita woodi* (JENKINS)
Bohrung UE 50, 22,3 m.
- Figs. 10, 11: *Catapsydrax* sp.
Bohrung UE 50, 30,9 m.
-



Tafel 3

Kalkiges Nannoplankton der Bohrung Ebelsberg UE 50:

- Fig. 1: *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) ROTH, 1970; Probe 21,5 m.
Fig. 2: *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER, 1967) GARTNER 1969; Probe 29,9 m.
Fig. 3: *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978; Probe 29,9 m.
Fig. 4: *Reticulofenestra* sp., Probe 21,5 m.
Fig. 5: *Geminolithella* sp., Probe 31,9 m.
Fig. 6: *Helicosphaera wallichi* (LOHMANN, 1902) OKADA & MCINTYRE, 1977; Probe 22,3 m.
Fig. 7: *Helicosphaera stalis ovata* THEODORIDIS, 1984; Probe 22,3 m.
Figs. 8–10: *Helicosphaera scissura* MILLER, 1981; Nr. 8, 9: Probe 25,1 m; Nr. 10: Probe 26,5 m.
Figs. 11–13: *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER 1954; Nr. 11, 12: Probe 22,3 m; Nr. 13: Probe 26,5 m.
Fig. 14: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971; Probe 31,9 m.
Figs. 15, 16: *Sphenolithus dissimilis* BUKRY AND PERCIVAL, 1971; Probe 26,5 m.
Fig. 17: *Sphenolithus capricornutus* BUKRY & PERCIVAL, 1971; Probe 29,9 m.
Figs. 18, 19, 22–24: *Pontosphaera ebelsbergi* n. sp.; Nr. 18, 19, 24: Probe 28,9 m; Nr. 22, 23: Probe 30,9 m.
Figs. 20, 21: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930; Probe 22,3 m.
Figs. 25, 26: *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) ROTH, 1970; Probe 30,9 m.
Figs. 27–29: *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959; Nr. 27, 28: 21,5 m; Nr. 29: Probe 31,9 m.
Fig. 30: *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967; Probe 26,5 m.
Figs. 31, 32: *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947; Probe 30,9 m.
Figs. 33, 34: *Micrantholithus flos* DEFLANDRE, 1954; Probe 30,9 m.



A Catalogue of the Type Specimens of Late Cretaceous Cephalopods housed in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna

HERBERT SUMMESBERGER¹ & IRENE ZORN²

17 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 66 Gmunden
 Blatt 75 Puchberg am Schneeberg
 Blatt 76 Wiener Neustadt
 Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut
 Blatt 96 Bad Ischl
 Blatt 100 Hieflau
 Blatt 103 Kindberg
 Blatt 163 Voitsberg

Cephalopoda
 Late Cretaceous
 Type specimens
 Paleontological collection

Contents

Zusammenfassung	101
Abstract	101
Introduction	101
List of Type Specimens	102
Acknowledgements	107
Index of Species Names	108
References	108
Plates	110

Cephalopoden-Typen der Ober-Kreide in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien

Zusammenfassung

Ein übersichtlicher Katalog der an der Geologischen Bundesanstalt aufbewahrten Typusexemplare oberkretazischer Cephalopoden soll der Standeskontrolle und der leichteren Auffindbarkeit der Stücke dienen. Dabei zeigt sich, dass verloren geglaubte Stücke gefunden werden konnten. Als bedauerlicher Abgang, vermutlich während des 2. Weltkrieges, ist der Verlust des Lectotypus von *Belemnitella hoeferi* (SCHLOENBACH, 1867) und des Holotypus von *Muniericeras gosauicum* (HAUER, 1858) zu vermelden.

Abstract

The present catalogue lists and figures the type material of Upper Cretaceous cephalopods housed in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna. Specimens previously believed to be lost have been relocated, but others (the lectotype of *Belemnitella hoeferi* (SCHLOENBACH, 1867) and the holotype of *Muniericeras gosauicum* (HAUER, 1858) have not been traced, and may have been lost in World War II.

Introduction

In the half century following the pioneering work of REYMENT (1958), a series of publications have dealt with the Late Cretaceous cephalopods housed in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna, including the type specimens of HAUER (1847, 1858, 1866), FAVRE (1869), REDTENBACHER (1873), COLLIGNON (1955) and PLÖCHINGER (1955). It is therefore timely to provide a detailed illustrated catalogue that records the current state

of the type material in the collections. The material described here survived the bombing of World War II, and were reorganized in the 1940ies by Josef Langer and others in the Rasumofsky Palace, where the Geological Survey of Austria was based until 2004. Rudolf Sieber, followed by Franz Stojaspal, made outstanding contributions that ensured the conservation and careful documentation of the collections, and led to the publication of a series of catalogues of type specimens. Stojaspal's second catalogue (1976) dealt with Cretaceous inverte-

1 HERBERT SUMMESBERGER: Museum of Natural History, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria. herbert.summesberger@nhm-wien.ac.at
 2 IRENE ZORN: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. irene.zorn@geologie.ac.at

brates, including the cephalopods discussed here. Since his publication, a number of types have been rediscovered, including the holotypes of *Hamites hampeanus* HAUER, 1847, and *Nautilus resupinatus* REDTENBACHER, 1873, and the paralectotype of *Ammonites lagarus* REDTENBACHER, 1873. With the relocation of the Geological Survey of Austria to new premises in 2005, improved storage collections

allowed a renewed search for key specimens. ZORN has been employed by the Survey for 15 years and took over the competence for the collections in 2003, whilst SUMMESBERGER has researched the Upper Cretaceous ammonites from Austria that form the basis of this report for more than 25 years, with the generous support and full access to the collections throughout.

List of Type Specimens

The present catalogue is arranged by year of publication, and species are described alphabetically according to original name for each publication. The figures in the plates follow the same scheme, but accompanied with the current name. An alphabetical list of species is also provided.

Abbreviations:

GBA = Geologische Bundesanstalt, Wien

HNS = Haus der Natur, Salzburg

LL = Oberösterreichisches Landesmuseum, Linz

NHMW = Naturhistorisches Museum Wien

HAUER, F. v. (1847): *Hamites hampeanus*. – Ber. Mitth. Freunde Naturwiss. Wien, 2, 75–77, Wien.

Hamites hampeanus HAUER, 1847

(Pl. 1, Figs. 1 a–c)

Coll. no.: GBA 1858/001/0001/03.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.

Type reference: HAUER, 1847: p. 75.

Revised and figured by: HAUER (1858: p. 8, Pl. 1, Fig. 3 only) under *Hamites cylindraceus* DEFRANCE, 1816.

Remarks: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 195) reported the specimen being lost. KLINGER & KENNEDY (2003a, b) included the species in their works on Diplomoceratidae.

Current name: *Diplomoceras cylindraceum* (DEFRANCE, 1816).

HAUER, F. v. (1858): Über die Cephalopoden der Gosauschichten. – Beitr. Palaeontographie Österr., 1, 7–14, Wien.

Ammonites Gosauicus HAUER, 1858

(Pl. 2, Fig. 1)

Type: Holotype by monotypy, apparently lost.

Type level: Santonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Gosau, Upper Austria.

Type reference and figure: HAUER, 1858: p. 13, Pl. 2, Figs. 7–9.

Remarks: REDTENBACHER (1873: p. 124) and BRINKMANN (1935: p. 4 under *Muniericeras gosauicum*) mentioned the specimen. In the catalogue of STOJASPAL (1976) it is missing. Obviously it got lost between 1935 and 1976, probably during World War II. In SUMMESBERGER & KENNEDY (in prep.) the species is discussed.

Current name: *Muniericeras gosauicum* (HAUER, 1858).

Ammonites Neubergicus HAUER, 1858

(Pl. 2, Figs. 2 a–d)

Coll. no.: GBA 1858/001/0006/01 (former coll. no. 3415).

Type: Lectotype, designated by GROSSOUVRE (1894: p. 209 under *Pachydiscus neubergicus* HAUER, 1858).

Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1858: p. 12, Pl. 2, Figs. 1–3.

Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 189, Pl. 3, Figs. 1–3) under *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* (HAUER, 1858).

Refigured by: HANCOCK (2000: p. 417, Pl. 1, Figs. a–e).

Remarks: Genolectotype of the genus *Pachydiscus* ZITTEL, 1884. Apart from the subsequent one two more specimens, originally syntypes, now are paralectotypes.

Current name: *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* (HAUER, 1858).

Ammonites Neubergicus HAUER, 1858

(Pl. 3, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1858/001/0006/02 (former coll. no. 3463).

History of revision and type status:

Syntype of *Ammonites Neubergicus* HAUER, 1858: p. 12, Pl. 3, Figs. 1–2.

Refigured by: REDTENBACHER (1873: p. 120, Pl. 27, Figs. 5 a–b).

Holotype of *Pachydiscus haueri* COLLIGNON, 1955: p. 75, 81.

Revised by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 189, 192) under *Pachydiscus epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1858: p. 12, Pl. 3, Figs. 1–2 (only).

Remarks: See also under *Pachydiscus haueri* COLLIGNON, 1955.

Current name: *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

***Scaphites multinodosus* HAUER, 1858**

(Pl. 4, Figs. 1 a–c)

Coll. no.: GBA 1858/001/0002a (former coll. no. 3459).
Type: Lectotype (with counterpart), designated by KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 198, Pl. 16, Figs. 3–5, Text-Fig. 7) under synonymy of *Hoploscaphites constrictus* (J. SOWERBY, 1817).

Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1858: p. 9, Pl. 1, Figs. 7–8.

Paralectotypes: GBA 1858/001/0002b, c, d (designated by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 198, Pl. 16, Figs. 1–2, 8–9, 13; 2b = Pl. 16, Figs. 1–2; 2c = Pl. 16, Figs. 8–9; 2d = Pl. 16, Fig. 13). MACHALSKI et al. (2007: p. 174–176) provisionally referred paralectotypes GBA 1858/001/0002c, d under *Hoploscaphites* sp. 3.

Current name: *Hoploscaphites constrictus* (J. SOWERBY, 1817).

HAUER, F. v. (1866): Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. – Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 53, 1–9, Wien.

***Ammonites Haberfellneri* HAUER, 1866**

(Pl. 4, Figs. 2 a–b)

Coll. no.: GBA 1866/001/0001 (former coll. no. 3464).

Type: Lectotype, designated by REYMENT (1958: p. 46, Pl. 12, Figs. 2 a–b, Text-Fig. 6/2).

Type level: Late Turonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Radstatt, Gams, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1866: p. 301, Pl. 1, Figs. 1–2.

Refigured by: REDTENBACHER (1873: p. 101, Pl. 23, Figs. 2 c–d). WRIGHT et al. (1996: p. 187, 190, Fig. 144/a, b) reprinted REDTENBACHER's illustration.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 46, Pl. 12, Figs. 2 a–b, Text-Fig. 6/2) under *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri haberfellneri* (HAUER, 1866) and by SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 121, Pl. 5, Figs. 1–2) under *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866).

Remarks: Genolectotype of the genus *Barroisiceras* GROSSOUVRE, 1894.

Current name: *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866).

***Ammonites Milleri* HAUER, 1866**

(Pl. 4, Fig. 3)

Coll. no.: GBA 1866/001/0002/01.

Type: Syntype.

Type level: Early Campanian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Kainach, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1866: p. 304, Pl. 2, Figs. 1–2.

Remarks: Vide SUMMESBERGER et al. (1996: p. 6) for notes on further occurrences of this species. Besides, there are six unfigured syntypes at hand.

Current name: *Placenticerias milleri* (HAUER, 1866).

***Ammonites mitis* HAUER, 1866**

(Pl. 4, Figs. 4 a–b, Pl. 5, Figs. 1 a–b)

Coll. no.: GBA 1866/001/0003 (former coll. no. 3433).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Turonian, Gosau Group, not differentiated.

Type locality: Ofenwand near Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: HAUER, 1866: p. 305, Pl. 2, Figs. 3–4.

Suture line figured by: REDTENBACHER (1873: Pl. 27, Fig. 4).

Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1979: p. 74, Pl. 1, Figs. 1 A–D; Text-Fig. 1) and SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 112, Pl. 1, Fig. 1) under *Gaudryceras mite* (HAUER, 1866).

Remarks: Genoholotype of the genus *Gaudryceras* GROSSOUVRE, 1894.

Current name: *Gaudryceras mite* (HAUER, 1866).

***Scaphites multinodosus* HAUER, 1866**

(Pl. 5, Figs. 2 a–d)

Coll. no.: GBA 1866/001/0004 (former coll. no. 3480).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Campanian, Helvetic Zone, Buntmergel Group.

Type locality: Gschlifgraben, Gmunden, Upper Austria.

Type reference and figure: HAUER, 1866: p. 306, Pl. 1, Figs. 7–8.

Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1984: p. 171, Pl. 12, Figs. 1–3) under *Trachyscaphites pulcherrimus* (ROEMER, 1841).

Remarks: See also REDTENBACHER (1873: p. 129).

Current name: *Trachyscaphites pulcherrimus* (ROEMER, 1841).

***Turrilites binodosus* HAUER, 1866**

(Pl. 5, Figs. 3 a–b)

Coll. no.: GBA 1866/001/0005 (former coll. no. 3469).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Turonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Radstatt, Gams, Styria.

Type reference and figure: HAUER, 1866: p. 307, Pl. 1, Fig. 6.

Revised and refigured by: SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 131, Pl. 15, Figs. 1–3) under *Tridenticeras binodosum* (HAUER, 1866).

Remarks: See also REDTENBACHER (1873: p. 131).

Current name: *Tridenticeras binodosum* (HAUER, 1866).

SCHLOENBACH, U. (1867): Über einen Belemniten aus der alpinen Kreide von Grünbach bei Wr. Neustadt. – Jb. Geol. R.-A., 17, 589–593, Wien.

***Belemnites hoeferi* SCHLOENBACH, 1867**

(Pl. 5, Fig. 4)

Type: Lectotype, designated and revised by CHRISTENSEN (1997: p. 15) under *Belemnitella hoeferi* (SCHLOENBACH, 1867), is the original of the figured syntype of SCHLOENBACH (1867: Pl. 16, Fig. 1), which is apparently lost.

Type level: Maastrichtian.

Type locality: Grünbach, Lower Austria.
Type reference: SCHLOENBACH, 1867: p. 590, Pl. 16, Fig. 1.
Current name: *Belemnitella hoeferi* (SCHLOENBACH, 1867).

FAVRE, E. (1869): Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg en Galicie. – 187 pp., Geneva – Basel.

***Ammonites galicianus* FAVRE, 1869**
(Pl. 6, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1869/006/0010/01 (former coll. no. 1869/006/0010a).
Type: Lectotype, designated by THIEDIG & WIEDMANN (1976: p. 17) under *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).
Type level: Early Maastrichtian.
Type locality: Nagoryany, Ukraine.
Type reference and figure: FAVRE, 1869: p. 16, Pl. 3, Fig. 5.
Refigured by: NOWAK (1913: Pl. 41, Fig. 17) under *Kossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).
Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1991: p. 93, Pl. 1, Figs. 3–6) under *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).
Current name: *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).

***Ammonites galicianus* FAVRE, 1869**
(Pl. 6, Figs. 2 a–c)

Coll. no.: GBA 1869/006/0010/02 (former coll. no. 1869/006/0010b).
Type: Paralectotype, designated by KENNEDY & SUMMESBERGER (1987: p. 29) under *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).
Type level: Early Maastrichtian.
Type locality: Nagoryany, Ukraine.
Type reference and figure: FAVRE, 1869: p. 16, Pl. 3, Fig. 6.
Refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1987: p. 28, Pl. 3, Figs. 7–9).
Revised and refigured again by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1991: p. 93, Pl. 1, Figs. 1–2) under *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).
Current name: *Pseudokossmaticeras galicianum* (FAVRE, 1869).

REDTENBACHER, A. (1873): Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. – Abh. Geol. R.-A., 5, 91–140, Wien.

***Nautilus gosavicus* REDTENBACHER, 1873**
(Pl. 6, Figs. 3 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0003 (former coll. no. 3526).
Type: Holotype by monotypy.
Type level: Middle to Late Santonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.
Type locality: Nefgraben, Russbach, Salzburg.
Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 96, Pl. 22, Figs. 2 a–b.
Revised and refigured by: SUMMESBERGER et al. (in prep.) under *Cimomia gosavica* (REDTENBACHER, 1873).
Current name: *Cimomia gosavica* (REDTENBACHER, 1873).

***Nautilus Neubergicus* REDTENBACHER, 1873**
(Pl. 7, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0005/01 (former coll. no. 3462).
Type: Syntype.
Type level: Maastrichtian, Gosau Group.
Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.
Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 97, Pl. 22, Fig. 4.
Revision: SUMMESBERGER et al. (in prep.).
Remarks: Published by HAUER (1858: p. 14, Pl. 1, Figs. 1–2) under *Nautilus Sowerbianus* HAUER, 1858 (non D'ORBIGNY, 1840).
Current name: *Angulithes (Angulithes) neubergicus* (REDTENBACHER, 1873).

***Nautilus Neubergicus* REDTENBACHER, 1873**
(Pl. 8, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0005/02 (former coll. no. 3461).
Type: Syntype.
Type level: Maastrichtian, Gosau Group.
Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.
Type reference: REDTENBACHER, 1873: p. 97.
Revision: SUMMESBERGER et al. (in prep.).
Remarks: Reference material in HAUER (1858: p. 14) under *Nautilus Sowerbianus* HAUER, 1858 (non D'ORBIGNY, 1840).
Current name: *Angulithes (Angulithes) neubergicus* (REDTENBACHER, 1873).

***Nautilus resupinatus* REDTENBACHER, 1873**
(Pl. 9, Figs. 1 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0004 (former coll. no. 3421).
Type: Holotype by monotypy.
Type level: Maastrichtian, Gosau Group, Piesting Formation.
Type locality: Grünbach, Lower Austria.
Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 97, Pl. 22, Figs. 3 a–b.
Remarks: After WIEDMANN (1960: p. 165) conspecific with *Eutrephoceras sublaevigatum* (D'ORBIGNY, 1840), which is questionable in our point of view. The specimen was not mentioned in the catalogue by STOJASPAL (1976).
Current name: *Eutrephoceras sublaevigatum* (D'ORBIGNY, 1840).

***Ammonites anaspastus* REDTENBACHER, 1873**
(Pl. 9, Figs. 2 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0016 (former coll. no. 3458).
Type: Holotype by monotypy.
Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, undifferentiated (Piesting Formation?).
Type locality: Neuberg, Styria.
Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 113, Pl. 26, Figs. 1 a–c.
Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 32, Pl. 9, Figs. 1 a–b) under *Mesogaudryceras anaspastum* (REDTENBACHER, 1873).
Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: Pl. 1, Figs. 1, 8; Pl. 3, Fig. 5, Text-Fig. 4) under *Pseudophyllites cf. indra* (FORBES, 1846).
Current name: *Pseudophyllites cf. indra* (FORBES, 1846).

***Ammonites Bajuvaricus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 9, Figs. 3 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0012 (former coll. no. 3432).

Type: Lectotype, designated by REYMENT (1958: p. 43) under *Gauthiericeras bajuvaricum* (REDTENBACHER, 1873).

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: Leiner Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 107, Pl. 24, Figs. 2 a–c.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 43, Pl. 11, Figs. 1 a–c, Text-Figs. 6/3 a–b) under *Gauthiericeras bajuvaricum* (REDTENBACHER, 1873).

Revised again by: KLINGER & KENNEDY (1984: p. 235, Figs. 92 B–C, 93) under *Peroniceras (Zuluiceras) bajuvaricum* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Peroniceras (Zuluiceras) bajuvaricum* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Brandti* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 10, Figs. 1 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0011 (former coll. no. 3417).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Campanian, Gosau Group, Piesting Formation.

Type locality: Grünbach, Lower Austria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 106, Pl. 24, Figs. 1 a–c.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 34, Pl. 10, Figs. 1 a–c) under *Pseudokossmaticeras brandti* (REDTENBACHER, 1873).

Revised again by: HANCOCK & KENNEDY (1993: p. 155, Pl. 2, Figs. 4–6; Pl. 4, Figs. 1–5; Pl. 5, Figs. 1–8; Pl. 6, Figs. 1–9; Pl. 7, Figs. 5–11).

Current name: *Pseudokossmaticeras brandti* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Czörnigi* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 11, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0010/01 (former coll. no. 3436).

Type: Lectotype, designated by REYMENT (1958: p. 39) under *Peroniceras czoernigi* (REDTENBACHER, 1873).

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 105, Pl. 23, Figs. 4 a–c.

Revised by: REYMENT (1958: p. 38, Pl. 4, Figs. 1 a–b, Text-Fig. 5/1) under *Peroniceras czoernigi* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Peroniceras (Peroniceras) czoernigi* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Czörnigi* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 11, Figs. 2 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0010/02 (former coll. no. 3440).

Type: Paralectotype.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 105, Pl. 23, Figs. 4 d–e.

Revised by: REYMENT (1958: p. 38, Pl. 5, Fig. 2) under *Peroniceras czoernigi* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Peroniceras (Peroniceras) czoernigi* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Düreri* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 12, Figs. 1 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0022 (former coll. no. 3527).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: probably Maastrichtian, on the basis of the nannoflora in the matrix of the specimen (pers. comm. WAGREICH, 1993), ? Piesting Formation.

Type locality: probably Grünbach – Neue Welt basin (not from the Gosau area, as the label suggests).

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 118, Pl. 27, Figs. 2 a–b.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 33, Pl. 7, Figs. 1 a–b) under *Pseudokossmaticeras dureri* (REDTENBACHER, 1873).

Refigured by: HANCOCK & KENNEDY (1993: p. 157, Pl. 2, Figs. 7–9) and by WARD & KENNEDY (1993: p. 30, Figs. 16.2, 16.3, 25.6).

Current name: *Pseudokossmaticeras dureri* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites epiplectus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 12, Figs. 2 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0024 (former coll. no. 3416).

Type: Paralectotype, designated by KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 192).

Type level: Early Maastrichtian, Gosau Group, Piesting Formation.

Type locality: Grünbach, “Neue Welt”, Lower Austria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 121, Pl. 28, Figs. 1 a–c.

Revised and refigured by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 192, Pl. 6, Fig. 3; Pl. 11, Figs. 1–3, Text-Figs. 5 C–D) under *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites eugnamtus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 12, Figs. 3 a–b)

Coll. no.: GBA 1873/001/0021 (former coll. no. 3438).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 117, Pl. 27, Figs. 1 a–c.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 45, Pl. 2, Fig. 2; Text-Fig. 5/3) under *Protexanites (Protexanites) eugnamtus* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Protexanites (Protexanites) eugnamtus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites haplophyllus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 13, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0007 (former coll. no. 3442).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 100, Pl. 23, Figs. 1 a–c.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 48, Text-Fig. 2, Pl. 3, Figs. 1 a–b) under *Tissotiooides haplophyllus* (REDTENBACHER, 1873) and by: KENNEDY (1984: p. 123, Pl. 28, Figs. 2–3; Pl. 29, Figs. 3–4; Text-Figs. 38 A–C) under *Tissotiooides* (*Tissotiooides*) *haplophyllus* (REDTENBACHER, 1873).

Remarks: Genoholotype of the genus *Tissotiooides* (REYMENT, 1958).

Current name: *Tissotiooides* (*Tissotiooides*) *haplophyllus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites lagarus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 13, Fig. 2)

Coll. no.: GBA 1873/001/0015.

Type: Syntype.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 112, Pl. 25, Figs. 3 a–b.

Revised by: KENNEDY in: KENNEDY et al. (1995: p. 397) under *Hauericeras lagarum* (REDTENBACHER, 1873).

Remarks: One of two syntypes, not mentioned in the catalogue of STOJASPAL (1976). The other one (HNS 6391) from Glanegg is designated lectotype by SUMMESBERGER et al. (in prep.).

Current name: *Hauericeras lagarum* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Päon* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 13, Figs. 3 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0009/01 (former coll. no. 3481).

Type: Lectotype, designated by REYMENT (1958: p. 47).

Type level: Late Turonian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: “Ofenwand”, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 103, Pl. 23, Figs. 3 c–e.

Refigured by: REYMENT (1958, Pl. 12, Figs. 1 a–b, Text-Fig. 6/1) under *Barroisiceras haberfellneri paeon* (REDTENBACHER, 1873).

Revised by: SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 121, Pl. 5, Figs. 4–5) under *Barroisiceras* (*Barroisiceras*) *haberfellneri* (HAUER, 1866).

Current name: *Barroisiceras* (*Barroisiceras*) *haberfellneri* (HAUER, 1866).

***Ammonites Päon* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 13, Figs. 4 a–b)

Coll. no.: GBA 1873/001/0009/02 (former coll. no. 3467).

Type: Paralectotype, designated by SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 122).

Type level: Late Turonian, Gosau Group, ? Grabenbach Formation.

Type locality: Gams, Styria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 103, Pl. 23, Figs. 3 a–b.

Revised by: SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 121, Pl. 5, Figs. 6–7) under *Barroisiceras* (*Barroisiceras*) *haberfellneri* (HAUER, 1866).

Remarks: Contradicting REYMENT’s comment (1958: p. 47) the specimen is preserved in the GBA collection as already stated by STOJASPAL (1976: A 217).

Current name: *Barroisiceras* (*Barroisiceras*) *haberfellneri* (HAUER, 1866).

***Ammonites postremus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 14, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0018 (former coll. no. 3468).

Type: Lectotype, designated by SUMMESBERGER & KENNEDY (1996, p. 114, Pl. 2, Figs. 3, 5–6, 8, Text-Fig. 11) under *Pseudophyllites postremus* (REDTENBACHER, 1873), the surviving one of two syntypes.

Type level: Late Turonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Gams, Styria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 115, Pl. 26, Figs. 3 c–d.

Current name: *Pseudophyllites postremus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites propoetidum* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 14, Figs. 2 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0020 (former coll. no. 3435).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 116, Pl. 26, Figs. 6 a–c.

Revised and refigured by: REYMENT (1958: p. 41, Pl. 5, Figs. 1 a–b, Text-Figs. 2/3–4, 4/1–2) under *Gauthiericeras propoetidum* (REDTENBACHER, 1873).

Remarks: Species mentioned as *Peroniceras* (*Zuluiceras*) *propoetidum* (REDTENBACHER, 1873) by SUMMESBERGER (1985: p. 151).

Current name: *Peroniceras* (*Zuluiceras*) *propoetidum* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites quinquenodosus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 15, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0013/01 (former coll. no. 2106).

Type: Lectotype, designated by KENNEDY et al. (1981: p. 126, Fig. 8).

Type level: Early Santonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Bad Ischl (possibly Schneiderwirtsbrücke (road bridge) over the Nussenseebach), Upper Austria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 108, Pl. 24, Figs. 3 a–b.

Revised and refigured by: KENNEDY et al. (1981: p. 126, Fig. 8) under *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites quinquenodosus* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 16, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1873/001/0013/02.

Type: Paralectotype, designated by KENNEDY et al. (1981: p. 127, Figs. 9 a–b, d). Fig. 9 c is NHMW 1864.I.730.

Type level: Early Santonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Bad Ischl (possibly Schneiderwirtsbrücke (road bridge) over the Nussenseebach), Upper Austria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 108.

Revised and refigured by: KENNEDY et al. (1981: p. 126, Figs. 9 A–D) under *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873).

Remarks: The old number S.V. 2569, which was glued on the specimen is not an official inventory number of the collections of the “k. k. Geologische Reichsanstalt”. A third paralectotype (LL 41/1938), designated by KENNEDY et al. (1981: p. 127) is labelled Schneiderwirtsbrücke and makes it highly likely that this is the type locality of the species.

Current name: *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873).

***Ammonites Schlüteri* REDTENBACHER, 1873**

(Pl. 16, Figs. 2 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0017 (former coll. no. 3441).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Middle Coniacian, Gosau Group, undifferentiated.

Type locality: Schmalnauer (= Schmolnauer) Alpe, Strobl/Weißenbach, Salzburg.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 114, Pl. 26, Figs. 2 a–c.

Revised by: KENNEDY in: SUMMESBERGER & KENNEDY (in prep.).

Current name: *Hauericeras schlueteri* (REDTENBACHER, 1873).

? *Scaphites Sturi* REDTENBACHER, 1873

(Pl. 16, Figs. 3 a–c)

Coll. no.: GBA 1873/001/0033 (former coll. no. 3418).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Campanian/Maastrichtian, Gosau Group, Piesiting Formation.

Type locality: Muthmannsdorf, Lower Austria.

Type reference and figure: REDTENBACHER, 1873: p. 129, Pl. 30, Fig. 10.

Remarks: SPATH (1922: p. 123) also mentioned the specimen under *Menuites sturi* (REDTENBACHER, 1873).

Current name: *Menuites sturi* (REDTENBACHER, 1873).

COLLIGNON, M. (1955): *Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. Les Pachydiscidae.* – Ann. Géol. Serv. Mines, 21, 98 pp., Paris.

***Pachydiscus haueri* COLLIGNON, 1955**

(Pl. 3, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1858/001/0006/02 (former coll. no. 3463).

Type: Holotype by monotypy is the specimen figured by HAUER (1858, p. 12, Pl. 3, Figs. 1–2.), syntype of *Ammonites Neubergicus* HAUER, 1858.

Type level: Early Maastrichtian.

Type locality: Krampen, Neuberg, Styria.

Type reference: COLLIGNON, 1955: p. 75, 81.

Revised by: KENNEDY & SUMMESBERGER (1986: p. 192) under *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

Remarks: See also *Pachydiscus (P.) neubergicus* (HAUER, 1858).

Current name: *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873).

PLÖCHINGER, B. (1955): Eine neue Subspecies des *Barroisiceras haberfellneri* v. Hauer aus dem Oberconiac der Gosau Salzburgs. – Sitz. ber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 164/4–5, 203–206, Wien.

***Barroisiceras haberfellneri hemitissotiformis* PLÖCHINGER, 1955**

(Pl. 17, Figs. 1 a–d)

Coll. no.: GBA 1955/004/0001.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Turonian, Gosau Group, Grabenbach Formation.

Type locality: Strobl/Weißenbach, Salzburg; “Ofenwand” of early authors.

Type reference and figure: PLÖCHINGER, 1955: p. 203–206, Pl. 1, Figs. 1–2.

Revised and refigured by: SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: p. 122, Pl. 6, Figs. 3–5) under *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866).

Current name: *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866).

Acknowledgements

We are very grateful to Alice Schumacher (Museum of Natural History, Vienna) for the photography of the type specimens and Ilka Wünsche (Geological Survey of Austria,

Vienna) for the digital handling of the photos and arrangement on the plates. Finally we are grateful to Dr. W.J. Kennedy (Oxford) for his valuable contribution.

Index of Species Names

Generic names according to author who introduced the species name.

<i>anaspastus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	104
<i>bajuvaricus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>binodosus</i> HAUER, 1866 [<i>Turrillites</i>]	103
<i>brandti</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>czörnigi</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>düreri</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>epiplectus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>eugnamtus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	105
<i>galicianus</i> FAVRE, 1869 [<i>Ammonites</i>]	104
<i>gosauicus</i> HAUER, 1858 [<i>Ammonites</i>]	102
<i>gosavicus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Nautilus</i>]	104
<i>haberfellneri</i> HAUER, 1866 [<i>Ammonites</i>]	103
<i>haberfellneri hemitissotiformis</i> PLÖCHINGER, 1955 [<i>Barroisiceras</i>]	107
<i>hampeanus</i> HAUER, 1847 [<i>Hamites</i>]	102
<i>haplophyllus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>haueri</i> COLLIGNON, 1955 [<i>Pachydiscus</i>]	107
<i>hoeferi</i> SCHLOENBACH, 1867 [<i>Belemnites</i>]	103
<i>lagarus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>milleri</i> HAUER, 1866 [<i>Ammonites</i>]	103
<i>mitis</i> HAUER, 1866 [<i>Ammonites</i>]	103
<i>multinodosus</i> HAUER, 1858 [<i>Scaphites</i>]	103
<i>multinodosus</i> HAUER, 1866 [<i>Scaphites</i>]	103
<i>neubergicus</i> HAUER, 1858 [<i>Ammonites</i>]	102
<i>neubergicus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Nautilus</i>]	104
<i>päon</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>postremus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>propoetidum</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>quinquenodosus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	106
<i>resupinatus</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Nautilus</i>]	104
<i>schlüteri</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>Ammonites</i>]	107
<i>sturi</i> REDTENBACHER, 1873 [<i>? Scaphites</i>]	107

References

- BRINKMANN, R. (1935): Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **15**, 1–14, Hamburg.
- CHRISTENSEN, W.K. (1997): Upper Campanian *Belemnitella* from Austria. – Beitr. Paläont., **22**, 13–21, Wien.
- COLLIGNON, M. (1955): Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. Les Pachydiscidae. – Ann. Géol. Serv. Mines, **21**, 98 pp., Paris.
- DEFRANCE, M.J.L. (1816) passim in: Dictionnaire des Seances naturelles, dans lequel on traite méthodiquement des différentes Etres de la Nature . . . 1816–1830, **3**, 492 pp. + 174 pp. in supplement, Plates: Zoologie, Conchyliologie et Malacologie by DE BLAINVILLE, H.M.D. 1816–1830, 36 pp., Paris (Levrault).
- FAVRE, E. (1869): Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg en Galicie. – 187 pp., Geneve – Basel.
- FORBES, E. (1846): Report on the fossil Invertebrata from southern India, collected by Mr. Kaye and Mr. Cunliffe. – Transact. Geol. Soc. London (ser. 2), **7**, 97–174, London.
- GROSSOUVRE, A. DE (1894): Recherches sur la Craie supérieure, 2. Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. – Mem. Serv. Carte géol. det. France, 264 pp., Paris.
- HANCOCK, J.M. (2000): A Note on *Pachydiscus neubergicus* (v. HAUER, 1858). – Geol. Soc. India, Memoir, **46**, 417–418, Bangalore.
- HANCOCK, J.M. & KENNEDY, W.J. (1993): The high Cretaceous ammonite fauna from Tercis, Landes, France. – Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique, Sci.de la Terre, **63**, 149–209, Bruxelles.
- HAUER, F. v. (1847): *Hamites hampeanus*. – Ber. Mitth. Freunde Naturwiss. Wien, **2**, 75–77, Wien.
- HAUER, F. v. (1858): Über die Cephalopoden der Gosauschichten. – Beitr. Palaeontographie Österr., **1**, 7–14, Wien – Olmütz.
- HAUER, F. v. (1866): Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. – Sitz.-ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **53**, 300–308, Wien.
- KENNEDY, W.J. (1984): Systematic palaeontology and stratigraphic distribution of the ammonite faunas of the French Coniacian. Spec. Pap. Palaeont., **31**, 160 pp., London.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1979): A revision of *Ammonites mitis* HAUER and *Ammonites glaneggensis* REDTENBACHER from the Gosau Beds (Upper Cretaceous) of Austria. – Beitr. Paläont. Österr., **6**, 71–87, Wien.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1984): Upper Campanian ammonites from the Gschliefgraben (Ultrahelvetic, Upper Austria). – Beitr. Paläont. Österr., **11**, 149–206, Wien.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1986): Lower Maastrichtian ammonites from Neuberg, Steiermark, Austria. – Beitr. Paläont. Österr., **12**, 181–242, Wien.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1987): Lower Maastrichtian Ammonites from Nagoryany (Ukrainian SSR). – Beitr. Paläont. Österr., **13**, 25–78, Wien.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1991): A note on the lectotype of *Ammonites galicianus* FAVRE, 1869. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **92A**, 93–95, Wien.

- KENNEDY, W.J., KLINGER, H.C. & SUMMESBERGER, H. (1981): Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. Additional Observations on the Subfamily Texanitinae Collignon, 1948. – *Ann. South Afr. Mus.*, **86**, 115–155, Cape Town.
- KENNEDY, W.J., BILOTTE, M. & MELCHIOR, P. (1995): Ammonite faunas, biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian of the Corbières (NE Pyrénées). – *Bull. Centre Rech. Explor. Product. Elf Aquitaine*, **19/2**, 377–499, Pau.
- KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (1984): Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. The Ammonite Subfamily Peroniceratinae, HYATT, 1900. – *Ann. South Afr. Mus.*, **92/3**, 113–294, Cape Town.
- KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (2003a): Observations on the systematics, geographic and stratigraphic distribution and origin of *Diplomoceras cylindraceum* (DEFRANCE, 1816) (Cephalopoda: Ammonoidea). – *Ann. South Afr. Mus.*, **110**, 171–198, Cape Town.
- KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (2003b): Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite families Nostoceratidae HYATT, 1894, and Diplomoceratidae SPATH, 1926. – *Ann. South Afr. Mus.*, **110**, 219–334, Cape Town.
- MACHALSKI, M., JAGT, J.W.M., LANDMAN, N.H. & MOTCHUROVA-DEKOVA, N. (2007): The highest records of North American scaphitid ammonites in the European Maastrichtian (Upper Cretaceous) and their stratigraphic implications. – *Acta Geol. Pol.*, **57/2**, 169–185, Warszawa.
- NOWAK, J. (1913): Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. III. Teil. – *Bull. int. Acad. Sci. Lett. Cracovie, Cl. Sci. math. nat.*, (B) **1913**, 335–415, Krakau.
- ORBIGNY, A. D' (1840–1842): Paléontologie française, Terrains crétacés. I. Céphalopodes. – 1–120, Paris (Masson).
- PLÖCHINGER, B. (1955): Eine neue Subspecies des *Barroisiceras haberfellneri* v. Hauer aus dem Oberconiac der Gosau Salzburgs. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, **164/4–5**, 203–206, Wien.
- REDTENBACHER, A. (1873): Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. – *Abh. Geol. R.-A.*, **5**, 91–140, Wien.
- REYMENT, R. (1958): Neubeschreibung der Redtenbacher'schen Ammonitenoriginalen aus den Gosauschichten. – *Stockholm Contr. Geol.*, **2/3**, 31–49, Stockholm.
- ROEMER, F.A. (1841): Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. – iv + 145 pp., Hannover.
- SCHLOENBACH, U. (1867): Über einen Belemniten aus der alpinen Kreide von Grünbach bei Wr. Neustadt. – *Jb. Geol. R.-A.*, **17**, 589–593, Wien.
- SOWERBY, J. (1817): The Mineral Conchology of Great Britain, part 32, vol. 2: 179–194, London (Meredith).
- SPATH, L.F. (1922): On the Senonian Fauna of Pondoland. – *Trans. Roy. Soc. South Afr.*, **10**, 113–147, Cape Town.
- STOJASPAL, F. (1976): Katalog der Typen und Abbildungsoriginalen der Geologischen Bundesanstalt. 2. Teil: Wirbellose der Kreide (exklusive Mikrofossilien). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976/1**, A 202–A 222, Wien.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite Zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **87**, 145–166, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER 1866). – *Beitr. Paläont. Österr.*, **21**, 1–75, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (in prep.): Lower and middle Santonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria).
- SUMMESBERGER, H., JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1996): Aptychi associated with ammonites from the Lipica-Formation (Upper Cretaceous, Slovenia). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **97/A**, 1–19, Wien.
- SUMMESBERGER, H., KENNEDY, W.J., KROH, A., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & SKOUMAL, P. (in prep.): Integrated Stratigraphy of the Late Santonian (Late Cretaceous) Hochmoos and Bibereck Formations of the Schattaugraben (Gosau Group; Northern Calcareous Alps, Austria).
- THIEDIG, F. & WIEDMANN, J. (1976): Ammoniten und Alter der Höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **54**, 9–27, Hamburg.
- WARD, P.D. & KENNEDY, W.J. (1993): Maastrichtian Ammonites from the Biscay Region (France, Spain). – *J. Paleont., The Paleont. Soc. Memoir*, **34**, Supplement to Vol. **67/5**, 1–58, Tulsa.
- WIEDMANN, J. (1960): Zur Systematik jungmesozoischer Nautiliden unter besonderer Berücksichtigung der iberischen Nautilinae D'ORB. – *Palaeontographica*, Abt. A, **115**, 144–206, Stuttgart.
- WRIGHT, C.W., CALLOMAN, J.H. & HOWARTH, M.K. (1996): Treatise on Invertebrate Paleontology. – Part L, Mollusca 4 Revised, **4**, Cretaceous Ammonoidea: i–xx, 1–362, Boulder/Colorado – Lawrence/Kansas.
- ZITTEL, K.A. v. (1884): Cephalopoda. – In: ZITTEL, K.A. v.: Handbuch der Paläontologie, Vol. **1**, Abt. 2, Lieferung 3, p. 329–522, München – Leipzig (R. Oldenbourg).

Received: 23. March 2012, Accepted: 24. May 2012

Plate 1

Figs. 1 a–c: *Diplomoceras cylindraceum* (DEFRANCE, 1816), holotype of *Hamites hampeanus* HAUER, 1847,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1858/001/0001/03, x 0.5.

Scale bar = 1 cm.

1a



1b



1c



Plate 2

Fig. 1: *Munierceras gosauicum* (HAUER, 1858), holotype, original figure of HAUER (1858: Pl. 2, Figs. 7–9).

Figs. 2 a–d: *Pachydiscus (Pachydiscus) neubergicus* (HAUER, 1858), lectotype,
a), d) lateral views,
b) ventral view,
c) frontal view,
coll. no. GBA 1858/001/0006/01, natural size.

Scale bar = 1 cm.

1



8.



2a



2b



2c



2d



Plate 3

Figs. 1 a–d: *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *epipectus* (REDTENBACHER, 1873), holotype of *Pachydiscus haueri* COLLIGNON, 1955, and syntype of *Ammonites neubergicus* HAUER, 1866,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1858/001/0006/02, x 0.45.

Scale bar = 1 cm.

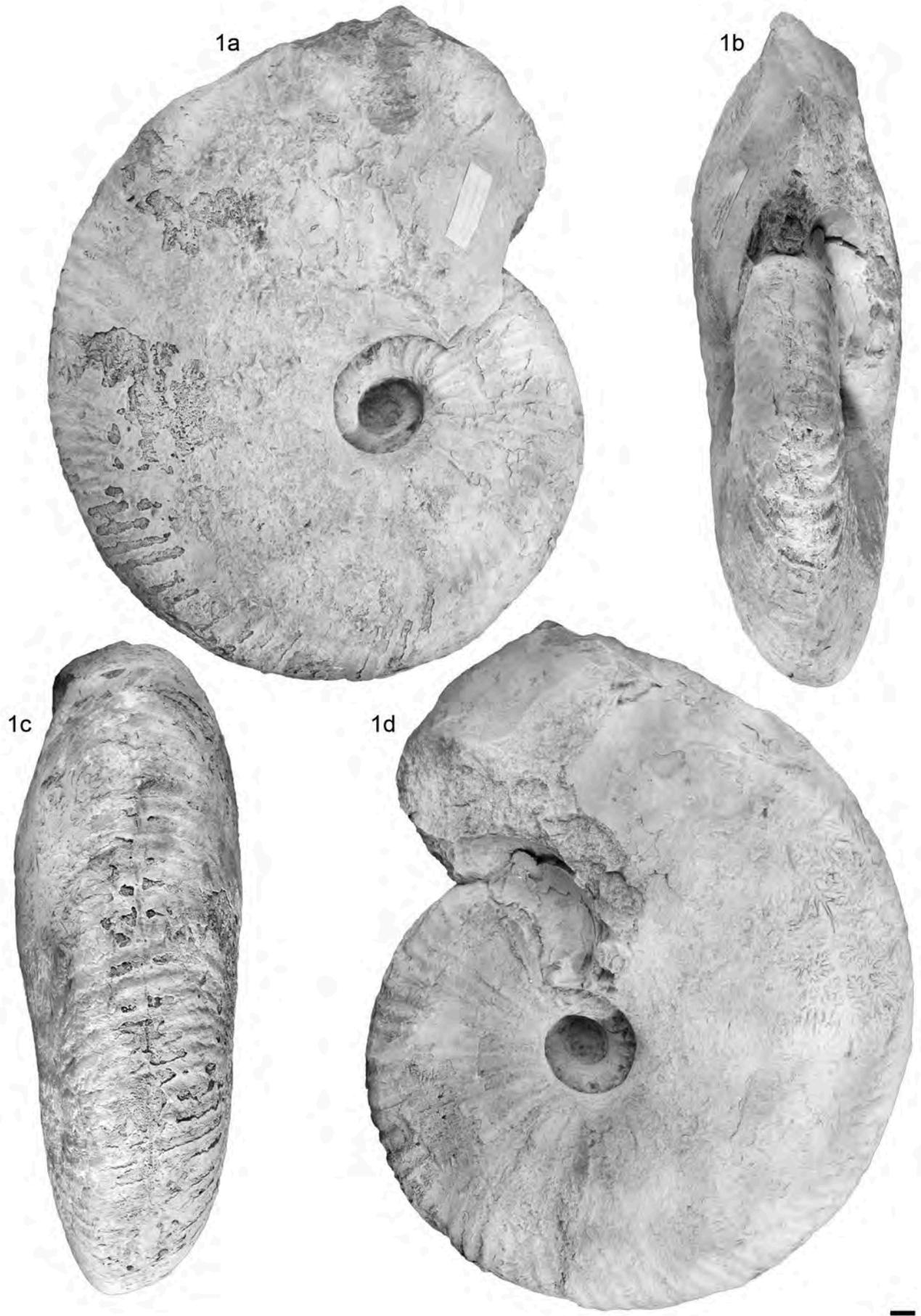


Plate 4

Figs. 1 a–c: *Hoploscaphites constrictus* (J. SOWERBY, 1817), lectotype of *Scaphites multinodosus* HAUER, 1858,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1858/001/0002a, x 1,5.

Figs. 2 a–b: *Barroisicerus (Barroisicerus) haberfellneri* (HAUER, 1866), lectotype,
a) lateral view,
b) frontal view,
coll. no. GBA 1866/001/0001, natural size.

Fig. 3: *Placenticerus milleri* (HAUER, 1866), syntype,
lateral view,
coll. no. GBA 1866/001/0002/01, natural size.

Figs. 4 a–b: *Gaudryceras mite* (HAUER, 1866), holotype,
a) lateral view,
b) frontal view,
coll. no. GBA 1866/001/0003, natural size.

Scale bar = 1 cm.

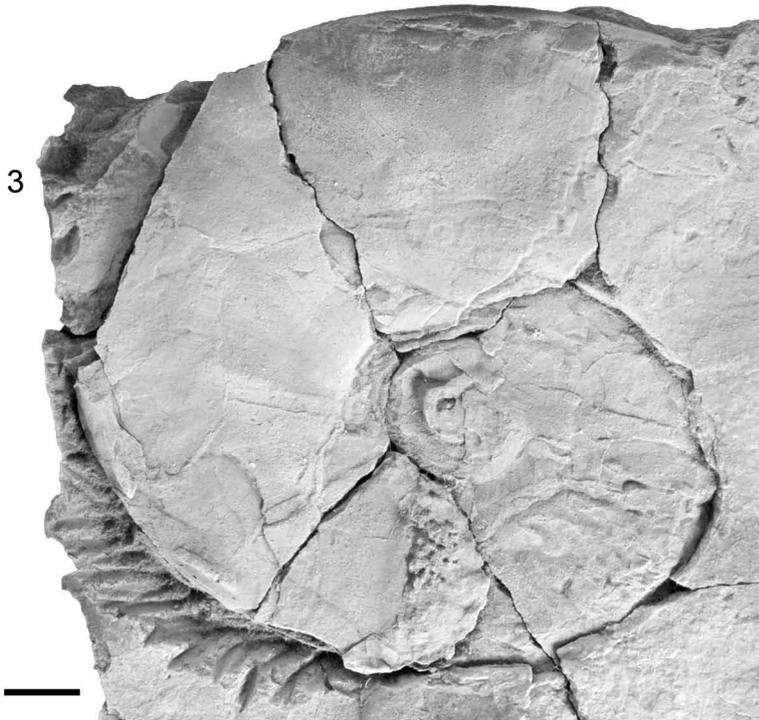
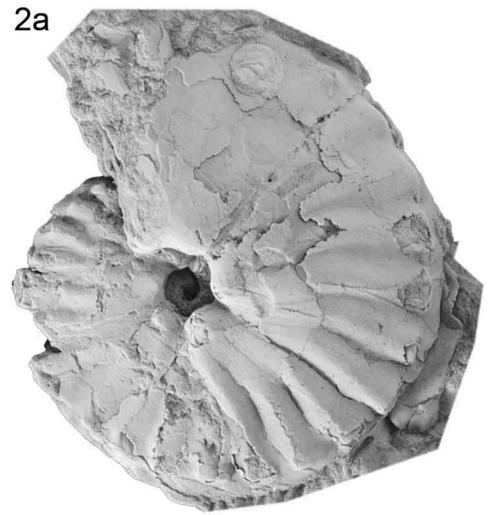
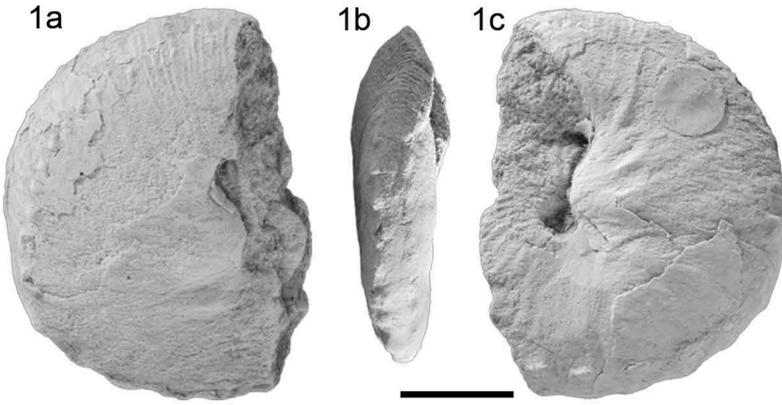


Plate 5

Figs. 1 a–b: *Gaudryceras mite* (HAUER, 1866), holotype,
a) lateral view,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1866/001/0003, natural size.

Figs. 2 a–d: *Trachyscaphites pulcherrimus* (ROEMER, 1841), holotype of *Scaphites multinodosus* HAUER, 1866,
a), b) lateral views,
c) frontal view,
d) ventral view,
coll. no. GBA 1866/001/0004, x 1,5.

Figs. 3 a–b: *Tridenticeras binodosum* (HAUER, 1866), holotype,
a) apical view,
b) lateral view,
coll. no. GBA 1866/001/0005, natural size.

Fig. 4: *Belemnitella hoeferi* (SCHLOENBACH, 1867), lectotype, original figure of SCHLOENBACH (1867: Pl. 16, Fig. 1).

Scale bar = 1 cm.

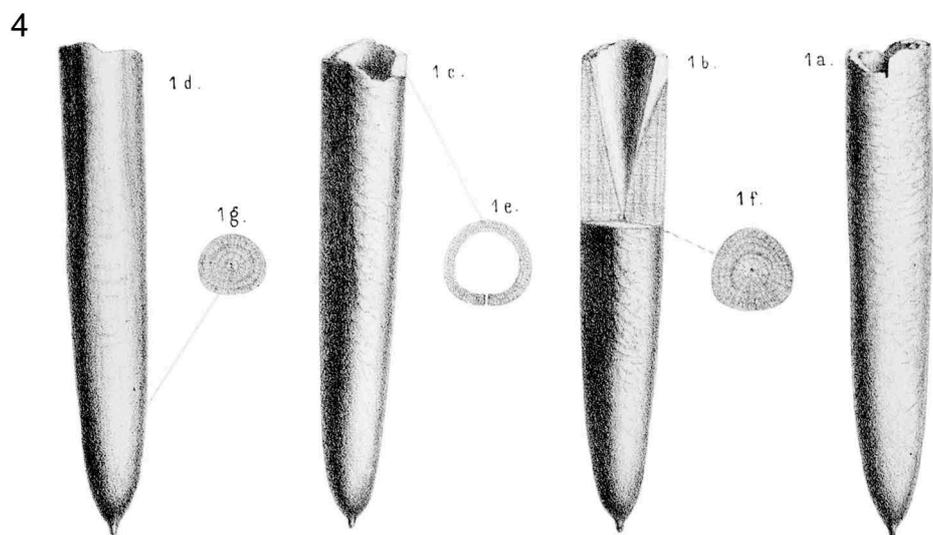
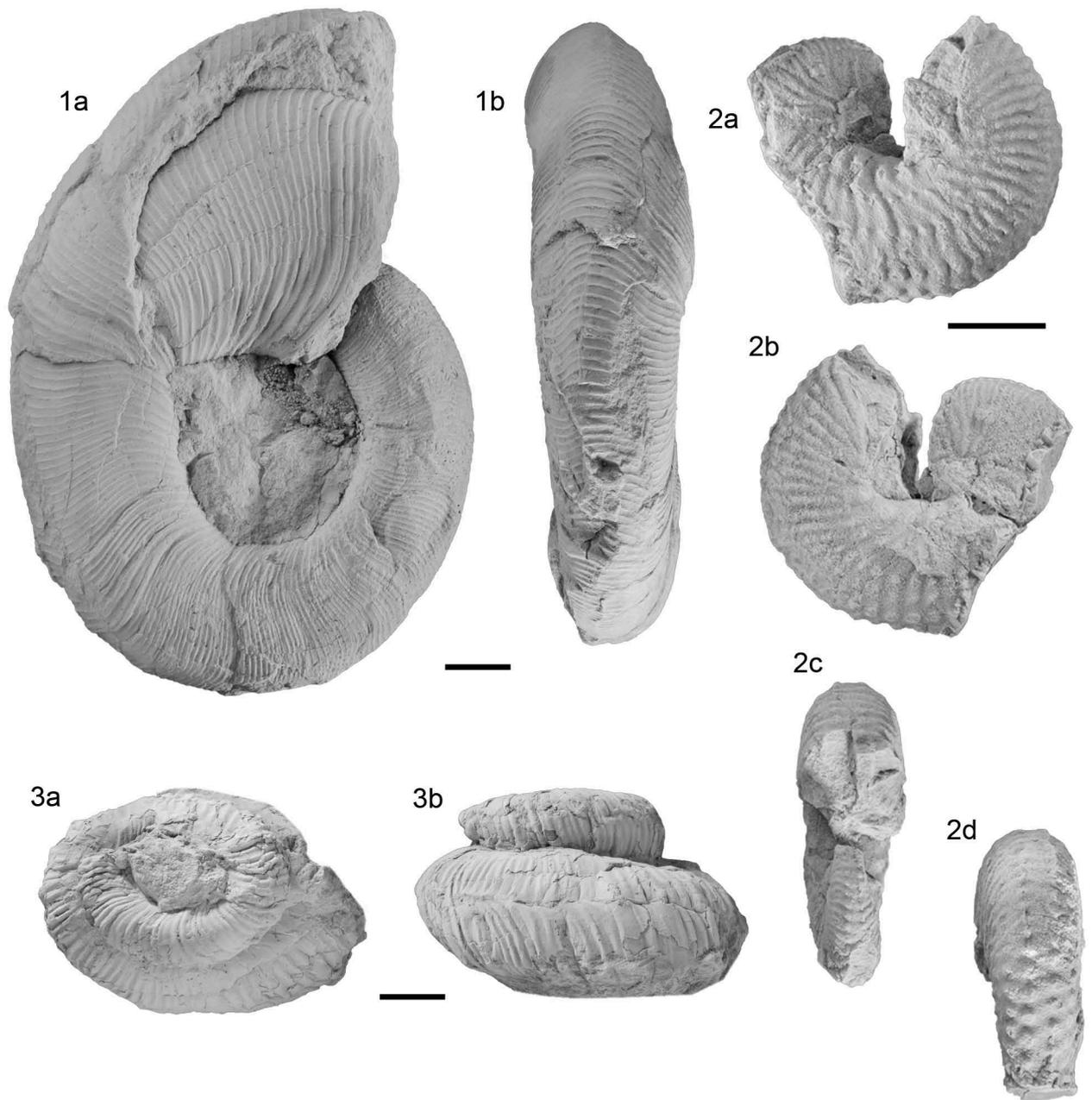


Plate 6

Figs. 1 a–d: *Pseudokosmaticeras galicianum* FAVRE, 1869, lectotype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1869/006/0010/01, natural size.

Figs. 2 a–c: *Pseudokosmaticeras galicianum* FAVRE, 1869, paralectotype,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1869/006/0010/02, natural size.

Figs. 3 a–d: *Cimomia gosavica* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a) frontal view,
b, c) lateral views,
d) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0003, natural size.

Scale bar = 1 cm.

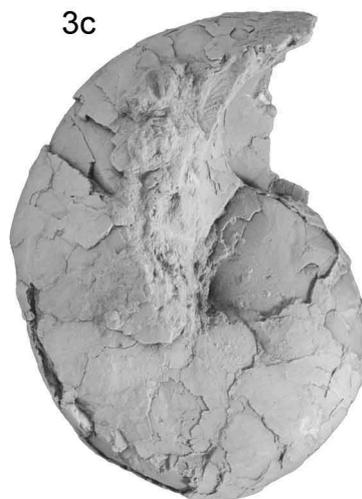
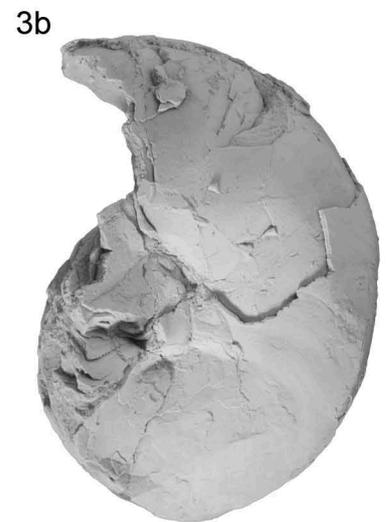
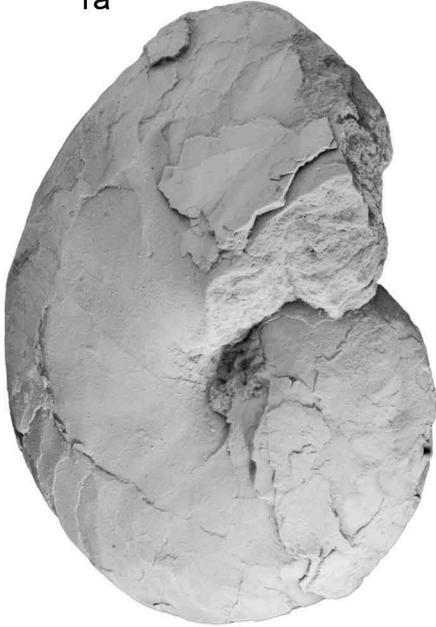


Plate 7

Figs. 1 a–d: *Angulithes (Angulithes) neubergicus* (REDTENBACHER, 1873), syntype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0005/01, natural size.

Scale bar = 1 cm.

1a



1b



1c



1d



Plate 8

Figs. 1 a–d: *Angulithes (Angulithes) neubergicus* (REDTENBACHER, 1873), syntype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0005/02, natural size.

Scale bar = 1 cm.

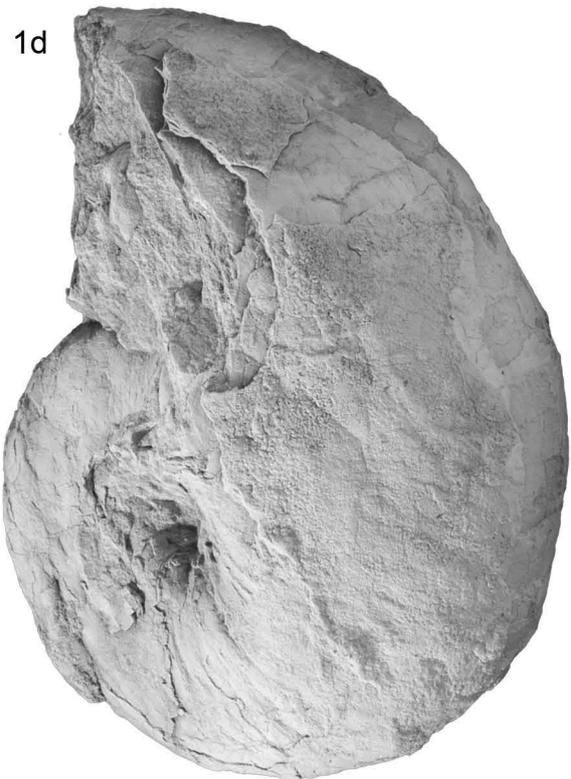


Plate 9

Figs. 1 a–c: *Eutrephoceras sublaevigatum* (D'ORBIGNY, 1840), holotype of *Nautilus resupinatus* REDTENBACHER, 1873,
a) ventral view,
b, c) lateral views,
coll. no. GBA 1873/001/0004, x 1,5.

Figs. 2 a–d: *Pseudophyllites* cf. *indra* (FORBES, 1846), holotype of *Ammonites anaspastus* REDTENBACHER, 1873,
a) ventral view,
b), d) lateral views,
c) frontal view,
coll. no. GBA 1873/001/0016, natural size.

Figs. 3 a–d: *Peroniceras* (*Zuluiceras*) *bajuvaricum* (REDTENBACHER, 1873), lectotype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no.: GBA 1873/001/0012, natural size.

Scale bar = 1 cm.

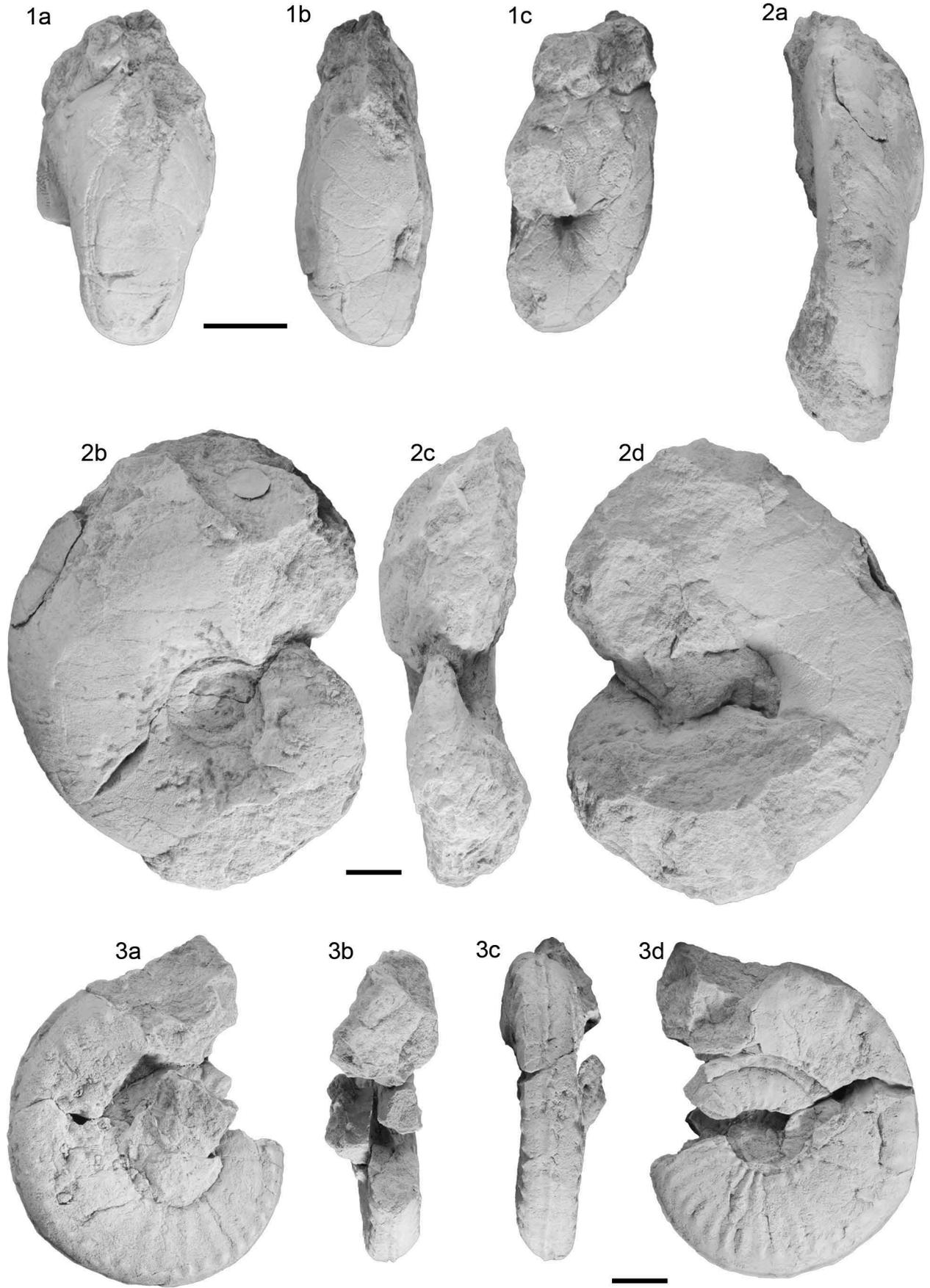


Plate 10

Figs. 1 a–c: *Pseudokossmaticeras brandti* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0011, natural size.

Scale bar = 1 cm.

1a



1b



1c

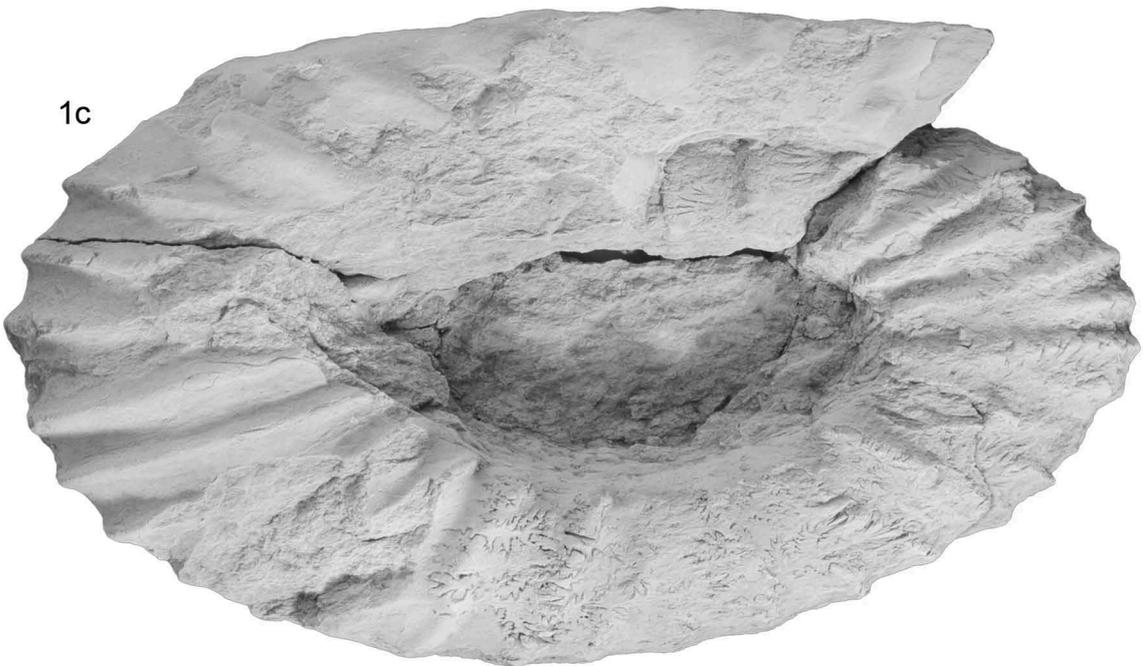


Plate 11

Figs. 1 a–d: *Peroniceras (Peroniceras) czoernigi* (REDTENBACHER, 1873), lectotype,
a), b) lateral views,
c) frontal view,
d) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0010/01, natural size.

Figs. 2 a–c: *Peroniceras (Peroniceras) czoernigi* (REDTENBACHER, 1873), paralectotype,
a), b) lateral views,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0010/02, natural size.

Scale bar = 1 cm.

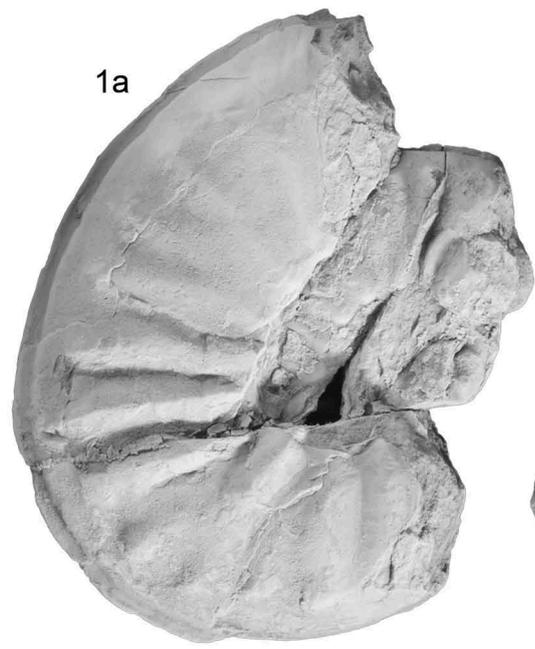


Plate 12

Figs. 1 a–c: *Pseudokosmaticeras duereri* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0022, natural size.

Figs. 2 a–c: *Pachydiscus (Pachydiscus) epiplectus* (REDTENBACHER, 1873), paralectotype,
a), c) lateral views,
b) frontal view,
coll. no. GBA 1873/001/0024, natural size.

Figs. 3 a–b: *Protexanites (Protexanites) eugnamtus* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a) lateral view,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0021, natural size.

Scale bar = 1 cm.

1a



1b



1c



2a



2b



2c



3a



3b



Plate 13

Figs. 1 a–d: *Tissotioides (Tissotioides) haplophyllus* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0007, natural size.

Fig. 2: *Hauericeras lagarum* (REDTENBACHER, 1873), syntype,
lateral view,
coll. no. GBA 1873/001/0015, natural size.

Figs. 3 a–c: *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866), lectotype of *Ammonites Päon* REDTENBACHER, 1873,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0009/01, natural size.

Figs. 4 a–b: *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866), paralectotype of *Ammonites Päon* REDTENBACHER, 1873,
a) lateral view,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0009/02, x 2.

Scale bar = 1 cm.

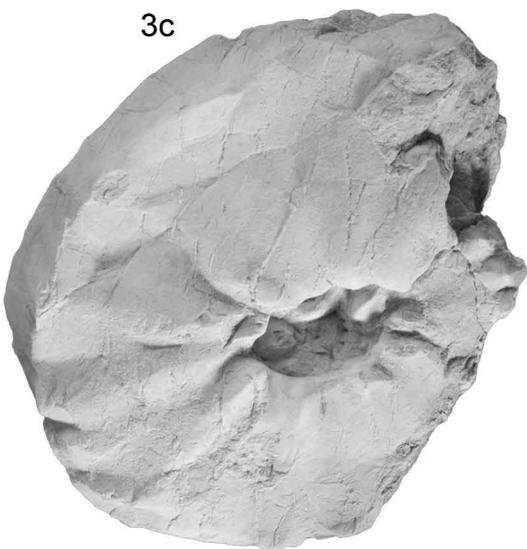
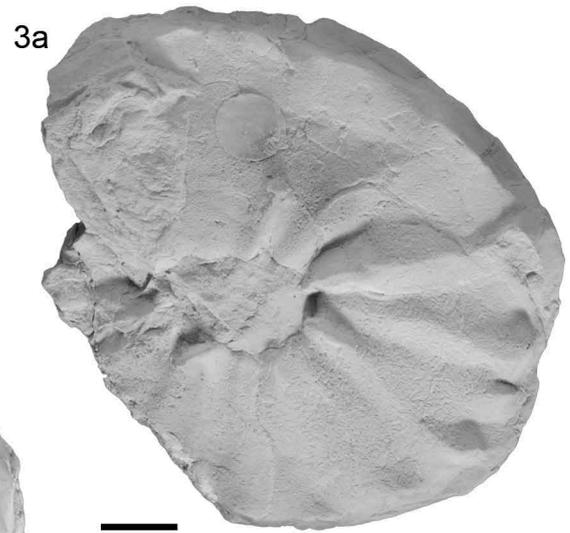
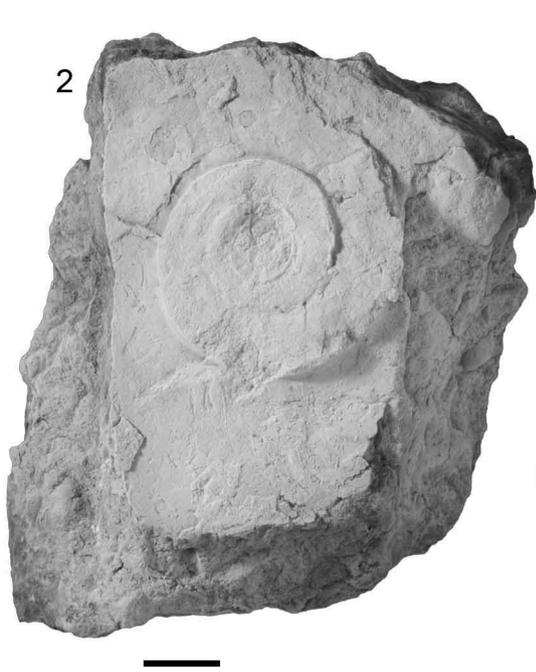
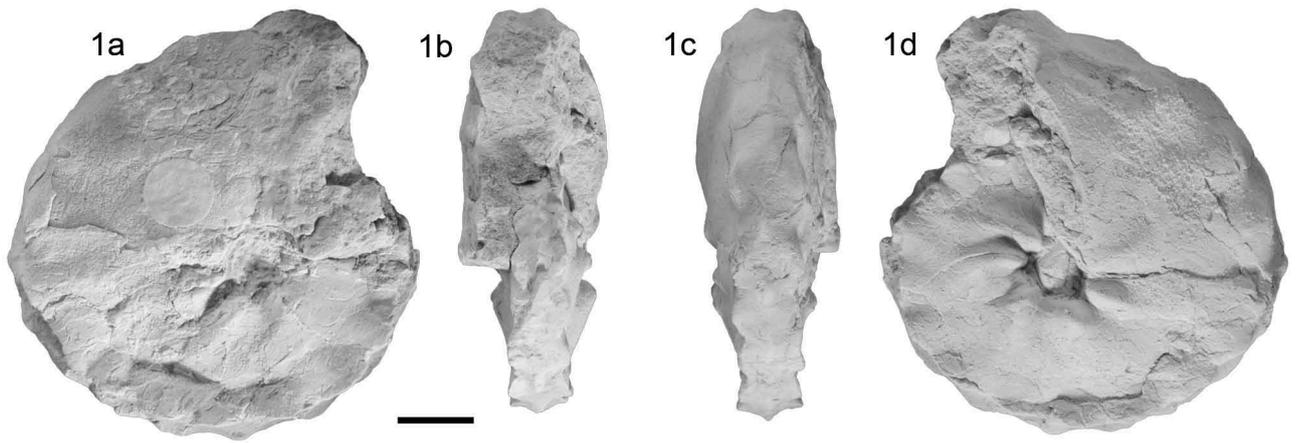
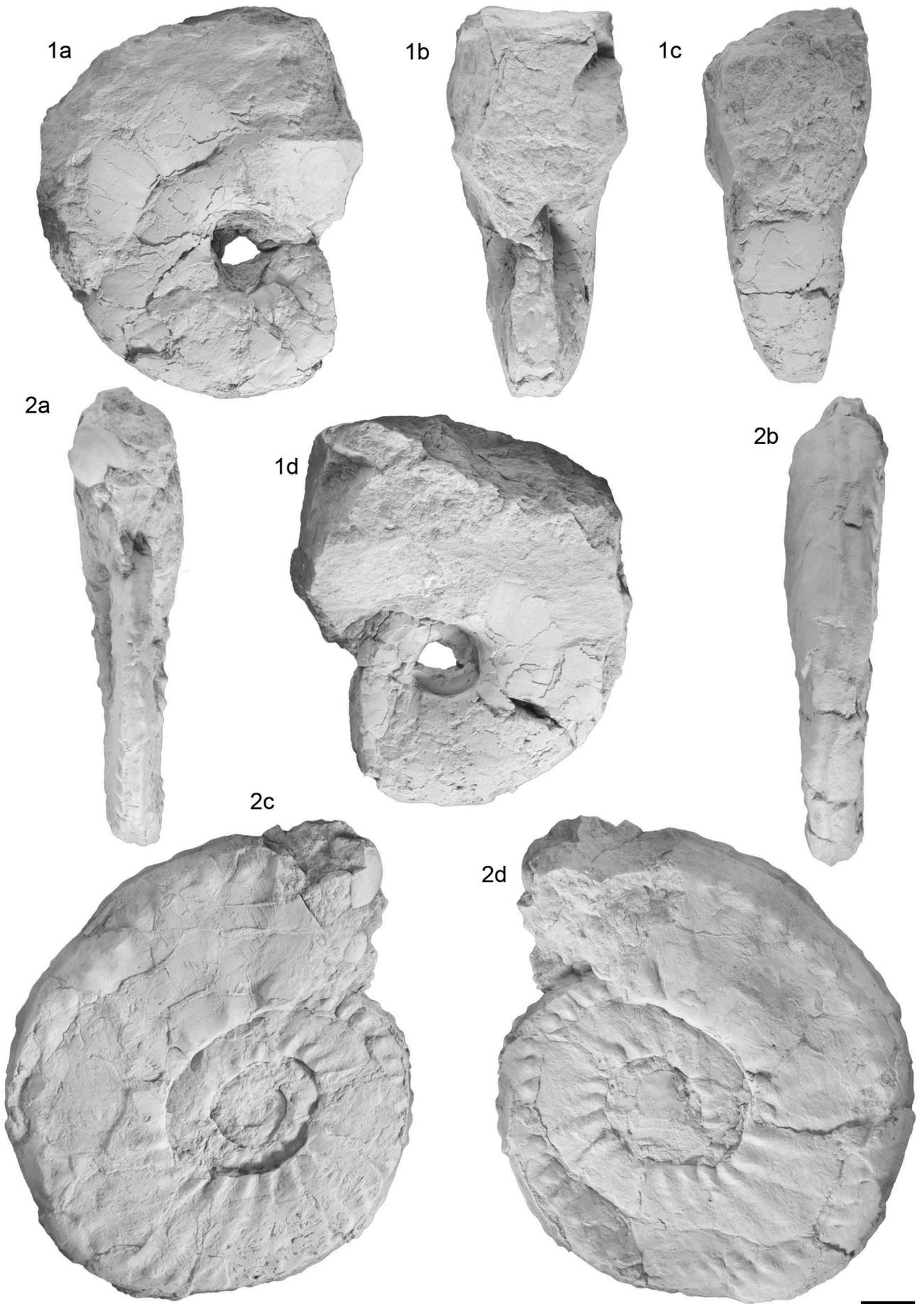


Plate 14

Figs. 1 a–d: *Pseudophyllites postremus* (REDTENBACHER, 1873), lectotype,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0018, natural size.

Figs. 2 a–d: *Peroniceras (Zuluiceras) propoetidum* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a) frontal view,
b) ventral view,
c), d) lateral views,
coll. no. GBA 1873/001/0020, natural size.

Scale bar = 1 cm.



1a

1b

1c

2a

1d

2b

2c

2d



Plate 15

Figs. 1 a–d: *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873), lectotype,
a), d) lateral views,
b) ventral view,
c) frontal view,
coll. no. GBA 1873/001/0013/01, x 0.8.

Scale bar = 1 cm.

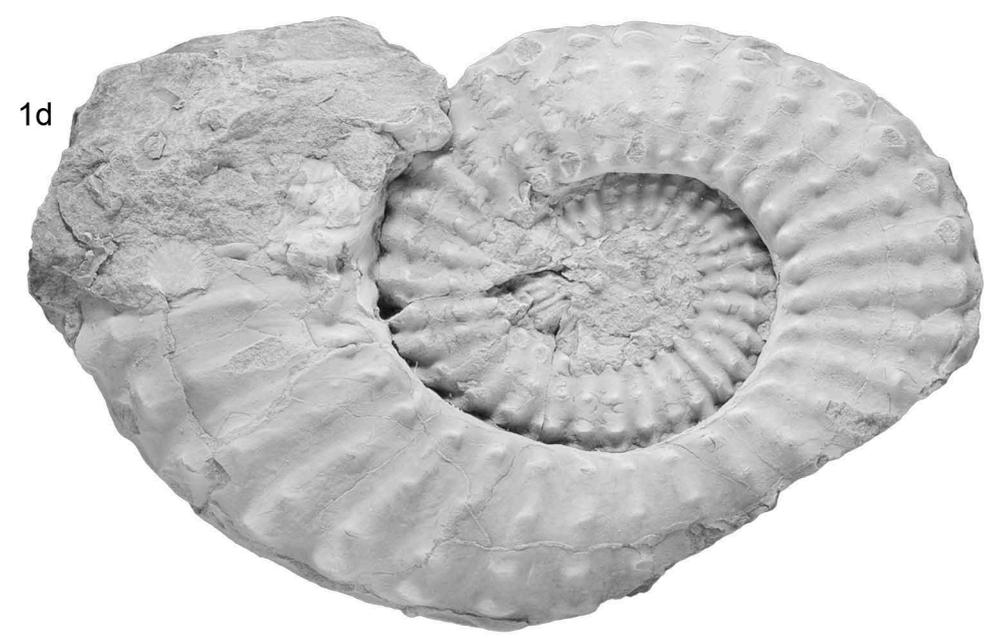


Plate 16

Figs. 1 a–d: *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873), paralectotype,
a), b) lateral views,
c) frontal view,
d) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0013/02, natural size.

Figs. 2 a–c: *Hauericeras schlueteri* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a), b) lateral views,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0017, x 1.5.

Figs. 3 a–c: *Menuites sturi* (REDTENBACHER, 1873), holotype,
a), c) lateral views,
b) ventral view,
coll. no. GBA 1873/001/0033, x 2.

Scale bar = 1 cm.

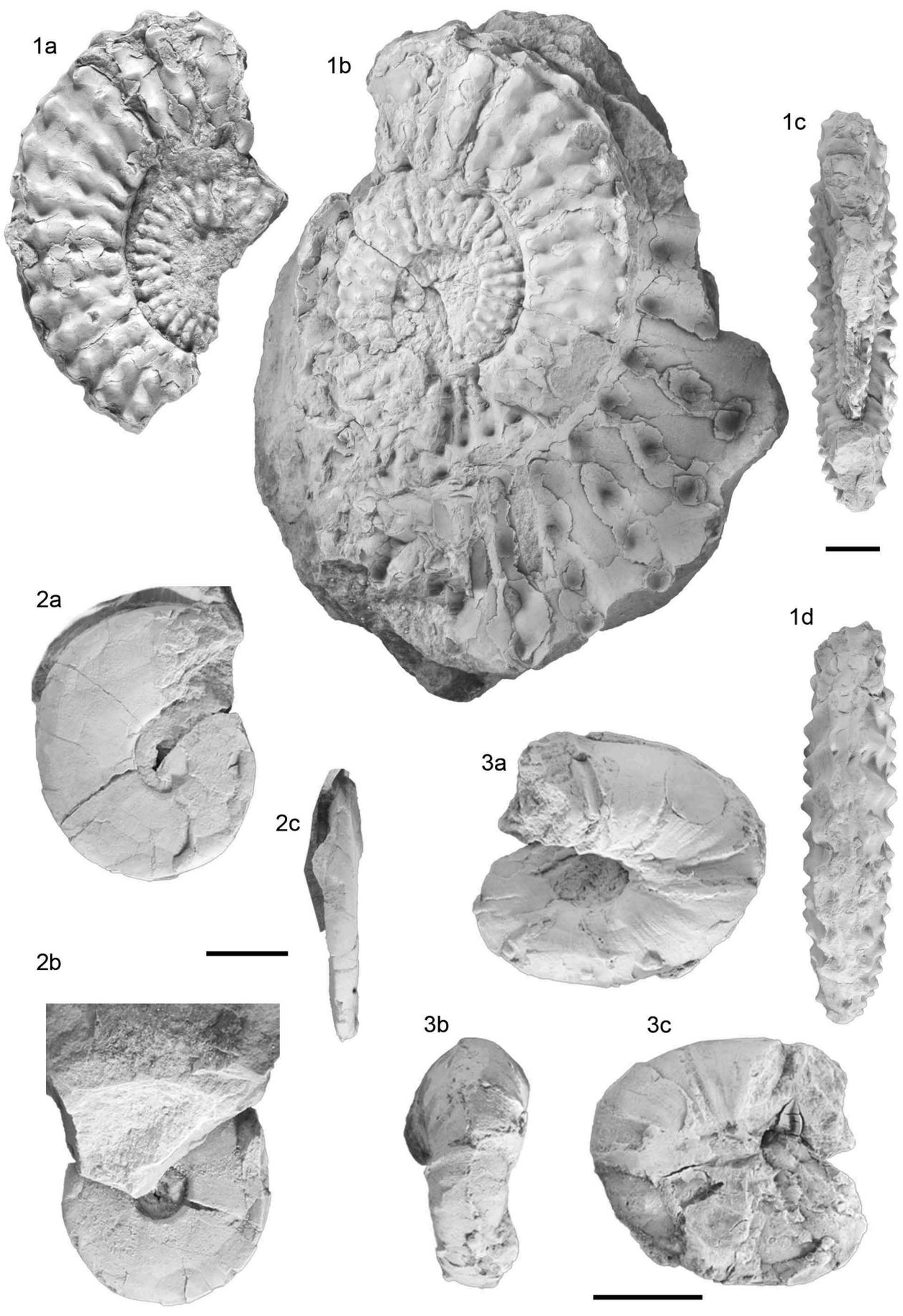
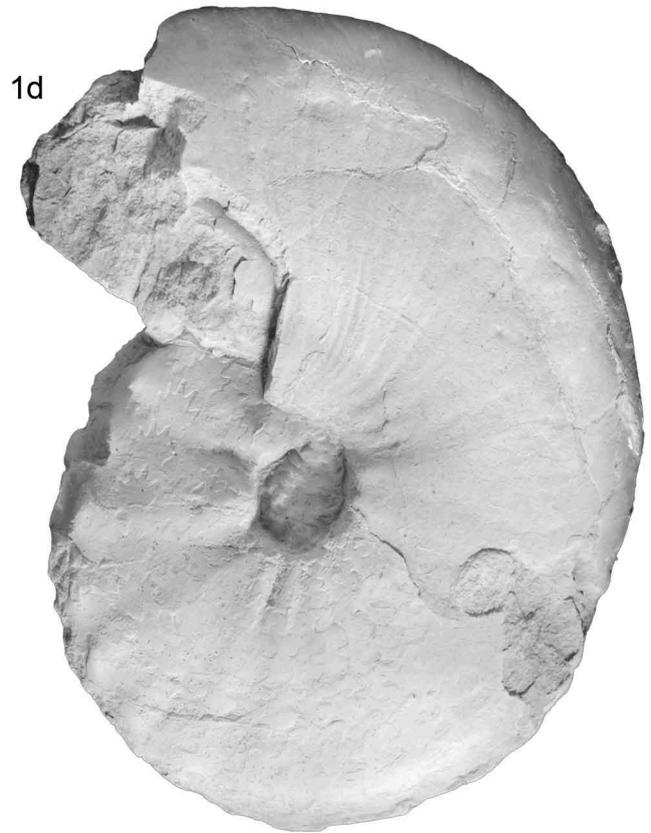


Plate 17

Figs. 1 a–d: *Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri* (HAUER, 1866), holotype of *Barroisiceras haberfellneri hemitissotiformis* PLÖCHINGER, 1955,
a), d) lateral views,
b) frontal view,
c) ventral view,
coll. no. GBA 1955/004/0001, natural size.

Scale bar = 1 cm.



First Findings of Orbitolinids (Larger Benthic Foraminifera) from the Early Cretaceous Rossfeld Formation (Northern Calcareous Alps, Austria)

FELIX SCHLAGINTWEIT¹, OLIVER KRISCHE² & HANS-JÜRGEN GAWLICK²

5 Text-Figures, 2 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 93 Bad Reichenhall
Blatt 94 Hallein

Northern Calcareous Alps
Orbitolinid foraminifera
Barremian-Aptian
Rossfeld Formation
Urgonian limestones

Contents

Zusammenfassung	145
Abstract	145
Introduction	146
Geological Setting	147
Micropaleontological Part	150
Conclusions	151
Plates	152
Acknowledgements	156
References	156

Erste Funde von orbitoliniden Foraminiferen aus der unterkretazischen Rossfeld-Formation (Nördlichen Kalkalpen, Österreich)

Zusammenfassung

Aus den höheren, klastischen Anteilen der unterkretazischen Rossfeld-Formation der Weitenau südlich von Salzburg werden erstmalig Funde von Orbitolinen bekannt gemacht. Diese sind vertreten durch *Montseciella arabica* (HENSON) und einer – aufgrund fehlender Schnitte durch den Embryonalapparat – nicht näher bestimmbarer Form, bei der es sich aber höchstwahrscheinlich um *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) handeln dürfte. *M. arabica* ist auf das Obere Barremium bis in das Unterste Aptium und *P. lenticularis* auf den Zeitbereich Oberes Barremium bis Unteres Aptium beschränkt. Beide Taxa sind bereits aus kalkalpinen allochthonen Urgon-Kalken (Gerölle, allodapische Kalke, Olistolithe) beschrieben worden. Neben Resten von Rotalgen und Korallen in der klastischen Rossfeld-Formation belegen diese Orbitolinenfunde den Einfluss einer heute nicht mehr existenten Flachwasserkarbonatentwicklung, für die bereits früher ein Liefergebiet in der Nähe des Kalkalpensüdrandes postuliert wurde.

Abstract

For the first time, orbitolinids are described from the upper parts of the Early Cretaceous clastic Rossfeld Formation of the Weitenau area south of Salzburg. These are *Montseciella arabica* (HENSON) and one – due to missing of sections of the embryonic apparatus – not further determinable form that most likely, however, represents *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). *M. arabica* is restricted to the Upper Barremian to lowermost Aptian, *P. lenticularis* to the time-span Upper Barremian to Lower Aptian. Both taxa were already described from allochthonous Urgonian-type limestones (pebbles, allodapic limestones, olistolites) of the Northern Calcareous Alps. Beside remains of red algae and corals, these orbitolinid findings give further evidence of this today no more existing former shallow-water evolution for which already a source area near the southern rim of the Northern Calcareous Alps was postulated.

¹ FELIX SCHLAGINTWEIT: Lerchenauerstraße 167, 80935 München, Germany. Felix.Schlagintweit@gmx.de

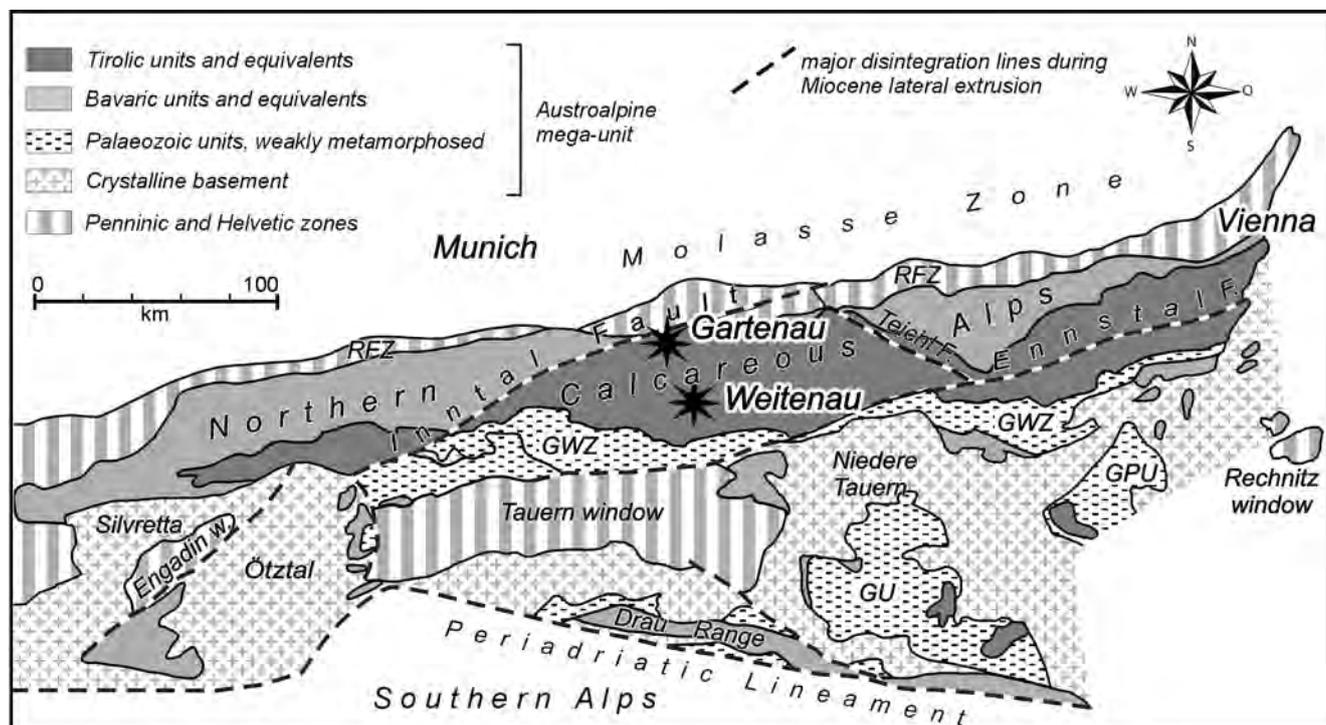
² OLIVER KRISCHE, HANS-JÜRGEN GAWLICK: Department for Applied Geosciences and Geophysics, Chair of Petroleum Geology, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben, Austria.

Introduction

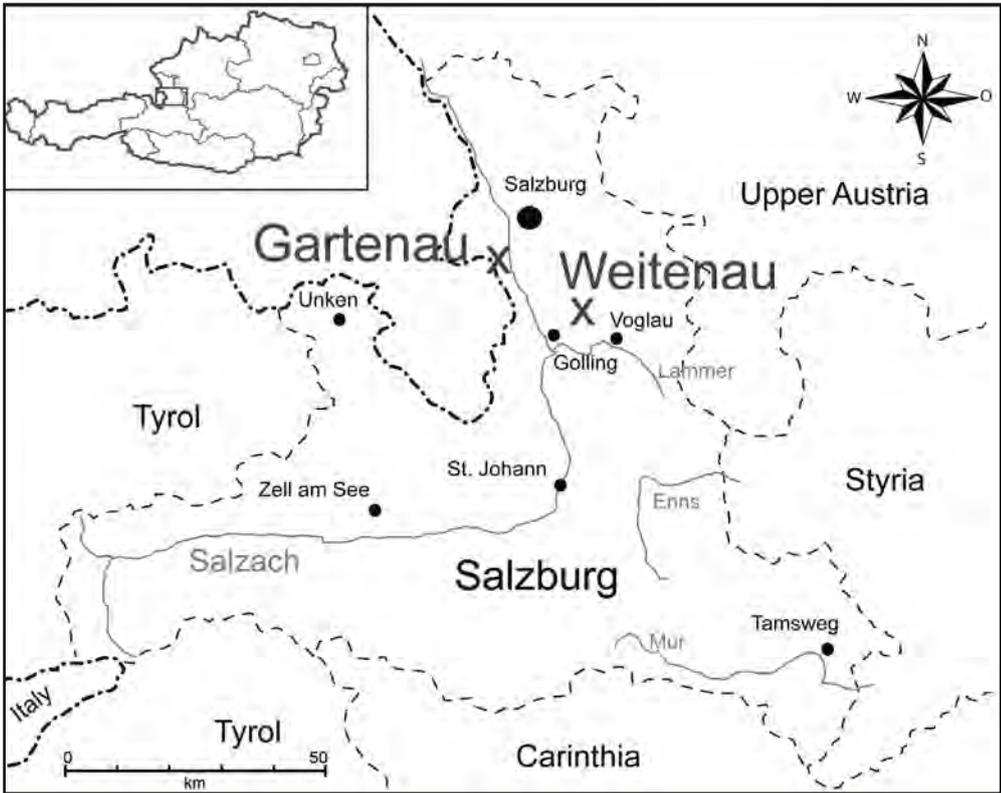
Early Cretaceous deep-water sediments (Schrambach, Lackbach and Rossfeld Formations and equivalents) form lithostratigraphic units of significant thickness in the different tectonic units of the Northern Calcareous Alps, i.e., the Bavaric and (Lower) Tirolic nappes (e.g., TOLLMANN, 1976, compare TOLLMANN, 1985) (Text-Fig. 1). As shown for Middle/Late Jurassic sediments, component analysis of turbidites and mass flows are the key for reconstructions of facies characteristics of provenance areas, the overall palaeogeographic configuration and tectonic regime (e.g., GAWLICK et al., 1999, 2009; MISSONI & GAWLICK, 2011). For the Early Cretaceous formations a detailed component analysis, especially of the carbonate clasts of the different turbidites or mass flows, is missing or is only fragmentary. E.g., in the eastern Northern Calcareous Alps components in allodapic limestone layers yield evidence for a Late Hauterivian (based on the proof of the *Euptychoceras* abundance Zone) siliciclastic-influenced shallow-water carbonate area in the southern part of the Northern Calcareous Alps (LUKENEDER & SCHLAGINTWEIT, 2005). From the time-interval between the growth of the Late Jurassic to Earliest Cretaceous Platten Carbonate Platform (up to Late Berriasian: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006) and the late Early Cretaceous shallow-water limestones (from Late Barremian onwards) as yet no records of shallow-water deposits in the Northern Calcareous Alps are known. A relationship between biotritus observed in the Rossfeld Formation and an "Urgonian-type" platform, assumed to be contemporaneous, was briefly discussed by SCHLAGINTWEIT (1991), but has not been investigated in detail.

In a lateral distribution of about 50 km, between the rivers Saalach and Traun, the marly Schrambach Formation (= "Neocomian Aptychi beds") grades into the thick silici-

clastic coarsening-upward sequence of the Rossfeld Formation for which a synorogenic deposition was assumed by FAUPL & TOLLMANN (1979). Generally, it is interpreted as "a clastic wedge in front of incoming thrust sheets" (e.g., FAUPL & TOLLMANN, 1979; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997a, b), "final flysch" (LEISS, 1992) or, in contrast, as "molasse" respectively foreland basin fill (GAWLICK et al., 2008; MISSONI & GAWLICK, 2011: Rossfeld Molasse). The section at the type-locality ascribed to the Upper Valanginian to Upper Hauterivian time interval, was subdivided into the Lower (= marl group, thin- and thick bedded sandstone group) and the coarse-grained clastic conglomeratic Upper Rossfeld Formation (FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Sediments of the Rossfeld Formation can be dated by means of benthic and planctonic foraminifera (FAUPL & TOLLMANN, 1979; FUCHS 1968; WEIDICH, 1990), ammonites (IMMEL, 1987; LUKENEDER, 2005), dinoflagellate cysts (BOOROVÁ et al., 1999) and in the basal parts also by calpionellids (e.g., LUKENEDER & REHÁKOVÁ, 2007). The youngest age obtained was Early Aptian by means of planktonic foraminifera (FUCHS, 1968: locality Grabenwald in the Weitenu area) (Text-Figs. 2, 4), later revised as Middle Aptian (*Leupoldina cabri* Zone) by WEIDICH (1990: locality Grabenwald). The first occurrence of *Leupoldina cabri* is ~ 124 MA just below the *selli* level to ~ 122 MA (e.g., VERGA & PREMOLI SILVA, 2002). In the stratigraphic table of Austria (PILLER et al., 2004), the Upper Rossfeld Formation is segregated as Grabenwald Subformation (= Grabenwald Beds of PLÖCHINGER, 1968: p. 83) (Text-Fig. 3) with an approximate range from ~120 to 124 MA, referring to the lowermost Bedoulian to lowermost Gargasian. Within the Aptian, the shallowing and filling of the remaining basinal area is documented by local remnants of coal and amber (PLÖCHINGER, 1968; WINKLER, 2004).



Text-Fig. 1. Main geotectonic elements in the Eastern Alps (modified after FRISCH & GAWLICK, 2003, based on TOLLMANN, 1985). Abbreviations: GU Gurktal Unit, GPU Graz Paleozoic Unit, GWZ Greywacke Zone, RFZ Rhenodanubian Flysch Zone.

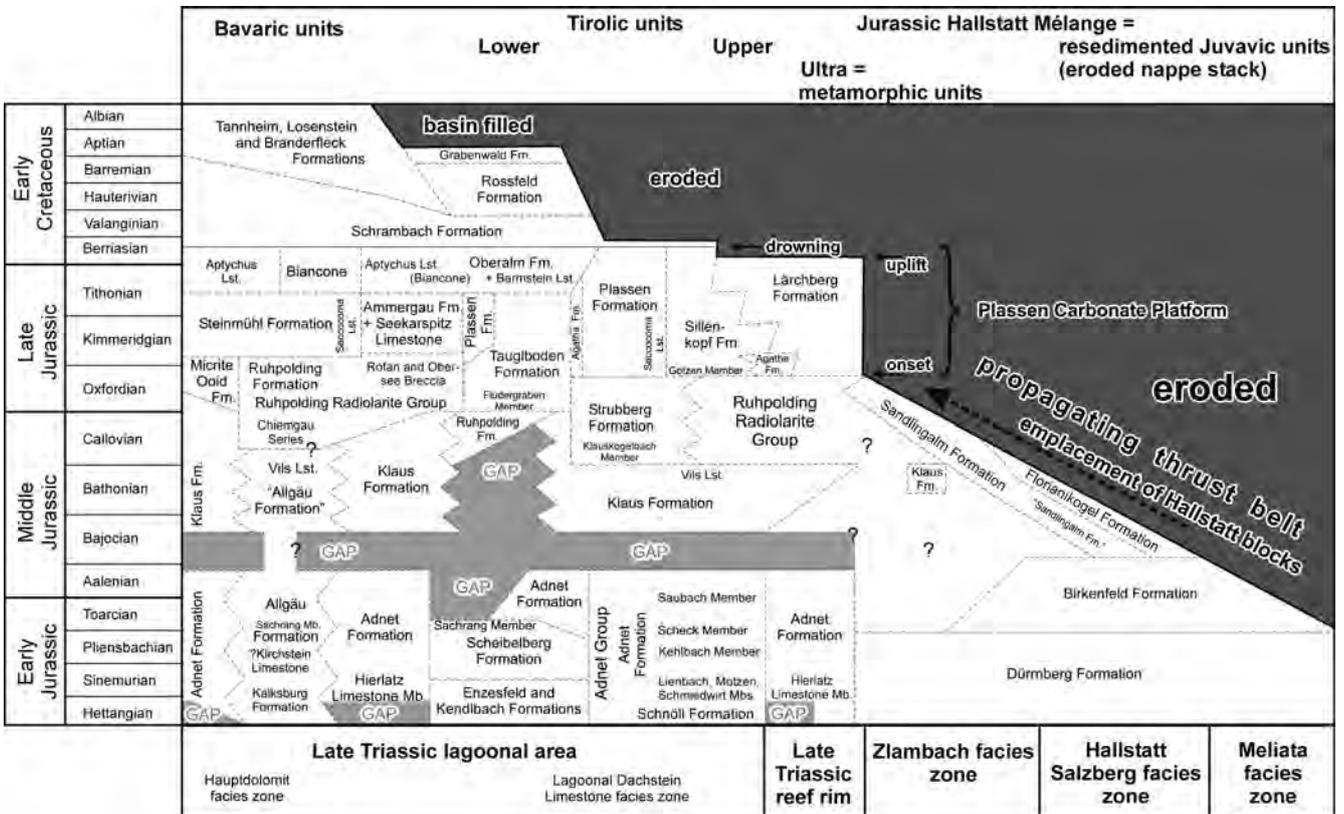


Text-Fig. 2. Geographic overview and indication of the investigated area. For details and location of the samples see Text-Figs. 4–5.

In the present paper resedimented orbitolinid foraminifera are described for the first time from the upper part of the Rossfeld Formation from the Weitenau area south of Salzburg.

Geological Setting

The Weitenau area is located between the township of Golling in the west and the village of Voglau in the east



Text-Fig. 3. Formation names, stratigraphy and main tectonic events of the Jurassic to Early Cretaceous period of the Northern Calcareous Alps (modified after GAWLICK et al., 2009; MISSONI & GAWLICK, 2011; compare PILLER et al., 2004).

(Text-Fig. 2, Text-Fig. 4): see geological map of Austria, sheet no. 94 Hallein (PLÖCHINGER, 1987). The low mountain range is commonly known as a typical Late Jurassic to Early Cretaceous Tirolic basin fill, i.e., Weitenau syncline (e.g., PLÖCHINGER, 1968, 1990; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997b; SCHORN & NEUBAUER, 2011). On the other hand it is known since BITTNER (1883, 1884) and revised by KRISCHE et al. (2011) that the Weitenau area is built up of independent blocks of different paleogeographic origin, which are separated by faults with different character. The orbitolinid-bearing samples from the Rossfeld Formation were taken from four different localities (Text-Fig. 4).

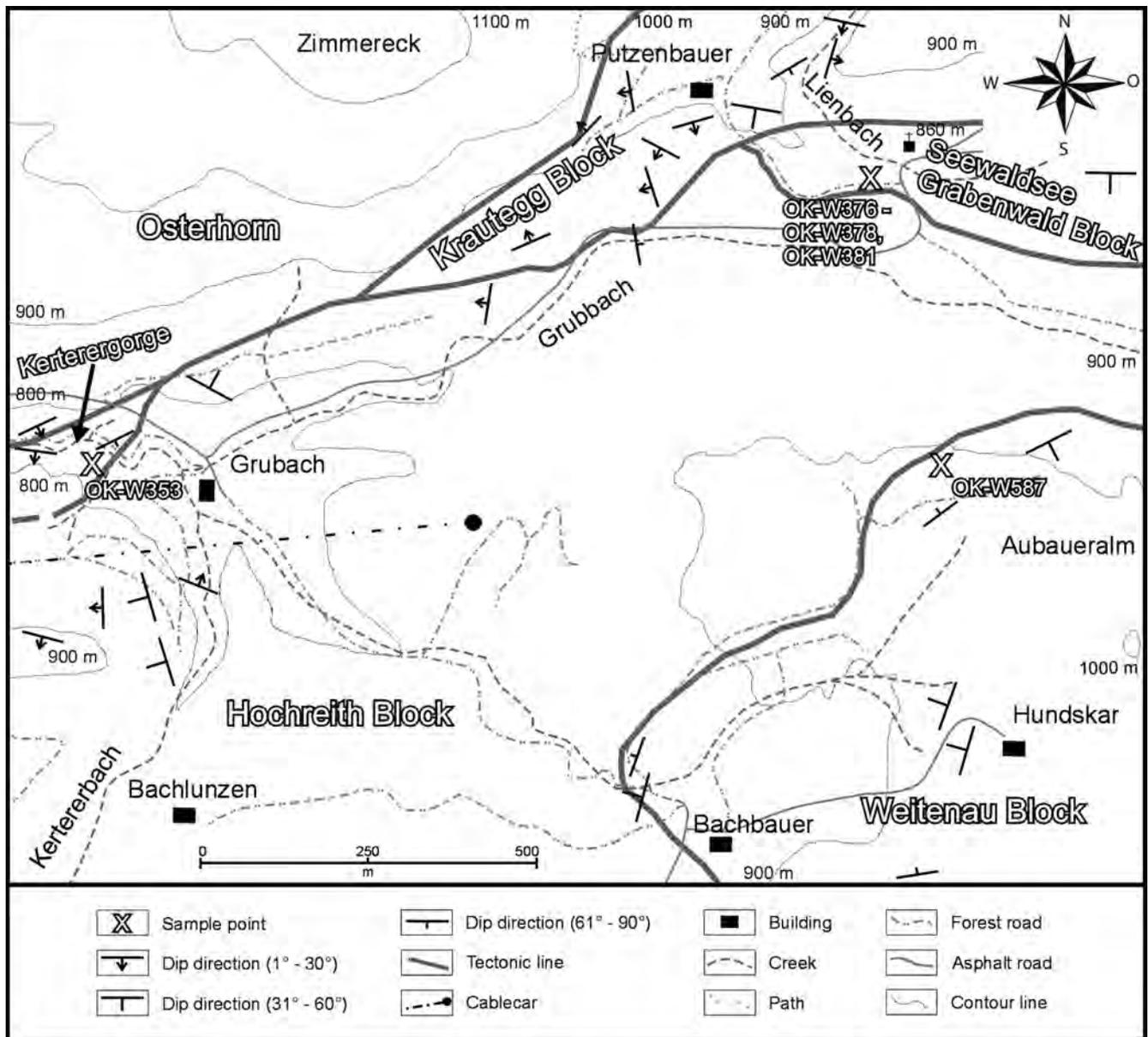
Grabenwald

The outcrop is located in the central part of the Weitenau area (Text-Fig. 4: samples OK-W376 to OK-W378, OK-W381; Seewaldsee Grabenwald Block), near the little Grabenwald chapel (860 m). In the Lienbach valley, turbiditic brownish marls with intercalated up to 40 cm thick silici-

clastic packstone beds are outcropping. Where the forest road to the cottage called Putzenbauer turns off from the Weitenau main road, the overlying orbitolinid-bearing lithoclastic arenites and rudites can be studied. They belong to the Grabenwald Subformation of the Rossfeld Formation. The siliciclastic fraction of the rudites and arenites consists of subangular quartz grains, quartzites, volcanites, reddish radiolarites, metasedimentary colourless cherty rocks and yellowish chertified clays.

Hundskar

Crinoidal-rich silty marls of the Rossfeld Formation are outcropping north of the Hundskar (Text-Fig. 4: sample OK-W587; Weitenau Block) at 940 m. Intercalated in the marl beds dense, grain-supported lithoclastic rudites with orbitolinids, together with subangular quartz grains, quartzites, metasedimentary colourless cherty rocks and yellowish chertified clays occur.



Text-Fig. 4. Detailed map of the study area in the "Weitenau syncline" with the location of the orbitolinid-bearing samples in the Rossfeld Formation.

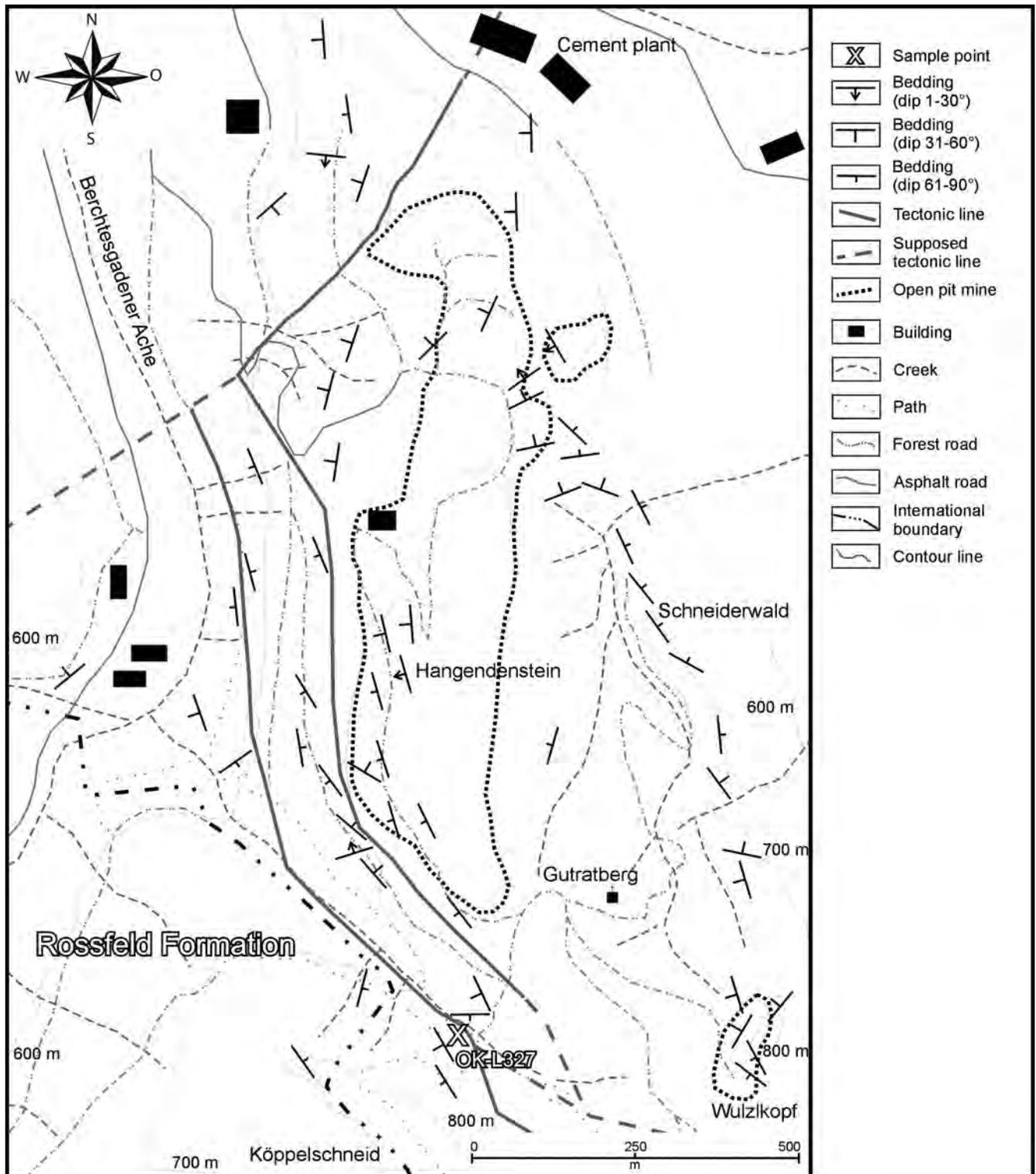
Kerterer gorge

Greenish silty, turbiditic marls build up the area of the eastern Kerterer gorge. Along the ridge southwest of the former mill at 940 m altitude (Text-Fig. 4: sample OK-W353; Kerterer gorge), quartz-rich, lithoclastic arenites with orbitolinids overlie the greenish marls. The siliciclastic fraction of the arenites is built up by subangular quartz grains, quartzites, volcanites and rounded, yellowish to orange chertified clays. These marls can be described as pack-

stones with radiolarians, sparitic and micritic lithoclasts, sponge spicula, heavy minerals, quartz and plant remnants.

Gartenau

The study area is located south of the village Gartenau (Text-Fig. 2) close to the border of Germany (compare temporary geological map of Austria, sheet no. 93 Bad Reichenhall (PAVLIK, 1998). From the Berchtesgadener



Text-Fig. 5. Overview from the area south of Gartenau with the sample location of the orbitolinid-bearing rocks.

Achen valley (Text-Fig. 5) up to the ridge of the Köppelschneid, the Rossfeld Formation is outcropping. At the base with coarse-grained conglomerates the sedimentary succession changes to cherty arenites and cherty marls. This part of the profile is dated by IMMEL (1987) with the ammonites *Oosterella kittli* (RICHARZ), *Crioceratites* (*Crioceratites*) *nolani* (KILIAN) and *Moutoniceras annulare* (D'ORBIGNY) as Late Hauterivian. Above follow quartz-rich arenites with heavy minerals, sparite and micrite clasts with intercalated cherty marls and limestones. The steep northeast dipping succession is cutted by a steep, southeast to northwest striking fault. Nearby the fault, southeast dipping, lithoclastic orbitolinid-bearing rudites, intercalated in the dark, cherty marls and cherty limestones mark the upper part of the Rossfeld Formation. The siliciclastic components of the rudite beds consist of subangular quartz grains, quartzites, volcanites and rounded, yellowish to orange chertified clays. The outcrop situation can be studied at 720 m altitude nearby the hiking path.

Micropaleontological Part

Following taxa of orbitolinids were observed: the conical *Montseciella arabica* (HENSON) and an unknown flattened form, that due to its co-occurrence with the former, most likely represents *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH).

Genus *Montseciella* CHERCHI & SCHROEDER, 1999

Montseciella arabica (HENSON, 1948)

(Pl. 1, Figs. d–f pars, Pl. 2, Figs. a–f, h–i)

*1948 *Dictyoconus arabicus* n. sp. – HENSON, p. 35, Pl. 1, Figs. 5–8, Pl. 14, Figs. 1–12.

1977 *Dictyoconus balkanicus* n. sp. – PEYBERNÈS & CUGNY, p. 73, Pl. 1, Figs. 1–7, Pl. 2, Figs. 1–7.

1979 *Paleodictyoconus arabicus* HENSON – SCHROEDER & CHERCHI, p. 575, Pl. 1, Figs. 3–7, Pl. 2, Figs. 1–2, 4–5.

1986 *Dictyoconus arabicus* HENSON – MANTEA & TOMESCU, Pl. 8, Figs. 1–4.

1987 *Dictyoconus arabicus* HENSON – LUPERTO SINNI & MASSE, p. 362, Pl. 38, Figs. 2, 5–6.

1990 *Dictyoconus arabicus* HENSON – SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT, Pl. 3, Figs. 1–2.

1991 *Dictyoconus arabicus* HENSON – SCHLAGINTWEIT, p. 37, Pl. 12, Figs. 10, 12–14.

1999 *Dictyoconus arabicus* HENSON – CHERCHI & SCHROEDER, p. 6, Pl. 2, Figs. 1–8, Text-Fig. 2.

2002 *Montseciella arabica* (HENSON) – SCHROEDER et al., p. 856, 858.

2010 *Montseciella arabica* (HENSON) – SCHROEDER et al., p. 53, Figs. 4a–3, Fig. 4b–1?, 2–7.

Remarks

Within the studied samples, either *Montseciella arabica* or gen. et sp. indet. (= ? *Palorbitolina lenticularis*) are present. *M. arabica* occurs in samples with reduced siliciclastic input whereas the other species is typically for the samples bearing abundant siliciclastic detritus that became incorporated in its chamber layers. In contrast hereto, the tests of *M. arabica* are visibly devoid of incorporated siliciclastic particles. *M. arabica* occurs in the allodapic Urganian-like limestones of the Thiersee syncline (HAGN, 1982; HARLOFF, 1989;

own observation) and the Langbath Zone (SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT, 1990).

Orbitolinid gen. et sp. indet.

(Pl. 1, Figs. b–c pars, Pl. 2, Figs. g, j–m)

Remarks

These forms show a low-conical to almost flat disc-shaped tests and often broken and marginally eroded (rounded periphery!). In none of the specimens the apical embryonic apparatus, important for generic and species identification is preserved, so that these must be treated in open nomenclature. Due to the co-occurrence with *Montseciella arabica* (HENSON) and the inferred stratigraphy (e.g., SCHROEDER et al., 2010), however, it is most likely that the tests belong to *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) a species widespread in the allochthonous Urganian limestones of the Northern Calcareous Alps (SCHLAGINTWEIT, 1991). Within the allodapic Urganian limestones of the Thiersee Syncline, *M. arabica* and *P. lenticularis* are co-occurring (HAGN, 1982; own observation).

Discussion

Orbitolinids are typical inhabitants of Early Cretaceous shallow-water platform carbonates (e.g., ARNAUD-VAN-NEAU, 1980: Urganian) or marly-siliciclastic deposits, e.g., “*Orbitolina* beds” of the Schratzen Limestone of Switzerland (LIENERT, 1965). In the Northern Calcareous Alps the Early Cretaceous strata comprise marly to sandy deeper-water successions, e.g., Schrambach Formation, Rossfeld Formation, whereas autochthonous shallow-water sediments are lacking (e.g., TOLLMANN, 1976). Since the 1980ies, resediments of Urganian-type shallow-water facies with orbitolinids, rudists, corals and calcareous algae have been reported within time-equivalent basin sediments (as allodapic limestones, olistolites) or as components in several formations of Late Cretaceous age, i.e., Branderfleck Formation and Lower Gosau Subgroup, and Cenozoic conglomerates (HAGN, 1982; WEIDICH, 1984; HARLOFF, 1989; SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT, 1990; SCHLAGINTWEIT, 1991). This former and today eroded Urganian-type sedimentation lasted from the Upper Barremian to the Albian. The most western record of this former platform carbonates are breccias with crystalline detritus, orbitolinids, corals, algae and other shallow-water bioclasts in the Lechtaler Kreideschiefer in the Lechtal Alps (HUCKRIEDE, 1958). Interestingly, these breccias were interpreted by LEISS (1992: p. 623) as synorogenic sediments stating that the “Rossfeld Beds and the Lechtal Shale exhibit a perfect harmony”. The shallow-water bioclasts of the Lechtal Shale, however, still lack a modern micropaleontological investigation. The most eastern occurrences of remnants of Urganian-type sediments are clasts within the basal conglomerates of the Lower Gosau Subgroup of Lillienfeld, Lower Austria (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990). This accounts for a lateral east-west extension of about 400 km where resediments of this Early Cretaceous shallow-water evolution can be traced in the northern units of the Northern Calcareous Alps.

Early Cretaceous shallow-water detritus was already reported from the Rossfeld Formation, i.e. from the more southern units of the Northern Calcareous Alps. Within the Upper Rossfeld Formation, coral bioclasts were observed by PLÖCHINGER (1968: p. 82). SCHLAGINTWEIT (1991) report-

ed the coralline alga *Archaeolithothamnium rude* LEMOINE and fragments of "*Bacinella-Lithocodium*" from the Rossfeld Formation (named Lackbach Formation in that area) of the Unken Syncline near the Salzburg-Tyrolian boundary west of the township Unken. As *A. rude* is common in the clasts of Urgonian limestones, its occurrence in the Rossfeld Formation documents influence from the former platform that was assumed in a position south of the depositional realm of the Rossfeld Formation, i.e. near the today's southern rim of the Northern Calcareous Alps. This connection is further substantiated by the findings of the orbitolinid foraminifera that were reported from allodapic Urgonian limestones of the Thiersee Syncline (HAGN, 1982; own observation) belonging to the Lower Tirolic unit resp. the Lowermost Tirolic unit (GAWLICK et al., 2009, 2011), or the Langbath Zone (SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT, 1990). Also the detrital chromium spinels occurring in the sediments of the Rossfeld Formation and those incorporated into the test of orbitolinids from allochthonous Urgonian limestone clasts show identical geochemical signatures (WAGREICH et al., 1995) and give further evidence for the southern source area (for details: POBER & FAUPL, 1988). We observed that in the orbitolinids of the Grabenwald succession no detrital chromium spinel occur as test-building material. Chromium spinel is together with garnet, zircon, feldspar and mica part of the detrital grain fraction of the underlying marly rocks (PLÖCHINGER, 1983: p. 32; PLÖCHINGER, 1990: p. 28; own data). This feature, however, is not rather common in orbitolinids from the allochthonous Urgonian limestones and seems to be restricted to the influencing areas

of distributary systems that crossed the former platform areas and brought this detritus from an emerged hinterland, i.e. the Neotethyan ophiolite nappe stack as known in the Dinarides and Albanides.

Conclusions

The finding of orbitolinids together with other shallow-water carbonate clasts and ophiolite detritus in the Late Barremian to Early Aptian Rossfeld Formation (Grabenwald Subformation: Text-Fig. 3) of the Northern Calcareous Alps proves the existence of a carbonate platform deposited on top of ophiolites. Such a scenario of the onset and evolution of an Early Aptian carbonate platform, rich in orbitolinids is known from the Mirdita Ophiolite Zone in Albania (e.g., GAWLICK et al., 2008; SCHLAGINTWEIT et al., 2012).

Montseciella arabica (HENSON) is stratigraphically restricted to the Upper Barremian to Lowermost Bedoulian, *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) to the Upper Barremian-Bedoulian (SCHROEDER et al., 2010). Thus, the resedimented orbitolinids can be taken as biostratigraphic marker fossils in the younger parts of the Rossfeld Formation assuming pencontemporaneous resedimentation of the isolated tests.

Therefore these findings fit perfectly in the reconstructed Middle Jurassic to Early Cretaceous geodynamic history of the southern Northern Calcareous Alps; i.e. the partial closure of the Neotethys Ocean with accompanied ophiolite obduction and the onset of different carbonate platforms on top of them, as known e.g. in Dinarides, Albanides and Hellenides.

Plate 1

Microfacies of the orbitolinid-bearing resediments from the Early Cretaceous Rossfeld Formation:

- Fig. a: Poorly sorted mixed carbonatic-siliciclastic resediment with dispersed bioclasts (here: a coral). Locality Grabenwald, sample OK W 381-1, width of photo: 1,4 cm.
- Fig. b: Mixed carbonatic-siliciclastic resediment with broken orbitolinid test (white rectangle on the right). Locality Grabenwald, sample OK W 377-2, width of photo: 1,4 cm.
- Fig. c: Mixed carbonatic-siliciclastic resediment with orbitolinid test. Locality Kerterer gorge, sample OK W 353-1, width of photo: 0,5 cm.
- Fig. d: Moderate sorted resediment with numerous tests of *Montseciella arabica* (HENSON) and sparitic matrix. Locality Gartenau, sample OK L 327-2, width of photo: 1,4 cm.
- Fig. e: Coarse-grained poorly sorted resediment with subangular to rounded quartz grains and bioclasts among *Montseciella arabica* (HENSON) (black rectangle). Locality Gartenau, sample OK 327-1, width of photo: 1,4 cm.
- Fig. f: Close-packed bio- and lithoclasts in a fine-siliciclastic micritic matrix. The arrow points to a corroded and partly silicified test of *Montseciella arabica* (HENSON). Locality Hundskar, sample OK W 587-1, width of photo: 0,5 cm.
-

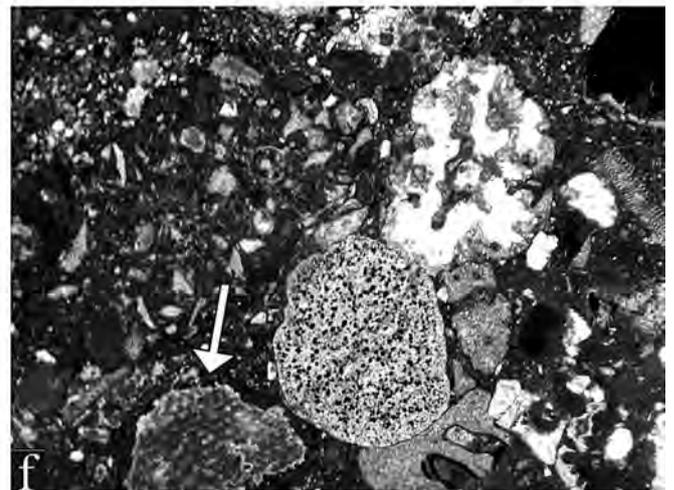
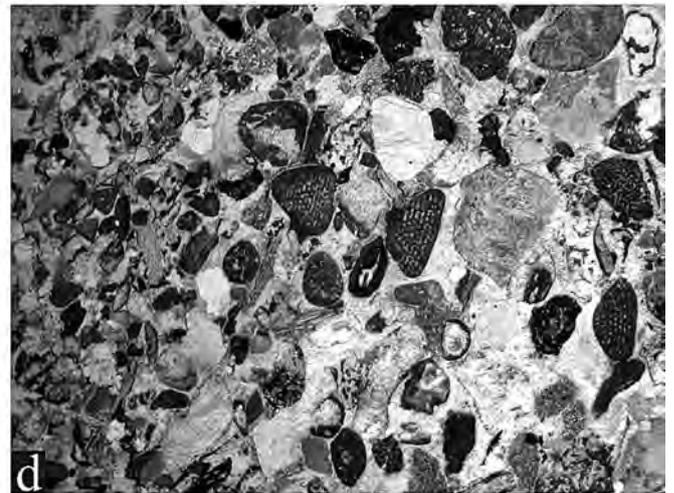
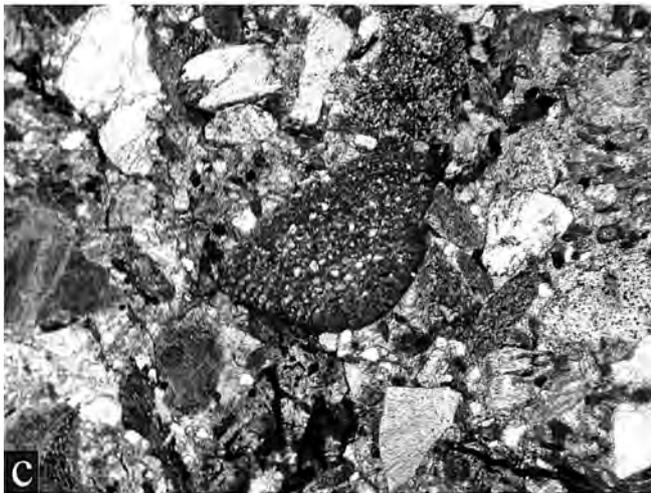
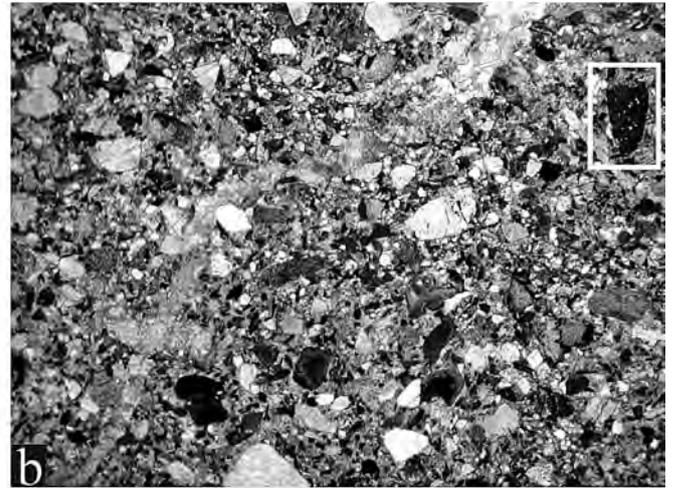


Plate 2

Orbitolinids from the Early Cretaceous Rossfeld Formation:

Figs. a–f and h–l show *Montseciella arabica* (HENSON); Figs. g and j–m show orbitolinid gen. et sp. indet. Scale bars: 1 mm.

Fig. a: Locality Gartenau, sample OK L 327-1.

Fig. b: Locality Gartenau, sample OK L 327-1.

Fig. c: Locality Gartenau, sample OK L 327-1.

Fig. d: Locality Gartenau, sample OK L 327-1.

Fig. e: Locality Hundskar, sample OK W 587-2.

Fig. f: Locality Gartenau, sample OK L 327-1.

Fig. g: Locality Grabenwald, sample OK W 378-3.

Fig. h: Locality Hundskar, sample OK W 587-1.

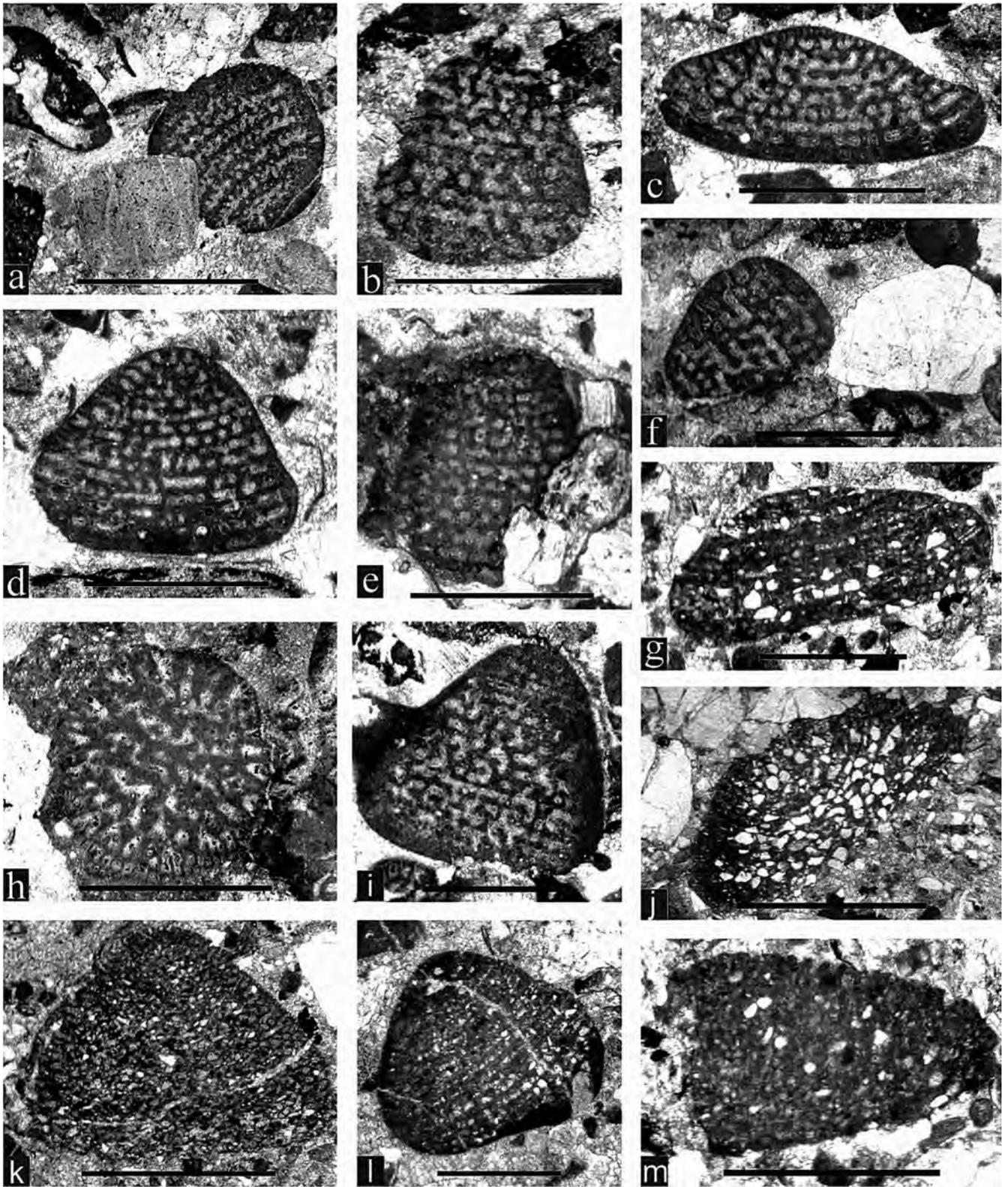
Fig. i: Locality Gartenau, sample OK L 327-2.

Fig. j: Locality Grabenwald, sample OK W 376-2.

Fig. k: Locality Grabenwald, sample OK L 376-1.

Fig. l: Locality Grabenwald, sample OK L 376-1.

Fig. m: Locality Grabenwald, sample OK L 377-2.



Acknowledgements

In the frame of the UZAG (University Centre of Applied Geosciences Styria) the work of Oliver Krische was financially supported. For their help with the microprobe analy-

sis Federica Zaccarini and Helmut Mühlhans (Department for Applied Geosciences and Geophysics, Chair of Mineralogy and Petrology) are gratefully acknowledged.

References

- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. – *Géol. Alpine Mém.*, **11/3**, 1–874, Grenoble.
- BITTNER, A. (1883): Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1883/12**, 200–204, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkalpen – das Gebiet der unteren Lammer. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1884/5**, 78–87, Wien.
- BOOROVÁ, D., LOBITZER, H., SKUPIEN, P. & VAŠÍČEK, Z. (1999): Biostratigraphy and facies of Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments (Oberalm-, Schrambach- and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, south of Salzburg. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 273–318, Wien.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1999): Late Barremian orbitolinid Foraminifera from northern Somalia. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **38/1**, 3–13, Modena.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Vienna.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundschau*, **68/1**, 93–120, Stuttgart.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the Central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **92**, 712–727, Berlin.
- FUCHS, W. (1968): Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 87–89, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Int. Journ. Earth Sci.*, **95/3**, 451–462, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rundsch.*, **87**, 644–657, Berlin/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSZYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **97/4**, 865–881, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**, 1–152, Wien.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., MISSONI, S. (2011): Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan-Brekzie des Rofan-/Sonnenwendgebirges: Implikationen zur Decken- und Neugliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Geologie des Achenseegebietes – Geologisches Kartenblatt 88 Achenkirch, Geologische Bundesanstalt*, 39–50, Wien.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **22**, 117–135, München.
- HARLOFF, J. (1989): Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **29**, 277–293, München.
- HENSON, F.R.S. (1948): Larger imperforate foraminifera of South-Western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandrop-sinidae. – *British Mus. (Nat. Hist.)*, 127 p., London.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unteres Cenoman). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1958**, 71–86, Wien.
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. – *Zitteliana*, **15**, 3–163, München.
- KRISCHE, O., KURZ, W. & GAWLICK, H.-J. (2011): Prägosauic Bloc Re-Arrangement as recorded from Late Jurassic to Early Cretaceous facies belts in the Central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). – 10th Alpine workshop “CorseAlp2011” Abstract Volume, p. 43., Saint-Florent.
- LEISS, O. (1992): Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal shale; Cretaceous) and geodynamics of the inner western NCA (Northern Calcareous Alps, Lechtal Alps). – *Geol. Rundschau*, **81/3**, 603–634, Stuttgart.
- LIENERT, O.G. (1965): *Stratigraphie der Drusbergsschichten und des Schratzenkalkes am Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden*. – Diss (PhD Thesis), ETH Zürich, 141 p., Zürich.
- LUKENEDER, A. (2005): Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian; Northern Calcareous Alps; Upper Austria). – *Austrian Journ. Earth Sci.*, **98**, 34–51, Wien.
- LUKENEDER, A. & SCHLAGINTWEIT, F. (2005): Hauterivian calciturbidites within the Schrambach Formation (Kaltenleutgeben section, Lunz Nappe, Northern Calcareous Alps, Lower Austria). – *Geol. Carpathica*, **56/6**, 483–491, Bratislava.
- LUKENEDER, A. & REHÁKOVÁ, D. (2007): Chronostratigraphic significance of an early Valanginian (Cretaceous) calpionellid association (Hochkogel section, Upper Austria, Northern Calcareous Alps). – *Geol. Quarterly*, **51/1**, 27–38, Warszawa.
- LUPERTO SINNI, E. & MASSE, J.-P. (1987): Données nouvelles sur la stratigraphie et la micropaléontologie des séries carbonatées de talus et de bassin du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). – *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **93/3**, 347–378, Milano.
- MANTEA, G. & TOMESCU, C. (1986): Geological structure of the central area of the Metaliferi mountains, Balsa-Ardeu-Cib Zone. – *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, **70–71/5**, 129–148, Bucharest.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. Journ. Earth Sci.*, **100**, 1605–1631, Berlin.
- PAVLIK, W. (1998): *Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 93 Bad Reichenhall: Stand 1998*. – *Geol. B.-A.*, Wien.

- PEYBERNÈS, B. & CUGNY, P. (1977): *Dictyoconus balkanicus* n. sp., Orbitolinidé nouveau identifié dans le Barrémo-Bédoulien à faciès urgonien du Prébalkan central (region de Lovéc-Tirnovó, Bulgarie). – Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, **113**/1–2, 69–79, Toulouse.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptium reichende Roßfeldschichten-Unterlage. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 80–86, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. – Sammlung Geologischer Führer, **73**, 1–144, Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – Geol. B.-A., Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **77**, 641–670, Stuttgart.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. – Münchner Geowiss. Abh., Abt. A, **20**, 1–120, München.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R., MISSONI, S. & HOXHA, L. (2012): Onset of an Aptian carbonate platform on top of a Middle-Late Jurassic radiolaritic-ophiolitic mélange in the Mirdita Zone of Albania. – Geologia Croatica, **65**/1, 29–40, Zagreb.
- SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Allodapische Urgonkalke (Oberbarreme-Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **133**/4, 635–651, Wien.
- SCHORN, A. & NEUBAUER, F. (2011): Emplacement of an evaporitic mélange nappe in central Northern Calcareous Alps: Evidence from the Moosegg Klippe (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **104**/2, 22–46, Wien.
- SCHROEDER, R. & CHERCHI, A. (1979): Upper Barremian-Lowermost Aptian orbitolinid foraminifers from the Grand Banks continental rise, northwestern Atlantic (DSDP Leg 43, Site 384). – In: TUCHOLKE, B.E., VOGT, P.R., MURDAMAA, I.O., ROTHE, P., HOUGHTON, R.L., GALEHOUSE, J.S., MCNULTY, C.L.JR, OKADA, H., KENDRICK, J.W., DEMARS, K.R., MCCAVE, I.N. & KANEPS, S. (Eds.): Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **43**, 575–583.
- SCHROEDER, R., CLAVEL, B., CHERCHI, A., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J. & DECROUEZ, D. (2002): Lignées phylétiques d'Orbitolinidés de l'intervalle Hauterivien supérieur – Aptien inférieur; leur importance stratigraphique. – Rev. Paléobiol., **21**/2, 853–863, Geneve.
- SCHROEDER, R., VAN BUCHEM, F.S.P., CHERCHI, A., BAGHBANI, D., VINCENT, B., IMMENHAUSER, A. & GRANIER, B. (2010): Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian – Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. – GeoArabia Spec. Pub., **4**, 49–96, Bahrain.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997a): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996**/3–4, 329–343, Stuttgart.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997b): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – Eclogae geol. Helvetiae, **90**, 303–323, Basel.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 710 pp, Wien (Franz Deuticke).
- VERGA, D. & PREMOLI SILVA, I. (2002): Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys: The genus *Leupoldina*. – Cret. Res., **23**, 189–212, London.
- WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvorlpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 147–167, Wien.
- WAGREICH, M., FAUPL, P. & SCHLAGINTWEIT, F. (1995): Heavy minerals from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria): further evidence for an intra-austroalpine suture zone. – Geol. Carpathica, **46**/4, 197–204, Bratislava.
- WEIDICH, K.F. (1984): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rundschau, **73**/2, 517–566, Stuttgart.
- WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**, 1–312, München.
- WINKLER, W. (2004): Eine mineralogische Besonderheit aus dem Lammertal, Salzburg, Österreich – fossile Harze aus der Unterkreide. – Gmundner Geostudien, **2**, 337–342, Gmunden.

Received: 19. March 2012, Accepted: 24. May 2012

Revision of the Jurassic Cephalopod Holotypes in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna

JÁN SCHLÖGL¹ & IRENE ZORN²

3 Text-Figures, 1 Table, 15 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 58 Gmunden
 Blatt 76 Wiener Neustadt
 Blatt 91 Sankt Johann in Tirol
 Blatt 94 Hallein
 Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut
 Blatt 96 Bad Ischl
 Blatt 100 Hieflau
 Blatt 122 Kitzbühel

Revision
 Jurassic
 Cephalopoda
 Holotypes
 Paleontological collection

Contents

Zusammenfassung	159
Abstract	159
Introduction	159
List of Holotypes	160
Acknowledgements	167
Plates	168
Index of Species Names	198
References	198

Revision der jurassischen Cephalopoden-Holotypen in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden 32 Cephalopoden-Holotypen des Jura aus der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien revidiert. Sie wurden von AMMON (1875), EMMRICH (1853), FURLANI (1910), GRIESBACH (1868), HAUER (1853, 1854, 1856), NEUMAYR (1870a, 1873), OPPEL (1862), PIA (1914), RAKÚS (1993, 1994, 1999a, b, c), SCHWEIGERT et al. (2000), TIETZE (1872), TRAUTH (1938) und WÄHNER (1882) erstbeschrieben. Die Exemplare wurden vermessen und abgebildet sowie der taxonomische Status überprüft.

Abstract

In the present paper 32 Jurassic cephalopod holotypes in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna are revised. They had been first described by AMMON (1875), EMMRICH (1853), FURLANI (1910), GRIESBACH (1868), HAUER (1853, 1854, 1856), NEUMAYR (1870a, 1873), OPPEL (1862), PIA (1914), RAKÚS (1993, 1994, 1999a, b, c), SCHWEIGERT et al. (2000), TIETZE (1872), TRAUTH (1938) and WÄHNER (1882). The specimens have been measured and figured and the taxonomic status has been verified.

Introduction

Between 1975 and 1986 various catalogues on type specimens in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna (GBA) have been published contributing to different groups of fossils and strata. They gave concise information on type specimens and figured specimens in form of similarly edited lists. In 2010 the tradition of catalogues has been continued in another form. Even, if they are not all done in the same

way, most of them are equal in concentrating on holotypes and giving additional information including modern taxonomic and stratigraphic classification of the specimens as well as illustrations. The present catalogue is the first dealing with the Jurassic focusing on cephalopod holotypes, of which 32 specimens are available. Almost all holotypes have been newly photographed for a modern presentation except for *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL, 1862) as BLOOS (1988) published it well illustrated.

1 JÁN SCHLÖGL: Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynska dolina, Pav. G, 842 15 Bratislava, Slovakia. schlogl@nic.fns.uniba.sk
 2 IRENE ZORN: Geological Survey of Austria, Department of Paleontology and Collections, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. irene.zorn@geologie.ac.at

New species of Jurassic cephalopods including aptychi based on single specimens (holotypes by monotypy) have been erected in chronological order by EMMRICH (1853), HAUER (1853, 1854, 1856), OPPEL (1862; see also BLOOS, 1988), GRIESBACH (1868), TIETZE (1872), AMMON (1875), NEUMAYR (1870a, 1873), WÄHNER (1882), FURLANI (1910), PIA (1914), TRAUTH (1938), RAKÚS (1993, 1994, 1999a, b, c) and SCHWEIGERT et al. (2000). The last two authors (RAKÚS, 1993, 1999a; SCHWEIGERT et al., 2000) also selected lectotypes like DONOVAN (1958), WESTERMANN (1964), GETTY (1973), COX (1988), SARTI (1990), BLOOS (1994) and DIETZE et al. (2001). Concise information on the lectotypes is given in Table 1.

Further new species based on syntypes have been published in many of the above mentioned publications and mainly within the monographs of NEUMAYR (1870b, 1871, 1879), GEYER (1886, 1893), VACEK (1886) and WÄHNER (1886, 1894), to a lesser extent by VADÁSZ (1908), HAAS (1913, 1915), KUDERNATSCH (1852), ROSENBERG (1909) and TRAUTH (1935) the material of which is also housed in the GBA. All of the material mentioned herein is also included in the so-called OeTyp-database (ÖAW, 2009), where besides type specimens also figured specimens and reference material can be searched for in Austrian paleontological collections.

coll. no.	species	lectotype designation	locality
1856/001/0004	<i>Epophioceras ultraspiratum costosa</i> (VADÁSZ, 1908)	GETTY (1973): 24	Enzesfeld, Austria
1856/001/0006/01	<i>Paltechioceras tardecrescens</i> (HAUER, 1856)	GETTY (1973): 21, Pl. 4, Figs. 2a–b	Adnet, Austria
1856/001/0010	<i>Echioceras deciduum</i> (HYATT, 1867)	DONOVAN (1958): 17	Adnet, Austria
1856/001/0014/01	<i>Paltechioceras hierlatzicum</i> (HAUER, 1856)	GETTY (1973): 11	Hierlatz, Austria
1856/001/0036	<i>Echioceras haueri</i> (BUCKMAN, 1914)	GETTY (1973): 13, Pl. 1, Fig. 11	Adnet, Austria
1870/004/0001	<i>Indosphinctes patina</i> (NEUMAYR, 1870)	COX (1988): 24, Pl. 6, Fig. 4, Pl. 7, Fig. 1	Brieltal, Gosau, Austria
1873/003/0065/01	<i>Presimoceras teres</i> (NEUMAYR, 1873)	SARTI (1990): 50, Fig. 9A	Csofranka, Romania
1879/003/0003	<i>Geyeroceras subcylindricum</i> (NEUMAYR, 1879)	RAKÚS (1993): 949, Pl. 3, Fig. 2	Zlambach, Austria
1879/003/0004/01	<i>Togaticeras togatum</i> (NEUMAYR, 1879)	RAKÚS (1993): 946, Pl. 3, Fig. 7	Zlambach, Austria
1879/003/0006/01	<i>Nevadaphyllites glaberrimus</i> (NEUMAYR, 1879)	RAKÚS (1993): 946, Pl. 1, Fig. 2	Zlambach, Austria
1886/002/0034/01	<i>Tmaegophioceras laevis</i> (GEYER, 1886)	GETTY (1973): 25	Hierlatz, Austria
1886/002/0045/01	<i>Angulaticeras angustisulcatum</i> (GEYER, 1886)	RAKÚS (1993): 350	Hierlatz, Austria
1886/005/0029/c	<i>Csernyeiceras subspidoides</i> (VACEK, 1886)	SCHWEIGERT et al. (2000): 3–5, Text-Fig. 1a	Cap San Vigilio, Italy
1886/005/0046/01	<i>Docidoceras longalvum</i> (VACEK, 1886)	WESTERMANN (1964): 48, Pl. 6, Figs. 1–2	Cap San Vigilio, Italy
1999/086/0002b	<i>Exomiloceras altum</i> (HAUER, 1856)	RAKÚS (1999a): 322, Text-Fig. 2, Pl. 1, Fig. 1	Adnet, Austria
1891/002/0002	<i>Arietites anastreptoptychus</i> (WÄHNER, 1891)	BLOOS (1994): 46, Pl. 4, Fig. 1, Text-Fig. 11a	Schreinbach, Adnet, Austria

Tab. 1.
Lectotypes of Jurassic cephalopods stored in the collections of the Geological Survey of Austria.

List of Holotypes

The holotypes are ordered alphabetically and chronologically, according to author and then year of publication. Within a publication it is ordered according their appearance in the original text. The index at the end of the paper helps finding species names.

AMMON, L. v., 1875: Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau.

Perisphinctes progeron AMMON, 1875 (Pl. 1, Figs. 1–4)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	133	46	39	49	1.18	36.8

Coll. No.: GBA 1875/004/0002.
Type: Holotype by monotypy.

Type level: Upper Jurassic, Early Kimmeridgian, Söldenau Formation.

Type locality: Söldenau, Lower Bavaria, Germany.

Type reference and figure: AMMON, L. v., 1875. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau, Theodor Ackermann Verlag München: p. 181, Pl. 1, Figs. 2a–b.

Remarks: The specimen is preserved as an internal cast of a phragmocone in yellowish micritic limestone, the body chamber is broken and lost. The suture line is visible but badly preserved. The specimen was refigured by GEYER (1961: p. 31, Pl. 7, Fig. 2) as *Lithacoceras (Progeronia) progeron*, and GRÖSCHKE (1985: p. 58, Text-Fig. 20b, Pl. 6, Fig. 4) as *Progeronia progeron*. It is the type species of the genus *Progeronia* (ARKELL, 1953: p. 38). Its stratigraphic range in Lower Bavaria is Weißjura γ (Early Kimmeridgian, GEYER, 1961; ARKELL, 1953), in Betic Cordillera it occurs in the *Platynota – Strombecki* Zones (OLÓRIZ, 1978).

Revised name: *Progeronia progeron* (AMMON, 1875).

***Perisphinctes suberinus* AMMON, 1875**

(Pl. 2, Figs. 1–2; Pl. 3, Figs. 1–2)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	189.5	57.5	42	68	1.37	35.9

Coll. No.: GBA 1875/004/0004.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Upper Jurassic, Early Kimmeridgian, Söldenau Formation.

Type locality: Söldenau near Ortenburg, Lower Bavaria, Germany.

Type reference and figure: AMMON, L. v., 1875. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau, Theodor Ackermann Verlag München: p. 183, Pl. 2, Figs. 1 a–c.

Remarks: An adult specimen preserved as an internal cast filled with yellowish micritic limestone. The suture line was figured by AMMON (1875: Pl. 2, Fig. 1c) and is in good accordance with the real specimen. This holotype was refigured by SCHNEID (1944: p. 38, Pl. 9, Fig. 1) as *Ataxioceras suberinum*, and by GEYER (1961: p. 62, Pl. 13, Fig. 1) and GRÖSCHKE (1985: p. 63, Text-Fig. 20a, Pl. 6, Fig. 1) as *Ataxioceras (Ataxioceras) suberinum*. Its stratigraphic range is Early Kimmeridgian, Weißjura γ 2 sensu GEYER (1961), equivalent to lower part of the *Hypselocyclum* Zone (sensu ATROPS, 1982).

Revised name: *Ataxioceras (Ataxioceras) suberinum* (AMMON, 1875).

EMMRICH, H., 1853: Jb. k. k. Geol. R.-A., 4/1

***Ammonites keindellii* EMMRICH, 1853**

(Pl. 4, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	52	20.5	17	18	1.21	34.6

Coll. No.: GBA 1853/003/0001.

Type: See remarks.

Type level: Lower Jurassic, “Jamesoni Schichten”.

Type locality: Gastetter Graben near Marquartstein, Bavaria, Germany.

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1856. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11, p. 53, Pl. 17, Figs. 8–9.

Remarks: The specimen is preserved as an internal cast in red marly limestone. EMMRICH (1853) did not figure the type specimen which would represent a holotype by monotypy. Later, HAUER (1856: p. 53, Pl. 17, Figs. 8–9) figured an ammonite under the name *Ammonites brevispina* SOWERBY which he considered to be the type specimen. HAUER stated that he received this specimen directly from H. EMMRICH. In the original description, EMMRICH specified, that the ultimate whorl bears 23 ribs and has a flat venter (in accordance with the original figure by HAUER), but the revised specimen has 27 ribs and the venter is arched. Moreover, EMMRICH mentioned that the fauna comes from “Fleckenmergel” from Gastetter Graben (“Amaltheenmergel” – “Graukalkfazies”), but the here revised specimen is an internal mold preserved in red limestone. The fact that the figuration by HAUER does not match with the “type” specimen was already observed by WIEDENMAYER (1980: p.

146) and BLAU (1998: p. 230). BLAU concluded, that it does not represent the type specimen of EMMRICH and labelled it as *Epideroceras* sp. 1. In conclusion, we agree with his opinion and we do not consider the specimen registered under the coll. no. GBA 1853/003/0001 to be the holotype of “*Ammonites*” *keindellii* EMMRICH, 1853, which is regarded to be lost. Nevertheless, as far as we can suppose from the original description, the specimen of EMMERICH most probably belongs to the genus *Epideroceras*.

Revised name: *Epideroceras* sp.

FURLANI, M., 1910: Jb. k. k. Geol. R.-A., 60/1

***Virgatosphinctes pseudoulmensis* FURLANI, 1910**

(Pl. 4, Fig. 4)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	~80	~26	-	~32	-	~40

Coll. No.: GBA 1910/001/0001.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Jurassic, Lemeš Facies.

Type locality: Mt. Lemeš, Middle Dalmatia, Croatia.

Type reference and figure: FURLANI, M., 1910. Jb. k. k. Geol. R.-A., 60/1: p. 74, Pl. 3, Fig. 1.

Remarks: Flattened external cast in yellowish marly limestone. The suture line is partly visible only near the beginning of the body chamber and is badly preserved. It belongs to the subgenus *Subplanitoides*, which is a microconch of *Usseliceras*. The specimen comes from the “Fleckenkalk”, which is of Late Kimmeridgian to Early Tithonian age. Rarely quoted species (see CECCA, 1990: p. 45).

Revised name: *Usseliceras (Subplanitoides) pseudoulmensis* (FURLANI, 1910).

***Oppelia dinarica* FURLANI, 1910**

(Pl. 4, Figs. 5–8)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
complete specimen	122	67	-	14	-	11.5
half (as figured by FURLANI)	117	62.5	-	11	-	9.4

Coll. No.: GBA 1910/001/0022.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Jurassic, Kimmeridgian, Lemeš Facies.

Type locality: Mt. Lemeš, Middle Dalmatia, Croatia.

Type reference and figure: FURLANI, M., 1910. Jb. k. k. Geol. R.-A., 60/1: p. 81, Pl. 4.

Remarks: Flattened external cast in yellowish marly limestone with shell accumulation of bivalve *Aulacomyella problematica* (FURLANI, 1910; see Pl. 4, Fig. 5). Lost part of the figured fragmented specimen was found in the collection (labelled as *Oppelia* sp. group of *Opp. flexuosa*) and the complete specimen is figured here for the first time. Based on the original description, it comes from the thin bedded limestone with cherts and it is associated with an Early to Late Kimmeridgian fauna.

Revised name: *Taramelliceras dinaricus* (FURLANI, 1910).

GRIESBACH, K., 1868: Jb. k. k. Geol. R.-A., 18/1

Ammonites vindobonensis GRIESBACH, 1868

(Pl. 5, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	127	31	30	67	1.03	52.8

Coll. No.: GBA 1868/003/0001.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Middle Jurassic, Early Bajocian.

Type locality: Ober St. Veit near the so-called “Abdecker” (renderer), Vienna, Austria.

Type reference and figure: GRIESBACH, K., 1868. Jb. k. k. Geol. R.-A., 18/1: p. 126, Pl. 4.

Remarks: Internal cast in grey micritic limestone. The specimen is adult as inferred from the crowding of the last sutures. Never cited species, coming from the Early Bajocian *Humphriesianum* Zone.

Revised name: *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) *vindobonensis* (GRIESBACH, 1868).

HAUER, F. v., 1854: Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 13/2

Ammonites janus HAUER, 1854

(Pl. 5, Figs. 4–7)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	25	10.5	8	6.8	1.31	27.2

Coll. No.: GBA 1854/001/0003.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, Sinemurian, Hierlatz Limestone.

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

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1854. Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 13: p. 408, Pl. 1, Figs. 7–10.

Remarks: The specimen was refigured by GEYER (1886: p. 239, Pl. 2, Fig. 23) as *Oxynticeras janus* (HAUER). It is the type specimen, but represents a teratologic individual with extensively deformed ornamentation. The “keel-like” periventral structure is serrated, and reminiscent of some Upper Pliensbachian *Amaltheus*, but this character is completely unknown among Sinemurian ammonites. This character is also reflected by one of the old labels accompanying the specimen, proposing its attribution to the genus *Amaltheus* (*Amaltheus janus*). It is highly probable that the “keel” is just a “keel-shaped” cicatrice after some extensive injury of the ammonite mantle. Normal ornamentation could be visible on the inner whorls of the specimen, before being injured, but this is impossible to prove without its partial destruction. The suture line is almost symmetrical with only minor differences between the whorl sides. HAUER’s figure of the suture line (1854: Pl. 1, Fig. 10) was drawn from the “smooth” side of the whorl. If possible, this kind of material should be avoided from the taxonomical use on the level of type material. We consider the holotype as very poor and virtually useless.

Revised name: ?*Oxynticeras* sp.

HAUER, F. v., 1856: Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11

Ammonites tirolensis HAUER, 1856

(Pl. 6, Figs. 6–7)

Coll. No.: GBA 1856/001/0024.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, Toarcian.

Type locality: Waidring bei Kössen, Tyrol, Austria.

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1856. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11: p. 41, Pl. 7, Figs. 1–3.

Remarks: The original illustrations differ from the reality in several aspects. The specimen is not as complete and nicely preserved as one could suppose from HAUER’s drawings; in fact, it is an internal cast, representing fragmented phragmocone without body chamber. The whorl section also differs from the original figure of HAUER (1856: Pl. 7, Fig. 2), it is not quadrangular, but trapezoidal. Its quadrangular section was used by previous authors as one of the principal characters distinguishing it from *Phymatoceras robustum* HYATT, 1867, which is morphologically very close (e.g., GÉCZY, 1966). Their morphological resemblance is underlined by the fact, that the specimen, initially determined as *Ph. tirolense* by DUMORTIER (1874: Pl. 24), served for the type specimen of *Ph. robustum*. But there are differences in the ornamentation. The tubercles are less pronounced and they fade out much earlier in *Ph. tirolense* than in *Ph. robustum* (e.g., see RULLEAU, 2006, for the refiguration of the type specimen of *Ph. robustum*). However, to note the juvenile and subadult specimens of these two species are very difficult to separate. The suture line was well figured by the original author (HAUER, 1856: Pl. 7, Fig. 3).

The genus *Phymatoceras* is restricted to the Middle Toarcian *Bifrons* – *Variabilis* Zones (e.g., DONOVAN et al., 1981).

Revised name: *Phymatoceras tirolensis* (HAUER, 1856).

Ammonites petersi HAUER, 1856

(Pl. 7, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	~124	49.5	~49	47.5	~1.01	~38.3

Coll. No.: GBA 1856/001/0063.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic.

Type locality: Kammerkaralpe, Tyrol, Austria.

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1856. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11: p. 65, Pl. 21, Figs. 1–3.

Remarks: Internal cast in red micritic limestone with one side completely corroded. Type species of the genus *Ectocentrites* CANAVARI (1888). The collection contains a large specimen resembling the specimen figured by HAUER (1856: Pl. 21, Figs. 1–2), but more fragmented, and a part of a body chamber, which belongs without doubts to the same taxon, possibly also to the same specimen. A part of the cast was smoothed to see the suture line, which was first figured by the original author (HAUER, 1856: Pl. 21, Fig. 3), correctly redrawn and refigured by WÄHNER (1898: p. 156, Pl. 20 [= 62], Fig. 5). Its stratigraphic range is Middle – Late Hettangian (see BÖHM et al., 1999: p. 186).

Revised name: *Ectocentrites petersi* (HAUER, 1856).

***Ammonites grohmanni* HAUER, 1856**

(Pl. 8, Figs. 1–4)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	128	47	55	42.5	0.85	33.2

Coll. No.: GBA 1856/001/0064.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic.

Type locality: Breitenberg southwest of St. Wolfgang, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1856. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11, p. 65, Pl. 23, Figs. 1–3.

Remarks: The specimen is preserved as slightly corroded internal cast in red marly limestone. The suture line is well figured by the original author (HAUER, 1856: Pl. 23, Fig. 3). The last quarter of the last preserved whorl was artificially smoothed, which caused simplification of the suture line in this part. RULLEAU (1998) discussed the taxonomic position of the species, pointing to similarities between some internal molds of *Lytoceras cornucopiae* (YOUNG & BIRD, 1822) and the revised species. Material described by POMPECKJ (1896) from the Swabian Jurassic originates from the Pliensbachian deposits. The type specimen of HAUER comes from red limestones. In the Breitenberg Quarry these limestones are Sinemurian and Pliensbachian, maybe even Toarcian in age (BÖHM, 1992: p. 132; MEISTER & BÖHM, 1993: p. 169). One of the old labels accompanying the specimen precises its position to be Middle Liassic, “*Davoei* Schichten” (late Early Pliensbachian).

Revised name: *Lytoceras grohmanni* (HAUER, 1856).

***Nautilus sturi* HAUER, 1853**

(Pl. 6, Figs. 1–5)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	64	34	40	11	0.85	17.2

Coll. No.: GBA 1856/001/0068.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, “*Angulatus* Schichten”.

Type locality: Enzesfeld, Lower Austria, Austria.

Type reference and figure: HAUER, F. v., 1856. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., 11: p. 68, Pl. 24, Figs. 6–7.

Remarks: Recrystallized shell is partly preserved, showing presence of thin longitudinal striae on the ventral and ventro-lateral parts and thin radial striae on the flanks. The species was first mentioned by HAUER in 1853 (p. 736), but the figuration of the type specimen came from his later work (HAUER, 1856). The original figure of the type specimen is idealized, the real specimen is more heavily corroded on the ventral area, and the recrystallized shell is not preserved to the extent shown by the author.

Revised name: *Cenoceras sturi* (HAUER, 1853).

NEUMAYR, M., 1870a: Jb. k. k. Geol. R.-A., 20/2

***Nautilus mojsisovicsi* NEUMAYR, 1870a**

(Pl. 7, Figs. 4–6)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	57	~30	~37.5	~12	~0.8	~21

Coll. No.: GBA 1870/004/0004.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Jurassic, “Macrocephalen Schichten”.

Type locality: Briental near Gosau, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: NEUMAYR, M., 1870a. Jb. k. k. Geol. R.-A., 20/2: p. 151, Tab. 7, Fig. 1.

Remarks: The specimen still bears recrystallized shell, internal whorls are filled with red micritic limestone. The figuration of the type specimen by NEUMAYR is slightly idealized. In fact, the ventro-lateral edge is pronounced and relatively sharp (the feature is not shown on the original drawing, Pl. 7, Fig. 1b), and the ornamentation on the venter consists of adapically oriented V shaped ribs with higher angle than on the drawing. Moreover, the umbilicus is narrower than on the original figure. The taxon was assigned to the genus *Cymatonautilus* by TINTANT (1969: p. 77, Pl. A, Figs. 2 a–b), who, based on associated ammonites, precised its stratigraphic age to the latest Early Callovian.

Revised name: *Cymatonautilus mojsisovicsi* (NEUMAYR, 1870a).

NEUMAYR, M., 1873: Abh. k. k. Geol. R.-A., 5/6

***Haploceras jungens* NEUMAYR, 1873**

(Pl. 9, Figs. 1–4)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	31.5	11	7.5	12	1.47	38.1

Coll. No.: GBA 1873/003/0020.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Upper Jurassic, “*Acanthicus* Schichten”.

Type locality: Zlambach near St. Agatha, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: NEUMAYR, M., 1873. Abh. k. k. Geol. R.-A., 5/6: p. 162, Tab. 31, Fig. 7.

Remarks: Internal cast in greenish limestone. The suture line is poorly and only partially visible. The figure by NEUMAYR corresponds well to the revised specimen, labelled as holotype, however, it is more damaged than on the figure, which was probably caused by later manipulation with the material.

Revised name: *Glochiceras (Lingulaticeras) jungens* (NEUMAYR, 1873).

***Perisphinctes cimbricus* NEUMAYR, 1873**

(Pl. 9, Figs. 5–8)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	66	18.5	20.5	34	0.9	52

Coll. No.: GBA 1873/003/0047.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Upper Jurassic, “*Acanthicus* Schichten”.

Type locality: Campo Rovere, Sette Comuni, Italy.

Type reference and figure: NEUMAYR, M., 1873. Abh. k. k. Geol. R.-A., 5/6: p. 179, Pl. 39, Fig. 2.

Remarks: Internal cast in pinkish micritic limestone. The suture line is badly visible. The stratigraphic range of the species is Late Kimmeridgian *Cavouri* – *Beckeri* Zones (OLÓRIZ et al., 1999; SARTI, 1985; CARACUEL & OLÓRIZ, 1999). It was assigned to the genus *Biplisphinctes* by OLÓRIZ (1978: p. 440).

Revised name: *Biplisphinctes cimbricus* (NEUMAYR, 1873).

OPPEL, A., 1862: Paläont. Mitt. Mus. k. bayer. Staates, 3

***Ammonites marmoreus* OPPEL, 1862**

Coll. No.: GBA 1856/001/0034.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, Hettangian.

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: OPPEL, A., 1862. Paläont. Mitt. Mus. k. bayer. Staates, 3: p. 130.

Remarks: The specimen is completely corroded from one side and filled with red micritic limestone. It shows preserved calcified shell, which was partly removed and smoothed in the past to see the suture line. It is figured in HAUER (1856: p. 49, Pl. 14, Figs. 1–3) under the name *Ammonites charmassei* D'ORBIGNY and in BLOOS (1988: p. 6, Pl. 1, Figs. 1–3, Text-Fig. 3a) as *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL). BLOOS (1988) was the first who accepted this specimen being the holotype, because OPPEL (1862: p. 130) refers in his footnote to HAUER'S plate 14 (Figs. 1–3).

Revised name: *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL, 1862).

PIA, J. v., 1914: Abh. k. k. Geol. R.-A., 23/1

***Oxynoticeras virgatum* PIA, 1914**

(Pl. 11, Figs. 1–3; Pl. 12, Fig. 1)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
complete specimen	176	86	~36	38	~2.39	21.6
end of phragmocone	156	74	36	35	2.06	22.4

Coll. No.: GBA 1914/002/0003.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, "Oxynotus Schichten".

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: PIA, J. v., 1914. Abh. k. k. Geol. R.-A., 23/1: p. 10, 33, Pl. 4, Fig. 4, Pl. 6, Fig. 4, Pl. 8, Fig. 2.

Remarks: Internal cast in red marly limestone. Relatively open umbilicus, blunt keel on the internal cast and slightly flexuous ribbing with some of the ribs bifurcated above the middle of the flanks are reminiscent of the genus *Gleviceras*. However, its general resemblance with some schlotheimids is to note (*Angulaticeras*). The suture line was well figured by the original author (PIA, 1914: Pl. 8, Fig. 2).

Revised name: *Gleviceras virgatum* (PIA, 1914).

***Oxynoticeras simillimum* PIA, 1914**

(Pl. 9, Figs. 12–14)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	114	68.5	~27	-	~2.54	-

Coll. No.: GBA 1914/002/0008.

Type level: Lower Jurassic, "Oxynotus Schichten".

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: PIA, J. v., 1914. Abh. k. k. Geol. R.-A., 23/1: p. 16, 63, Pl. 3, Fig. 2, Pl. 7, Fig. 9, Pl. 10, Fig. 1.

Remarks: Internal cast in red marly limestone. Due to extensive corrosion the specimen lacks the majority of diagnostic features and was probably never used in ammonite literature. It has an extremely involute coiling with almost occluded umbilicus and a blunt keel. The external half of the flanks on the less corroded side of the figured speci-

men seems to be smooth or almost smooth; there are only signs of two or three ribs near the umbilical margin. This could indicate its attribution to the genus *Radstockiceras* or *Oxynoticeras*. The suture line was well figured by the original author (PIA, 1914: Pl. 10, Fig. 1).

Revised name: ?*Radstockiceras* sp.

***Oxynoticeras parvulum* PIA, 1914**

(Pl. 9, Figs. 9–11)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	57.5	~33.5	~14	3.5	~2.39	6.1

Coll. No.: GBA 1914/002/0009.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, "Oxynotus Schichten".

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: PIA, J. v., 1914. Abh. k. k. Geol. R.-A., 23/1: p. 16, 68, Pl. 5, Fig. 1, Pl. 7, Fig. 17, Pl. 12, Fig. 18.

Remarks: Internal cast in red marly limestone. The morphology of the specimen with involute coiling, very small umbilicus and sharp keel is reminiscent of the genus *Radstockiceras*. On the other hand, the ornamentation consists of relatively sparsely spaced radiate ribs, which are ad-orally curved near the ventro-lateral margin, and is characteristic of the genus *Gleviceras*. The suture line was figured correctly by the original author (PIA, 1914: Pl. 12, Fig. 18).

Revised name: *Gleviceras parvulum* (PIA, 1914).

***Paroxynoticeras subundulatum* PIA, 1914**

(Pl. 10, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	170	71.5	~34	42	~2.1	24.7

Coll. No.: GBA 1914/002/0014.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, "Oxynotus Schichten".

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: PIA, J. v., 1914. Abh. k. k. Geol. R.-A., 23/1: p. 21, 76, Pl. 5, Fig. 2, Pl. 13, Fig. 7.

Remarks: Internal cast in grey marly limestone. The suture line was figured correctly by the original author (PIA, 1914: Pl. 13, Fig. 7). GUÉX et al. (2008: p. 77) and RAKÚS (1994) noted that it is almost inseparable from *Paroxynoticeras undulatum* (PIA, 1914), except for the suture line with a clearly smaller external lobe (E), and the first and second lateral saddle (S1, S2) which are not pyramidal and almost of the same height.

Revised name: *Paroxynoticeras subundulatum* PIA, 1914.

RAKÚS, M., 1993: Jb. Geol. B.-A., 136/4

***Fergusonites neumayri* RAKÚS, 1993**

(Pl. 12, Figs. 2–3)

Coll. No.: GBA 1879/003/0005.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Early Hettangian.

Type locality: Zlambach near St. Agatha, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1993. Jb. Geol. B.-A., 136/4: p. 944, Pl. 3, Fig. 5.

Remarks: The specimen was first figured by NEUMAYR (1879: Pl. 1, Fig. 18) as *Phylloceras* nov. form cf. *partschi* ŠTÚR.

RAKÚS (1993: p. 945) precised its stratigraphic age as Early Hettangian *Planorbis* Zone.

Revised name: *Fergusonites neumayri* RAKÚS, 1993.

RAKÚS, M., 1994: Palaeopelagos Spec. Publ., 1

***Juraphyllites planispiroides* RAKÚS, 1994**

(Pl. 12, Figs. 4–6)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	21.2	9.5	5	4.2	1.9	19.8

Coll. No.: GBA 1886/002/0014.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Late Sinemurian, Hierlatz Limestone.

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

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1994. *Palaeopelagos Spec. Publ.*, 1: p. 301, Pl. 1, Fig. 5.

Remarks: Internal cast with the beginning of the body chamber. Phragmocone filled with sparitic cement. The specimen was first figured by GEYER (1886: Pl. 2, Fig. 3) as *Rhacophyllites* cf. *planispira* (REYNÉS). RAKÚS (1994: p. 301) labelled the type specimen as lectotype, but its correct status is holotype. According this author, although very similar to *J. planispira*, *J. planispiroides* differs from it in its suture line (S_1) and stratigraphic position, which is restricted to *Oxynotum* and *Raricostatum* Zones. The suture line figured by RAKÚS (1994: Fig. 5) does not belong to the type specimen although it is very similar to it and can be considered as typical.

Revised name: *Juraphyllites planispiroides* RAKÚS, 1994.

RAKÚS, M., 1999a: Abh. Geol. B.-A., 56/2

***Harpophylloceras cristatum* RAKÚS, 1999a**

(Text-Fig. 1; Pl. 12, Figs. 7–9)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	45.5	19.5	12.5	12	1.56	26.4

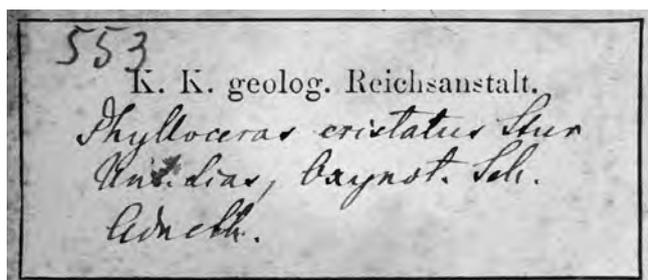
Coll. No.: GBA 1999/086/0001.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Late Sinemurian.

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999a. *Abh. Geol. B.-A.*, 56/2: p. 320, Text-Fig. 1, Pl. 3, Fig. 2–3.



Text-Fig. 1. Original label of “*Phylloceras cristatus* ŠTÚR” (holotype of *Harpophylloceras cristatum* RAKÚS, 1999a), handwriting of Dionýz Štúr.

Remarks: Internal cast in red micritic limestone. RAKÚS assigned the authorship of this and two other species from the same paper (*Bouhamidoceras adnethicum*, *Polymorphites mutants*) to the former director of the “Geologische Reichsanstalt”, Dionýz Štúr, however, these were never published by him. Štúr is considered here as the author of the original labels of the revised specimen (Text-Fig. 1), but the authorship of the species has to be assigned to RAKÚS (1999a). The suture line was figured correctly by this author. RAKÚS also precised the stratigraphic position of *Harpophylloceras cristatum* as *Oxynotum* Zone.

Revised name: *Harpophylloceras cristatum* RAKÚS, 1999a.

***Bouhamidoceras adnethicum* RAKÚS, 1999a**

(Pl. 13, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	113	53.5	~21	14.5	~2.55	12.8

Coll. No.: GBA 1999/086/0006b.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Late Sinemurian.

Type locality: Adnet, Steinbruch Langmoos, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999a. *Abh. Geol. B.-A.*, 56/2: p. 324, Text-Fig. 7, Pl. 2, Fig. 4.

Remarks: Internal cast of phragmocone without body chamber in red micritic limestone. The suture line is partly corroded, but figured correctly by the author (RAKÚS, 1999a: Text-Fig. 7). RAKÚS assigned the authorship of this species to the former director of “Geologische Reichsanstalt” Dionýz Štúr, however, it was never published by him. Štúr is considered here as the author of the original label (actually lost) of the revised specimen, but the authorship of the new species has to be assigned to RAKÚS (1999a). He used the status of lectotype for the here revised specimen. As he is the author of the new species, and the type specimen was chosen by him, its status has to be a holotype. RAKÚS (1999a) precised its stratigraphic position as *Oxynotum* Zone.

Revised name: *Bouhamidoceras adnethicum* RAKÚS, 1999a.

?*Bouhamidoceras sturi* RAKÚS, 1999a

(Pl. 13, Figs. 4–6)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	103	54	20	9.5	2.7	9.2

Coll. No.: GBA 1999/086/0007.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, “Arieten Schichten”.

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999a. *Abh. Geol. B.-A.*, 56/2: p. 324, Text-Fig. 8, Pl. 2, Fig. 1.

Remarks: Internal cast of phragmocone without body chamber in red micritic limestone. To note, the no. 407 cited by RAKÚS (1999a: p. 324) is not an old inventory number, but a Štúr-collection number. RAKÚS (1999a) noted that the stratigraphic position of the specimen is unclear, probably Early Sinemurian or early Late Sinemurian (?).

Revised name: ?*Bouhamidoceras sturi* RAKÚS, 1999a.

***Polymorphites mutans* RAKÚS, 1999a**

(Text-Fig. 2; Pl. 14, Figs. 1–4)

Dimensions*:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	64.5	13.5	~8	38.5	~1.69	59.7

* taken in the maximal non-deformed diameter of the specimen
Coll. No.: GBA 1999/086/0011a.

Type: Holotype.

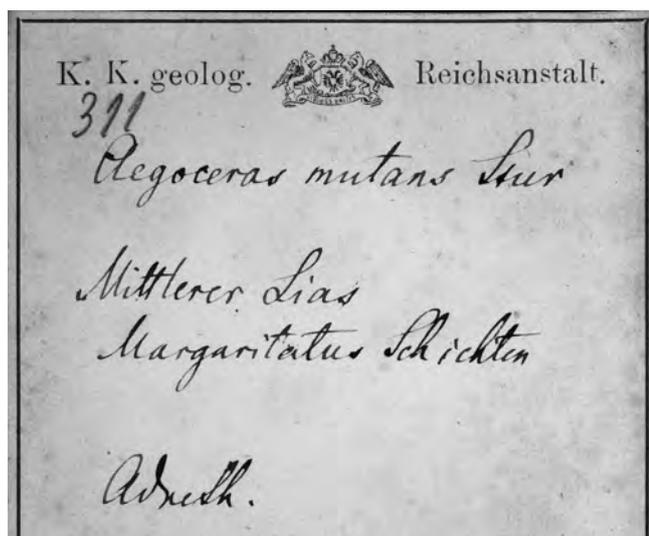
Type level: Lower Jurassic, Pliensbachian, “*Margaritatus* Schichten”.

Type locality: Adnet, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999a. Abh. Geol. B.-A., 56/2: p. 328, Text-Fig. 12, Pl. 3, Fig. 4–5.

Remarks: RAKÚS assigned the authorship of this species to the former director of “Geologische Reichsanstalt” Dionýz Štúr, however, it was never published by him. Štúr is considered here as the author of the original label (Text-Fig. 2) of the revised specimen, but the authorship of the new species has to be assigned to RAKÚS (1999a). He used the status of lectotype for the here revised specimen. As he is the author of the new species and the type specimen was chosen by him, its status has to be a holotype. RAKÚS (1999a: p. 328) stated its stratigraphic position as “probably Pliensbachian”, even though the original label of Štúr precises as coming from “*Margaritatus* Schichten” which should be Late Pliensbachian in age.

Revised name: *Polymorphites mutans* RAKÚS, 1999a.



Text-Fig. 2.

Original label of “*Aegoceras mutans* ŠTÚR” (holotype of *Polymorphites mutans* RAKÚS, 1999a), handwriting of Dionýz Štúr.

RAKÚS, M., 1999b: Abh. Geol. B.-A., 56/2

***Togaticeras goisernense* RAKÚS, 1999b**

(Pl. 14, Fig. 8)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	31.2	10.8	-	11.6	-	37.2

Coll. No.: GBA 1999/087/0003.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Early-Middle Hettangian.

Type locality: Zlambach Graben, Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999b. Abh. Geol. B.-A., 56/2: p. 331, Pl. 1, Fig. 1, Text-Fig. 3.

Remarks: RAKÚS (1999b) precised the stratigraphic position of the new species as Early to Middle Hettangian.

Revised name: *Togaticeras goisernense* RAKÚS, 1999b.

RAKÚS, M., 1999c: Abh. Geol. B.-A., 56/2

?*Gleviceras geyeri* RAKÚS, 1999c

(Pl. 14, Figs. 5–7)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	46.5	17	~10	-	~0.59	-

Coll. No.: GBA 1886/002/0036.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Late Sinemurian, Hierlatz Limestone.

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

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999c. Abh. Geol. B.-A., 56/2: p. 355, Text-Fig. 26, Pl. 4, Fig. 1.

Remarks: Internal cast of a phragmocone in white crinoidal limestone. It was first figured by GEYER (1886: Pl. 3, Fig. 13) as *Arietites* ? nov. sp. indet. RAKÚS designated the type specimen as lectotype in the text (RAKÚS, 1999c: p. 355), but as holotype on the plate (Pl. 4, Fig. 1). The suture line is rather correctly figured by the original author, but the first lateral saddle is badly visible and its shape is questionable. The stratigraphic position of the new species was precised as *Oxynotum* Zone.

Revised name: ?*Gleviceras geyeri* RAKÚS, 1999c.

***Dudresnayiceras suessi tuberculatum* RAKÚS, 1999c**

(Pl. 14, Figs. 9–10)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	~18	5.8	~3	7	~1.93	~38.9

Coll. No.: GBA 1999/088/0042.

Type: Holotype.

Type level: Lower Jurassic, Late Sinemurian, Hierlatz Limestone.

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

Type reference and figure: RAKÚS, M., 1999c. Abh. Geol. B.-A., 56/2: p. 363, Text-Fig. 41, Pl. 5, Fig. 5.

Remarks: The specimen was apparently collected from white crinoidal limestones. RAKÚS (1999c) designated the type specimen as lectotype in the text (RAKÚS, 1999c: p. 363), but as holotype on the plate (Pl. 5, Fig. 5). He precised the stratigraphic position of the new subspecies as *Oxynotum* Zone.

Revised name: *Dudresnayiceras suessi tuberculatum* RAKÚS, 1999c.

**SCHWEIGERT, G., DIETZE, V. & BALLE, T., 2000:
Stuttgarter Beitr. Naturk.,
Ser. B (Geol. Paläont.), 294**

***Onychoceras vacekii* SCHWEIGERT,
DIETZE & BALLE, 2000**

(Text-Fig. 3; Pl. 14, Figs. 12–15)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	11.3	3.91	3.96	3.76	0.99	33.3

Coll. No.: GBA 1886/005/0051.

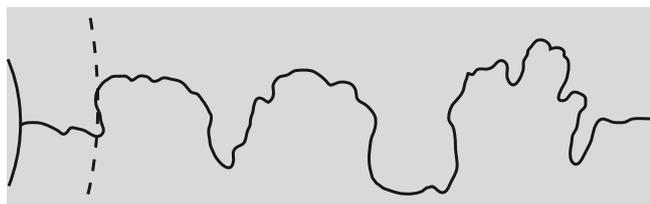
Type: Holotype.

Type level: Middle Jurassic, Early Aalenian, San Vigilio Formation.

Type locality: Cap San Vigilio, Lake Garda, Lombardy, Italy.
Type reference and figure: SCHWEIGERT et al., 2000: p. 7, Text-Fig. 3a.

Remarks: Already figured by VACEK (1886: p. 101, Pl. 17, Fig. 9) as *Sphaeroceras* cf. *globosum* SCHÜBLER in ZIETEN, 1831. Specimen with recrystallized shell, filled with yellowish micritic limestone. The suture line is simple, figured here for the first time (Text-Fig. 3). SENSU SCHWEIGERT et al. (2000) *O. vacekii* is a dimorphic counterpart of *Csernyeiceras subaspidooides* (VACEK, 1886) and its stratigraphic range is Early Aalenian, *Comptum* Subzone.

Revised name: *Onychoceras vacekii* SCHWEIGERT, DIETZE & BALLE, 2000.



Text-Fig. 3.

Suture line of *Onychoceras vacekii* SCHWEIGERT, DIETZE & BALLE, 2000, drawn at D = 9 mm. Holotype. Original of *Sphaeroceras* cf. *globosum* SCHÜBLER in ZIETEN, 1831 figured by VACEK (1886: p. 101, Pl. 17, Fig. 9). GBA 1886/005/0051.

TIETZE, E., 1872: Jb. k. k. Geol. R.-A., 22

Ammonites margaritatus muntjanae TIETZE, 1872

(Pl. 14, Figs. 16–19)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	~41	17.2	~12.5	13.4	~1.38	~32.7

Coll. No.: GBA 1872/002/0002.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Lower Jurassic, Late Pliensbachian.

Type locality: Muntjana near Bersaska, Banat, Romania.

Type reference and figure: TIETZE, E., 1872. Jb. k. k. Geol. R.-A., 22: p. 102, Pl. 2, Fig. 5.

Remarks: Cast in dark-grey fine-grained, sandy limestone, probably with a part of the body chamber. The specimen bears strong ribs with strong ventro-lateral tubercles from the innermost uncovered whorls on, with very scarce intercalated thinner ribs of the same shape, but without tubercles on the last preserved whorl. The style of ornamentation ranges this specimen to the group of strongly ornamented and tubercled species: *A. salebrosus* HYATT, 1867, *A. gibbosus* (SCHLOTHEIM, 1820), *A. subnodosus* (YOUNG & BIRD, 1828), *A. gloriosus* HYATT, 1867 and *A. costatus* (QUENSTEDT, 1885). *A. salebrosus* shows different ornamentation of the inner whorls, which are finely ribbed. The last mentioned species, *A. costatus*, is morphologically closest to the revised specimen. It is considered as synonym of *A. gloriosus* by HOWARTH (1958). The same author considered TIETZE's species as belonging either to *A. gibbosus* or to *A. salebrosus* (HOWARTH, 1958: p. 18). A different opinion expressed POPA et al. (1977), who included the specimen to the species *A. gloriosus* and we are following here this opinion.

Revised name: *Amaltheus gloriosus* HYATT, 1867.

TRAUTH, F., 1938: Palaeontographica, 88

Lamellaptychus inflexicosta var. *cincta* TRAUTH, 1938

(Pl. 14, Fig. 11)

Coll. No.: GBA 1938/003/0004.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Upper Jurassic, Tithonian.

Type locality: Gams, Hieflau, Styria, Austria.

Type reference and figure: TRAUTH, F., 1938. Palaeontographica, 88: p. 191, Pl. 13, Fig. 21.

Remarks: The taxon is very rarely cited in the ammonite literature (GASIOROWSKI, 1962a, b). The size of this fragmented specimen is large (43 mm), the valve is rather thick and ribbing is relatively simple. These features are more typical of *Punctaptychus* than of *Lamellaptychus*, however, its attribution to *Punctaptychus* remains questionable, because it lacks the punctate layer in its apical part.

Revised name: *?Punctaptychus inflexicosta cincta* (TRAUTH, 1938).

WÄHNER, F., 1882:

Beitr. Paläont. Österr.-Ung. Orients, 2/3

Aegoceras latimontanum WÄHNER, 1882

(Pl. 15, Figs. 1–3)

Dimensions:	D	H	W	O	H/W	O/D (%)
	157	44	28	79	1.57	50.3

Coll. No.: GBA 1882/005/0002.

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Jurassic, Middle Hettangian.

Type locality: Breitenberg, Tyrol, Austria.

Type reference and figure: WÄHNER, F., 1882. Beitr. Paläont. Österr.-Ung. Orients, 2/3: p. 85, Pl. 20, Fig. 1.

Remarks: Large macroconch form, with recrystallized shell filled with brown-greenish limestone. The last three suture lines are crowded, the final peristome is broken. It is to note that one of the original labels show the determination *Aegoceras longipontinus* (OPPEL, 1862: p. 129). In fact *Psiloceras* (*Discamphiceras*) *longipontinum* and *Kammerkarites latimontanum* are morphologically very close, but WÄHNER's species is more compressed with much more arched venter bearing a blunt keel. The precise stratigraphic position in the type section is unknown; however, in the Bosc section (Ar-dèche, France, ELMI & MOUTERDE, 1965; MOUTERDE & CORNA, 1997) it is co-occurring with *Wahneroceras* (*W.*) *portlocki* (WRIGHT, 1881) in the *Portlocki* Subzone, *Liasicus* Zone.

Revised name: *Kammerkarites latimontanus* (WÄHNER, 1882).

Acknowledgements

We are very grateful to Gert Bloos (Stuttgart), István Fózy (Budapest) and Christian Meister (Switzerland) for reviewing the manuscript. Many thanks are also due to Hans Egger for financial support, and to Gerhard W. Mandl, Albert Schedl, Andreas Kroh (Vienna), Lucie Měchová (Bratislava), Jean-Louis Dommergues (Dijon) and Zdeněk Vašíček (Ostrava) for their help and comments during the preparation of the manuscript and to Alice Schumacher and Ilka Wünsche (Vienna) for photography and technical help. This work was partly financed by the project APVV-0644-10 and VEGA 2/0068/11.

Plate 1

Figs. 1–4: *Progeronia progeron* (AMMON, 1875). Holotype. Fully septate phragmocone. Specimen figured by AMMON (1875: p. 181, Pl. 1, Fig. 2 a–b). GBA 1875/004/0002.

Natural size.



1



2



3

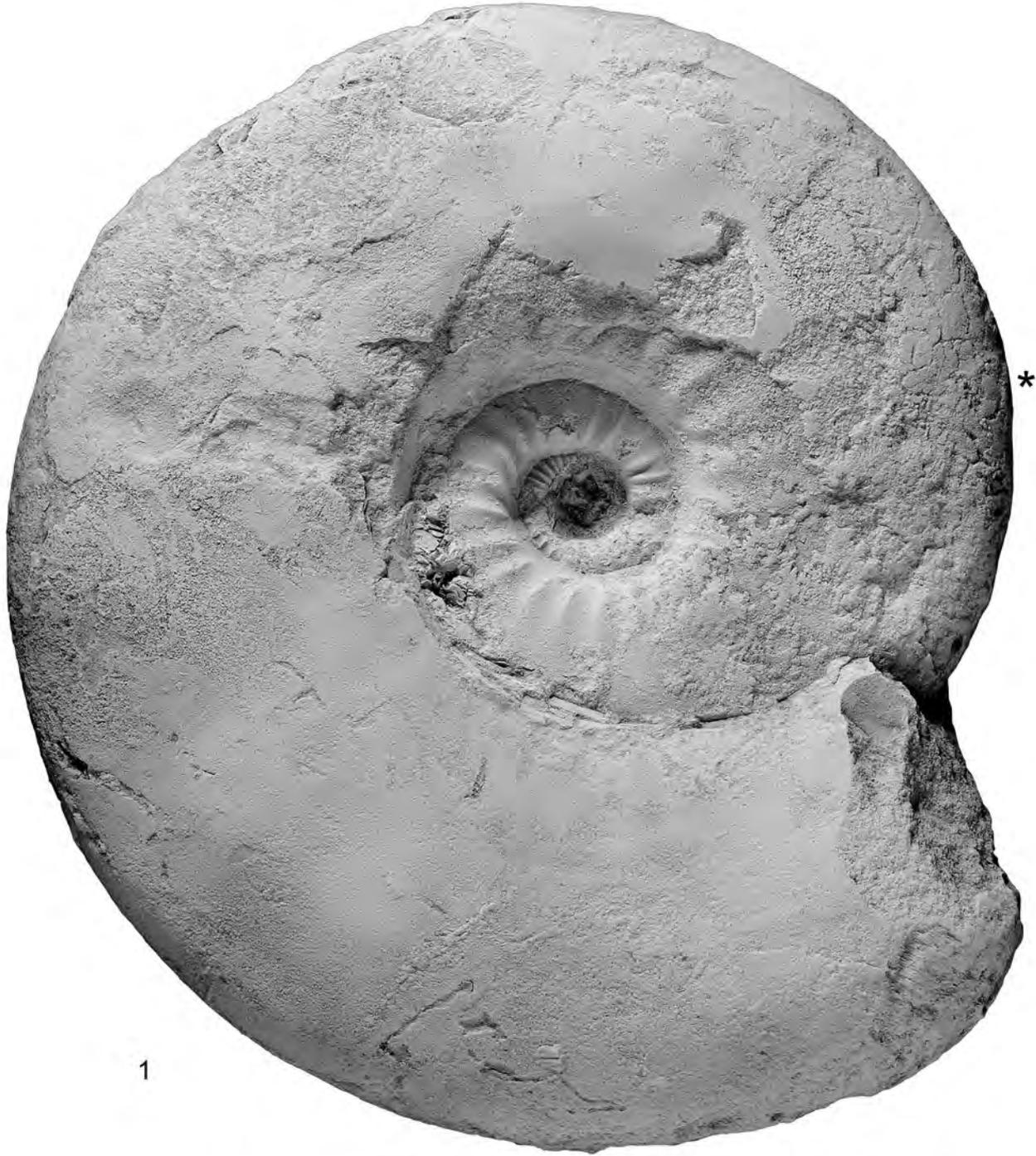


4

Plate 2

Figs. 1–2: *Ataxioceras (Ataxioceras) suberinum* (AMMON, 1875). Holotype. Specimen figured by AMMON (1875: p. 183, Pl. 2, Figs. 1 a–c). GBA 1875/004/0004.

The position of the last suture line is indicated by an asterisk. Natural size (Fig. 1) and slightly reduced (Fig. 2).



1

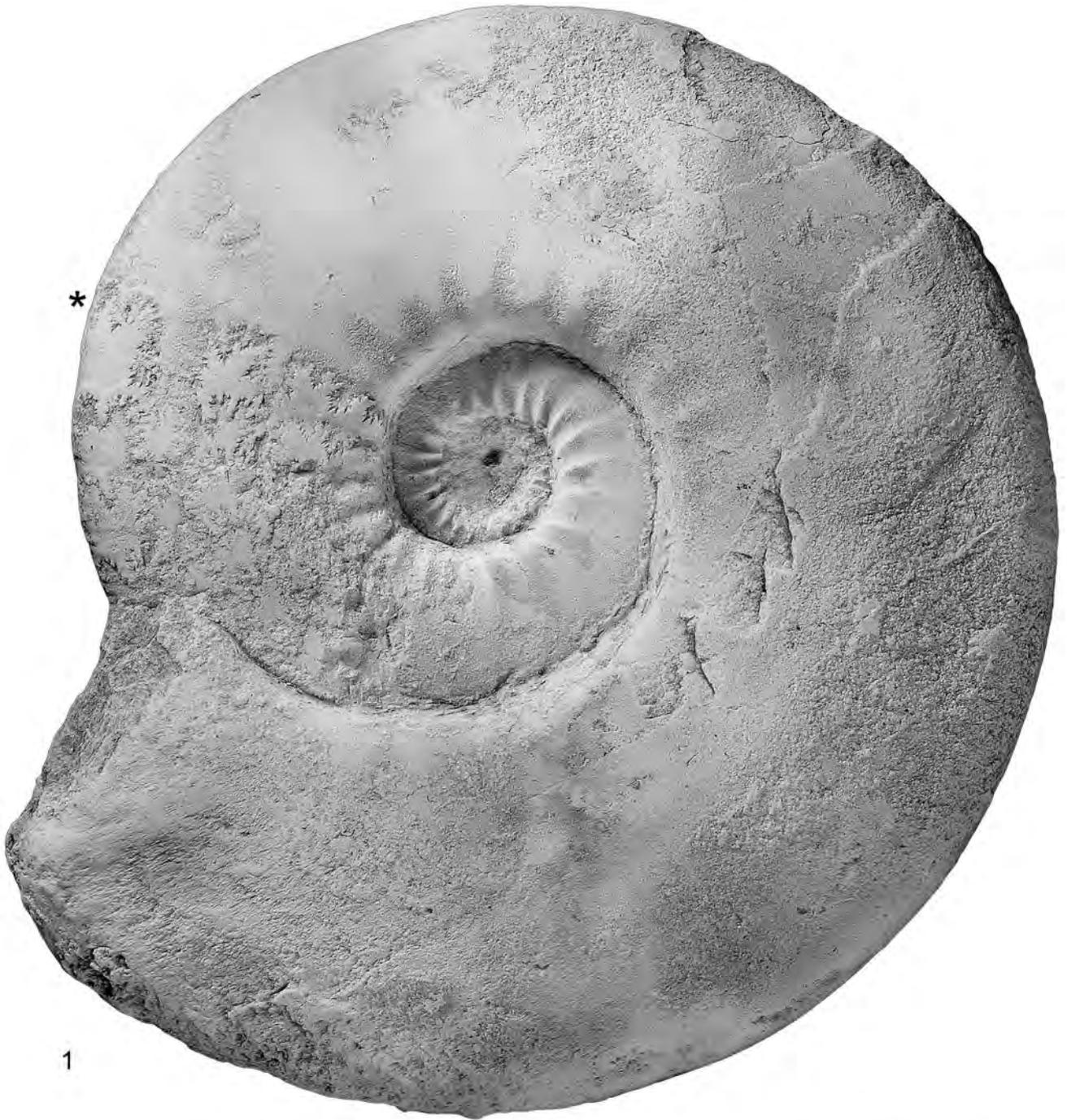


2

Plate 3

Figs. 1–2: *Ataxioceras (Ataxioceras) suberinum* (AMMON, 1875). Holotype. Specimen figured by AMMON (1875: p. 183, Pl. 2, Figs. 1 a–c). GBA 1875/004/0004.

The position of the last suture line is indicated by an asterisk. Natural size (Fig. 1) and slightly reduced (Fig. 2).



1



2

Plate 4

Figs. 1–3: *Epideroceras* sp. GBA 1853/003/0001.

Fig. 4: *Usseliceras (Subplanitoides) pseudoulmensis* (FURLANI, 1910). Holotype. Specimen figured by FURLANI (1910: p. 74, Pl. 3, Fig. 1). GBA 1910/001/0001.

Figs. 5–8: *Taramelliceras dinaricus* (FURLANI, 1910). Holotype. Specimen figured by FURLANI (1910: p. 81, Pl. 4). Fig. 5: Accumulation of the bivalve *Aulacomyella problematica* (FURLANI, 1910) in the sediment filling the body chamber of the holotype.

The position of the last suture line if observed, is indicated by an asterisk. Natural size.

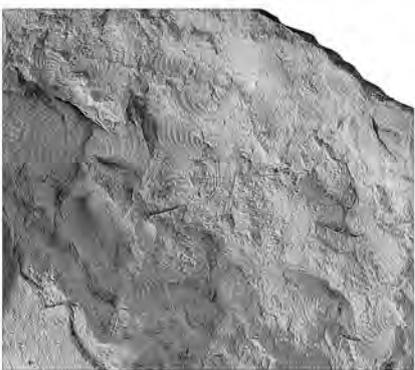
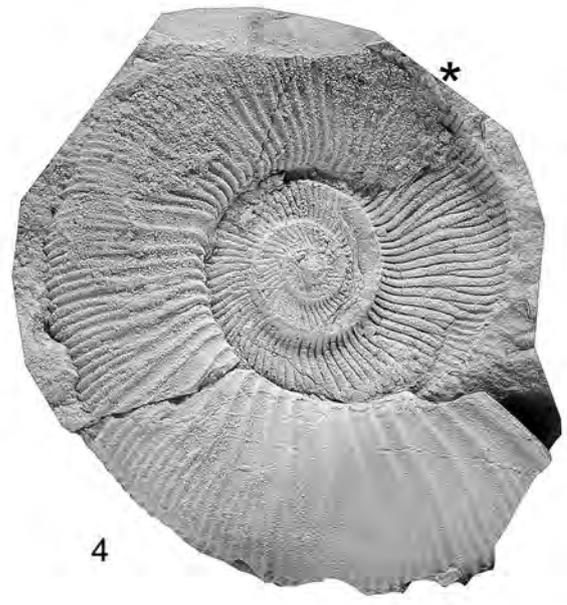
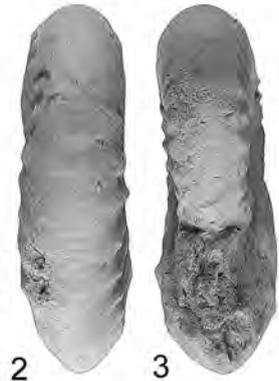
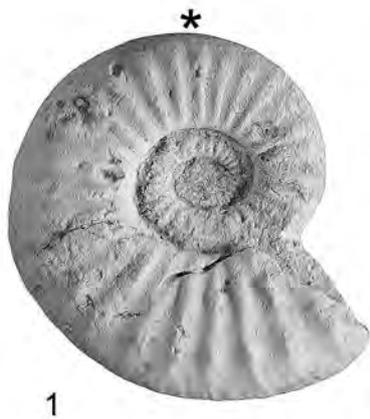


Plate 5

- Figs. 1–3: *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) *vindobonensis* (GRIESBACH, 1868). Holotype. Specimen figured by GRIESBACH (1868: p. 126, Pl. 4). GBA 1868/003/0001.
- Figs. 4–7: ?*Oxynoticer* sp. Holotype of *Ammonites janus* HAUER, 1854 (1854: p. 408, Pl. 1, Figs. 7–10), in fact an undeterminable teratologic oxynoceratid ammonite. GBA 1854/001/0003.

The position of the last suture line if observed, is indicated by an asterisk. Natural size.

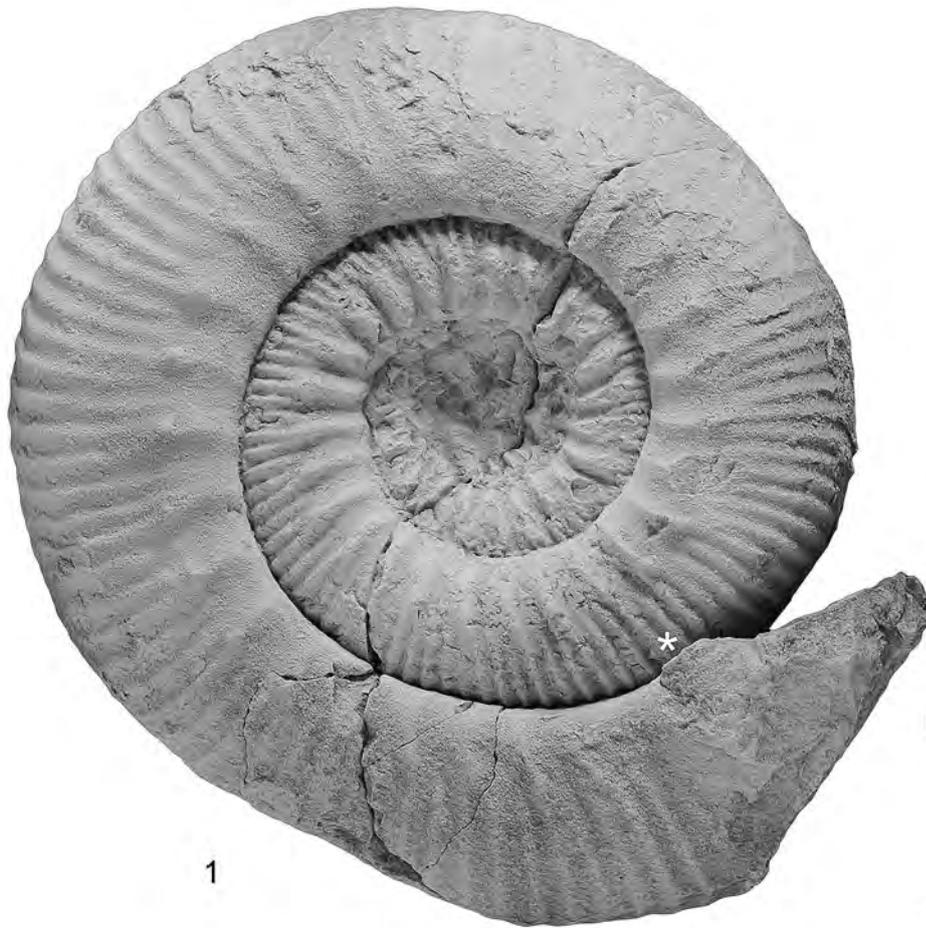


Plate 6

Figs. 1–5: *Cenoceras sturi* (HAUER, 1856). Holotype. Specimen figured by HAUER (1856: p. 68, Pl. 24, Figs. 6–7). GBA 1856/001/0068.
Figs. 6–7: *Phymatoceras tirolensis* (HAUER, 1856). Holotype. Specimen figured by HAUER (1856: p. 41, Pl. 7, Figs. 1–3). GBA 1856/001/0024.

Natural size.

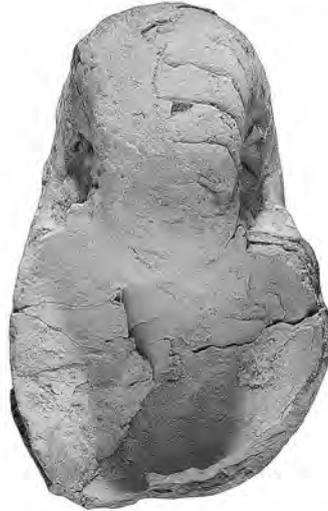
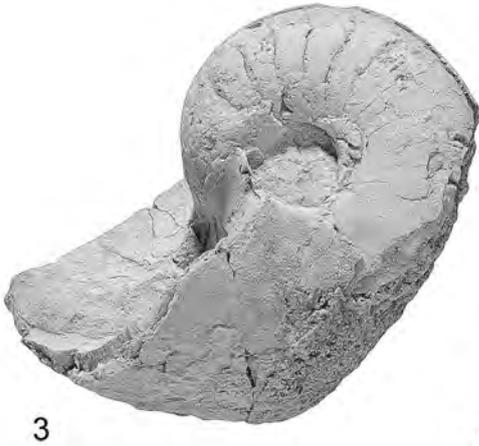
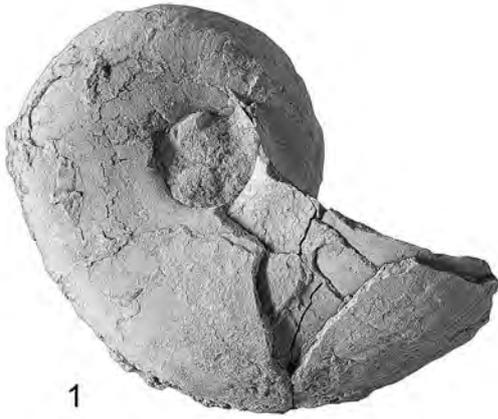


Plate 7

- Figs. 1–3: *Ectocentriles petersi* (HAUER, 1856). Figs. 1–2: Holotype. Specimen figured by HAUER (1856: Pl. 21, Figs. 1–2). Fig. 3: Part of a body chamber, possibly belonging to the same specimen. GBA 1856/001/0063.
- Figs. 4–6: *Cymatonautilus mojsisovicsi* (NEUMAYR, 1870a). Holotype. Specimen figured by NEUMAYR (1870a: p. 151, Tab. 7, Fig. 1). GBA 1870/004/0004.

The position of the last suture line if observed, is indicated by an asterisk. Natural size.

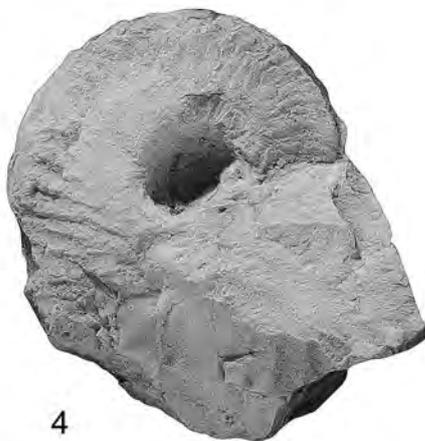
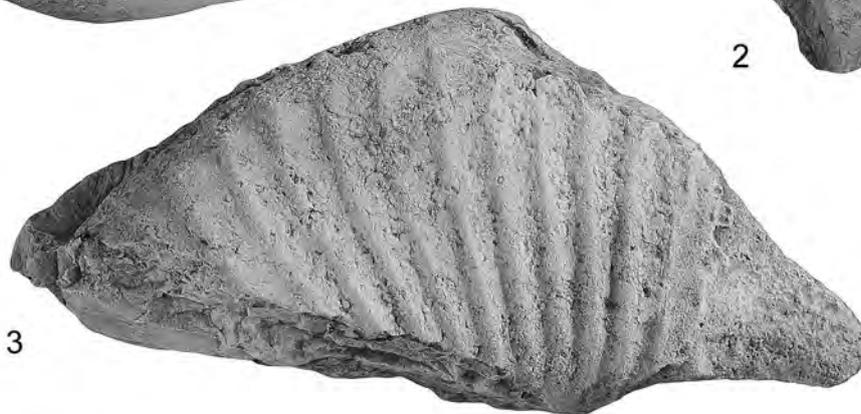
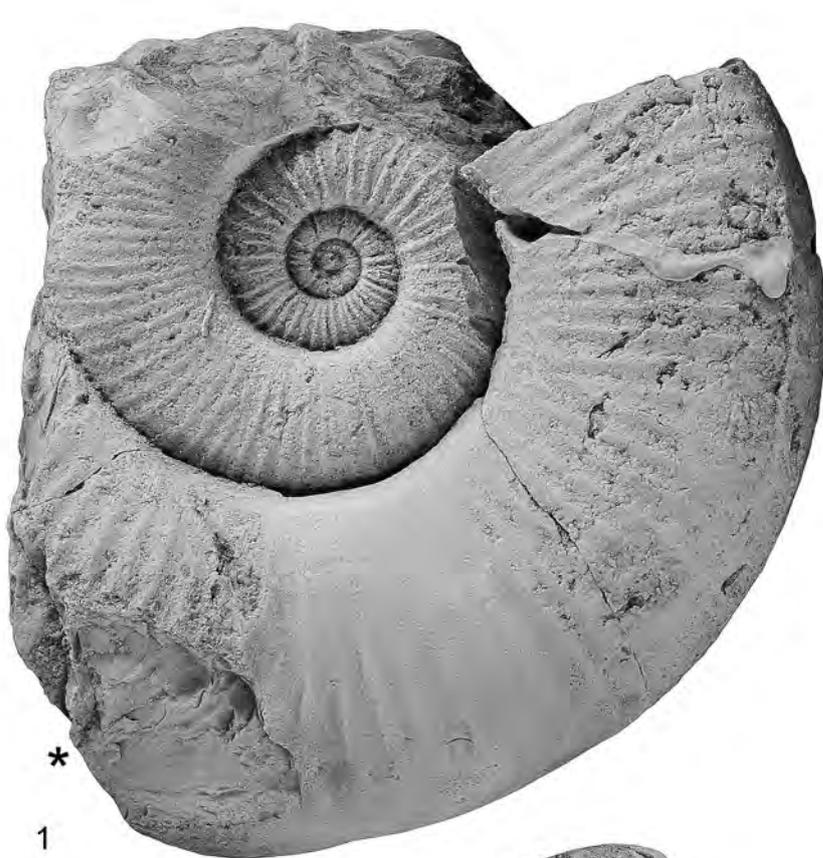


Plate 8

Figs. 1–4: *Lytoceras grohmanni* (HAUER, 1856). Holotype. Fully septate phragmocone. Specimen figured by HAUER (1856: p. 65, Pl. 23, Figs. 1–3). GBA 1856/001/0064.

Natural size.



1



2



3



4

Plate 9

- Figs. 1–4: *Glochiceras (Lingulaticeras) jungens* (NEUMAYR, 1873). Holotype. Specimen figured by NEUMAYR (1873: p. 162, Tab. 31, Fig. 7). GBA 1873/003/0020.
- Figs. 5–8: *Biplisphinctes cimbricus* (NEUMAYR, 1873). Holotype. Specimen figured by NEUMAYR (1873: p. 179, Pl. 39, Fig. 2). GBA 1873/003/0047.
- Figs. 9–11: *Gleviceras parvulum* (PIA, 1914). Holotype. Specimen figured by PIA (1914: p. 16, 68, Pl. 5, Fig. 1, Pl. 7, Fig. 17, Pl. 12, Fig. 18). GBA 1914/002/0009.
- Figs. 12–14: ?*Radstockiceras* sp. Holotype of *Oxynticeras simillimum* PIA 1914: p. 16, 63, Pl. 3, Fig. 2, Pl. 7, Fig. 9, Pl. 10, Fig. 1). GBA 1914/002/0008.

The position of the last suture line if observed, is indicated by an asterisk. Natural size.

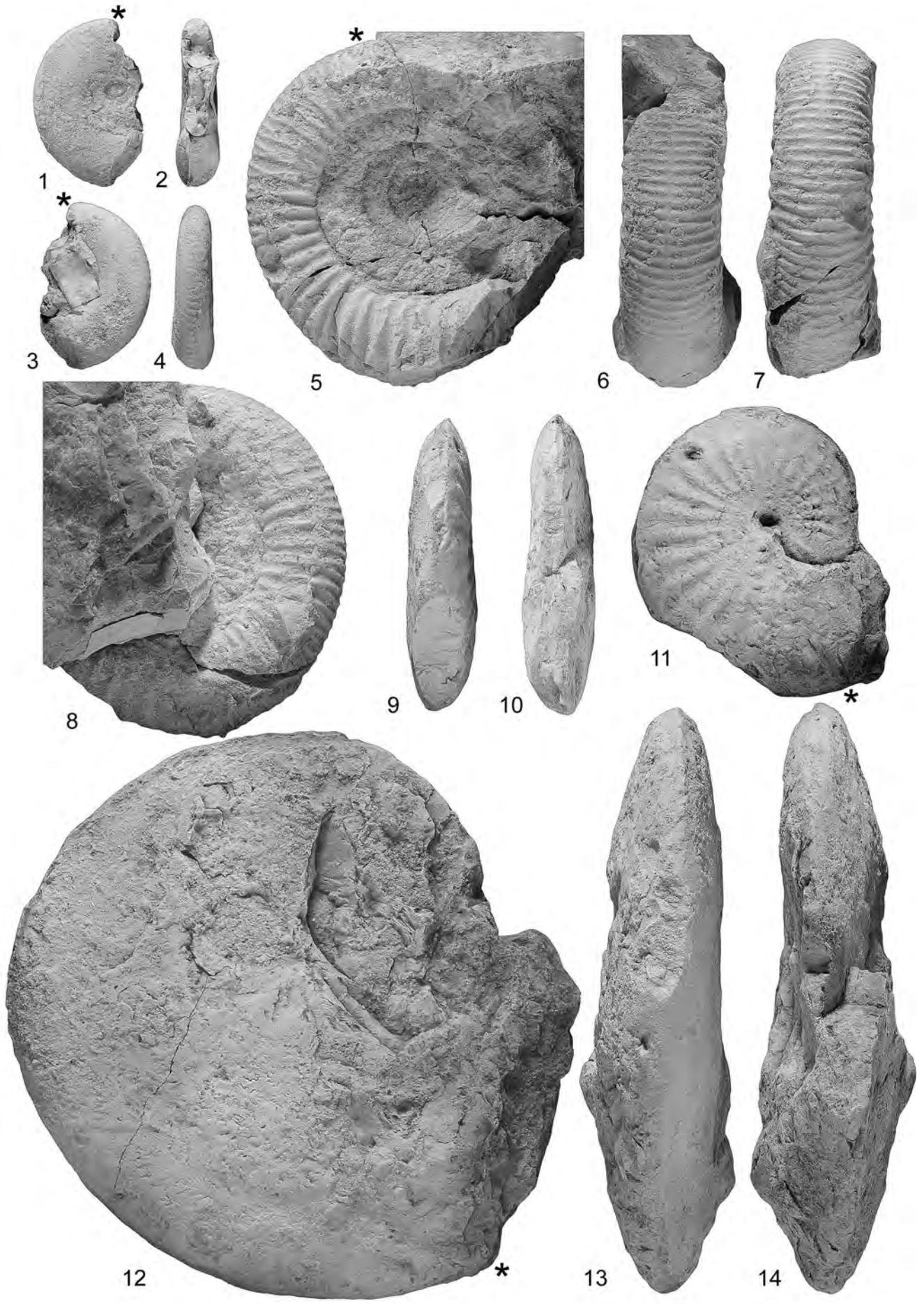


Plate 10

Figs. 1–3: *Paroxynoticeras subundulatum* PIA, 1914. Holotype. Specimen figured by PIA (1914: p. 21, 76, Pl. 5, Fig. 2, Pl. 13, Fig. 7). GBA 1914/002/0014.

The position of the last suture line is indicated by an asterisk. Natural size (1), slightly reduced (2–3).

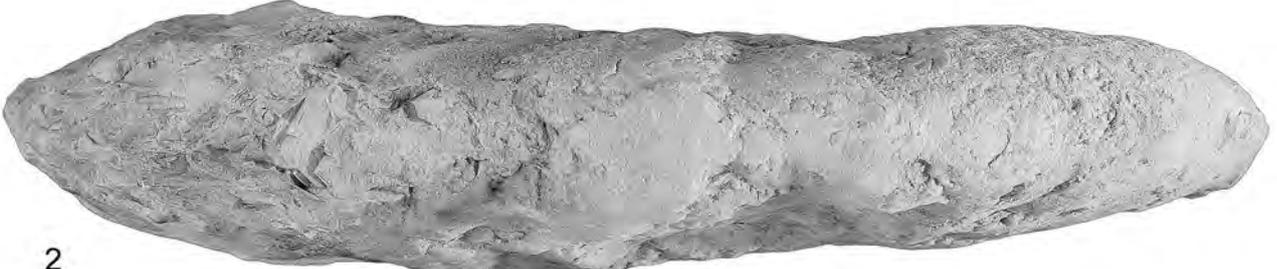
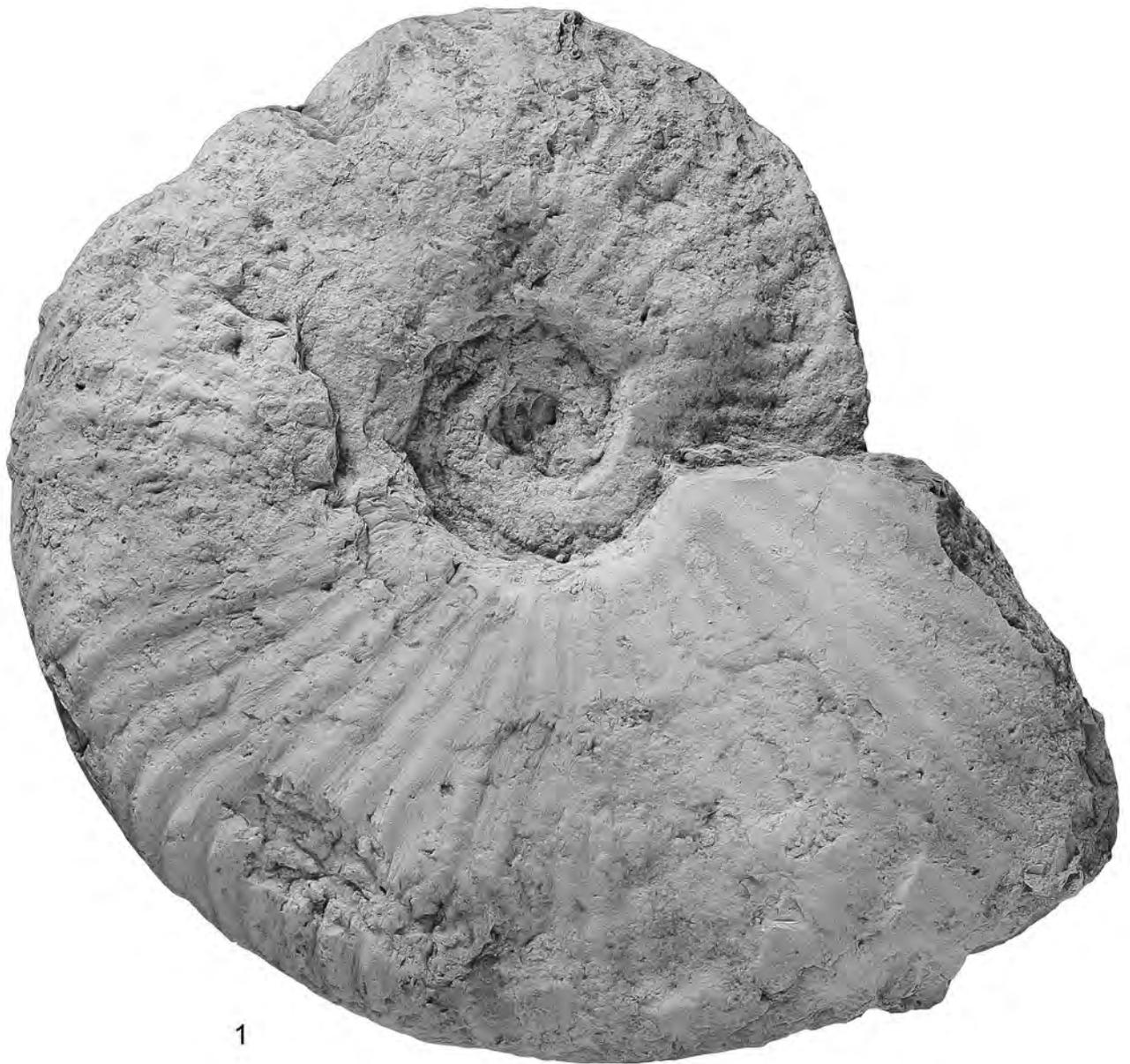


Plate 11

Figs. 1–3: *Gleviceras virgatum* (PIA, 1914). Holotype. Specimen figured by PIA (1914: p. 10, 33, Pl. 4, Fig. 4, Pl. 6, Fig. 4, Pl. 8, Fig. 2). GBA 1914/002/0003.

The position of the last suture line is indicated by an asterisk. Natural size.



1

*



2



3

Plate 12

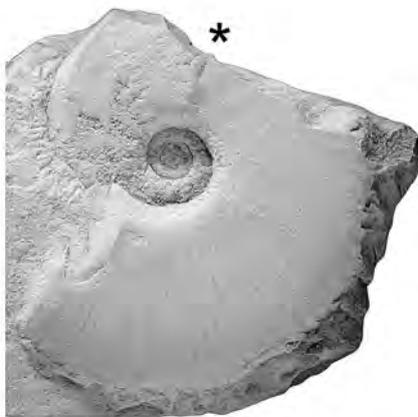
- Fig. 1: *Gleviceras virgatum* (PIA, 1914). Holotype. Specimen figured by PIA (1914: p. 10, 33, Pl. 4, Fig. 4, Pl. 6, Fig. 4, Pl. 8, Fig. 2). GBA 1914/002/0003.
- Figs. 2–3: *Fergusonites neumayri* RAKÚS, 1993. Holotype. Original of *Phylloceras* nov. form cf. *partschii* ŠTÚR figured by NEUMAYR (1879: p. 22, Pl. 1, Fig. 18). GBA 1879/003/0005.
- Figs. 4–6: *Juraphyllites planispiroides* RAKÚS, 1994. Holotype. Original of *Rhacophyllites* cf. *planispira* (REYNÉS) figured by GEYER (1886: p. 227, Pl. 2, Fig. 3). GBA 1886/002/0014.
- Figs. 7–9: *Harpophylloceras cristatum* RAKÚS, 1999a. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999a: p. 320, Text-Fig. 1, Pl. 3, Fig. 2–3). GBA 1999/086/0001. Asterisk marks the position of the last suture.

Natural size.



1

*



*

2



3



4



5



6



*

7



8



9

Plate 13

- Figs. 1–3: *Bouhamidoceras adnethicum* RAKÚS, 1999a. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999a: p. 324, Text-Fig. 7, Pl. 2, Fig. 4). GBA 1999/086/0006b.
- Figs. 4–6: *?Bouhamidoceras sturi* RAKÚS, 1999a. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999a: p. 324, Text-Fig. 8, Pl. 2, Fig. 1). GBA 1999/086/0007.

Natural size.



Plate 14

- Figs. 1–4: *Polymorphites mutans* RAKÚS, 1999a. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999a: p. 328, Text-Fig. 12, Pl. 3, Fig. 4–5). GBA 1999/086/0011a.
- Figs. 5–7: *?Gleviceras geyeri* RAKÚS, 1999c. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999c: p. 355, Text-Fig. 26, Pl. 4, Fig. 1). GBA 1886/002/0036.
- Fig. 8: *Togaticeras goisernense* RAKÚS, 1999b. Holotype. Specimen figured by RAKÚS (1999b: p. 331, Pl. 1, Fig. 1, Text-Fig. 3). GBA 1999/087/0003.
- Figs. 9–10: *Dudresnayiceras suessi tuberculatum* RAKÚS, 1999c. Specimen figured by RAKÚS (1999c: p. 363, Text-Fig. 41, Pl. 5, Fig. 5). GBA 1999/088/0042.
- Fig. 11: *?Punctaptychus inflexicosta cincta* (TRAUTH, 1938). Holotype. Specimen figured by TRAUTH (1938: p. 191, Pl. 13, Fig. 21). GBA 1938/003/0004.
- Figs. 12–15: *Onychoceras vacékii* SCHWEIGERT, DIETZE & BALLE, 2000. Holotype. Original of *Sphaeroceras* cf. *globosum* SCHÜBLER in ZIETEN, 1831 figured by VACEK (1886: p. 101, Pl. 17, Fig. 9). GBA 1886/005/0051.
- Figs. 16–19: *Amaltheus gloriosus* HYATT, 1867. Original of *Ammonites margaritatus muntjanae* figured by TIETZE (1872: p. 102, Pl. 2, Fig. 5). Fig. 16: Original state of holotype specimen. Figs. 17, 19: Holotype after preparation. Fig. 18: External mold of the holotype. GBA 1872/002/0002.

The position of the last suture line if observed, is indicated by an asterisk. Natural size, except 12–15 (x 1.5).

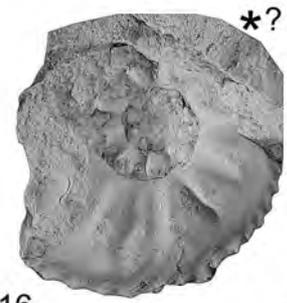
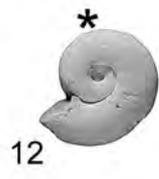
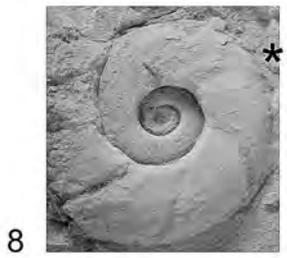
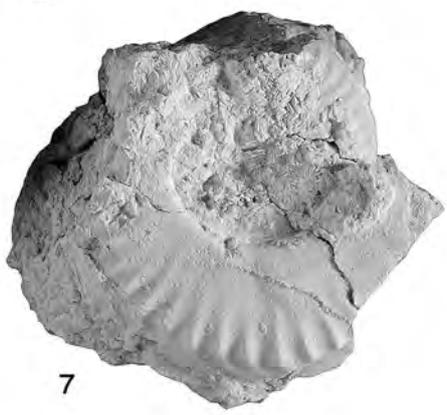
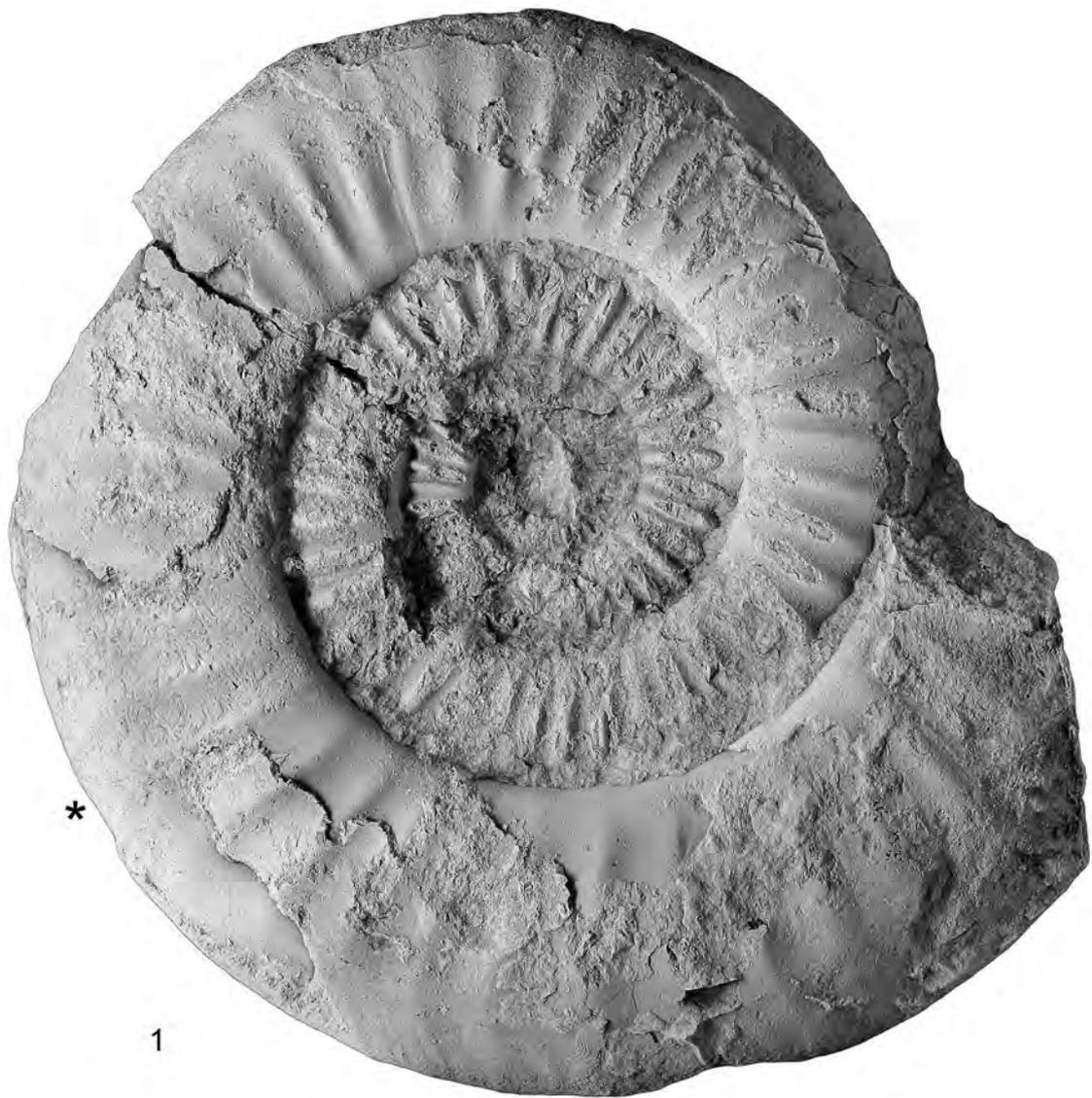


Plate 15

Figs. 1–3: *Kammerkarites latimontanus* (WÄHNER, 1882). Holotype. Specimen figured by WÄHNER (1882: p. 85, Pl. 20, Fig. 1). GBA 1882/005/0002.

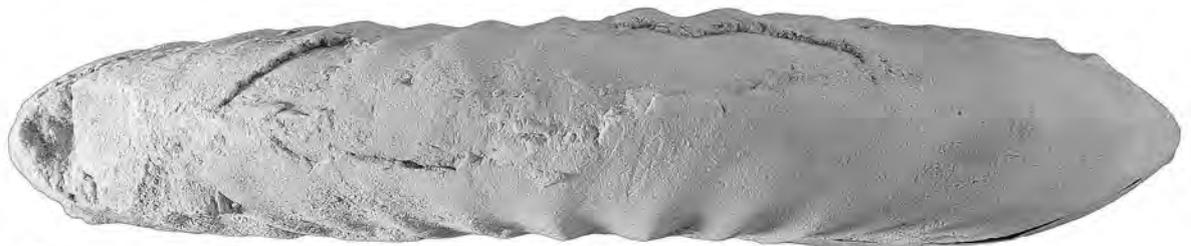
The position of the last suture line is indicated by an asterisk. Natural size.



1



2



3

Index of Species Names

Original name	Revised name	Seite
<i>adnethicum</i> RAKÚS, 1999a [<i>Bouhamidoceras</i>]	<i>Bouhamidoceras adnethicum</i> RAKÚS, 1999a	165
<i>cimbricus</i> NEUMAYR, 1873 [<i>Perisphinctes</i>]	<i>Biplisphinctes cimbricus</i> (NEUMAYR, 1873)	163
<i>cristatum</i> RAKÚS, 1999a [<i>Harpophylloceras</i>]	<i>Harpophylloceras cristatum</i> RAKÚS, 1999a	165
<i>dinarica</i> FURLANI, 1910 [<i>Oppelia</i>]	<i>Tarmelliceras dinaricus</i> (FURLANI, 1910)	161
<i>geyeri</i> RAKÚS, 1999c [<i>Gleviceras</i>]	? <i>Gleviceras geyeri</i> RAKÚS, 1999c	166
<i>goisernense</i> RAKÚS, 1999b [<i>Togaticeras</i>]	<i>Togaticeras goisernense</i> RAKÚS, 1999b	166
<i>grohmanni</i> HAUER, 1856 [<i>Ammonites</i>]	<i>Lytoceras grohmanni</i> (HAUER, 1856)	163
<i>inflexicosta</i> var. <i>cincta</i> TRAUTH, 1938 [<i>Lamellaptychus</i>]	? <i>Punctaptychus inflexicosta cincta</i> (TRAUTH, 1938)	167
<i>janus</i> HAUER, 1854 [<i>Ammonites</i>]	? <i>Oxynoticeras</i> sp.	162
<i>jungens</i> NEUMAYR, 1873 [<i>Haploceras</i>]	<i>Glochiceras (Lingulaticeras) jungens</i> (NEUMAYR, 1873)	163
<i>keindellii</i> EMMRICH, 1853 [<i>Ammonites</i>]	<i>Epideroceras</i> sp.	161
<i>latimontanum</i> WÄHNER, 1882 [<i>Aegoceras</i>]	<i>Kammerkarites latimontanus</i> (WÄHNER, 1882)	167
<i>margaritatus muntjanae</i> TIETZE, 1872 [<i>Ammonites</i>]	<i>Amaltheus gloriosus</i> HYATT, 1867	167
<i>marmoreus</i> OPPEL, 1862 [<i>Ammonites</i>]	<i>Angulaticeras marmoreum</i> (OPPEL, 1862)	164
<i>mojsisovicsi</i> NEUMAYR, 1870a [<i>Nautilus</i>]	<i>Cymatonautilus mojsisovisi</i> (NEUMAYR, 1870a)	163
<i>mutans</i> RAKÚS, 1999a [<i>Polymorphites</i>]	<i>Polymorphites mutans</i> RAKÚS, 1999a	166
<i>neumayri</i> RAKÚS, 1993 [<i>Fergusonites</i>]	<i>Fergusonites neumayri</i> RAKÚS, 1993	164
<i>parvulum</i> PIA, 1914 [<i>Oxynoticeras</i>]	<i>Gleviceras parvulum</i> (PIA, 1914)	164
<i>petersi</i> HAUER, 1856 [<i>Ammonites</i>]	<i>Ectocentrites petersi</i> (HAUER, 1856)	162
<i>planispiroides</i> RAKÚS, 1994 [<i>Juraphyllites</i>]	<i>Juraphyllites planispiroides</i> RAKÚS, 1994	165
<i>progeron</i> AMMON, 1875 [<i>Perisphinctes</i>]	<i>Progeronia progeron</i> (AMMON, 1875)	160
<i>pseudoulmensis</i> FURLANI, 1910 [<i>Virgatosphinctes</i>]	<i>Usseliceras (Subplanitoides) pseudoulmensis</i> (FURLANI, 1910)	161
<i>simillimum</i> PIA, 1914 [<i>Oxynoticeras</i>]	? <i>Radstockiceras</i> sp.	164
<i>sturi</i> HAUER, 1853 [<i>Nautilus</i>]	<i>Cenoceras sturi</i> (HAUER, 1853)	163
<i>sturi</i> RAKÚS, 1999a [<i>Bouhamidoceras</i>]	? <i>Bouhamidoceras sturi</i> RAKÚS, 1999a	165
<i>suberinus</i> AMMON, 1875 [<i>Perisphinctes</i>]	<i>Ataxioceras (A.) suberinum</i> (AMMON, 1875)	161
<i>subundulatum</i> PIA, 1914 [<i>Paroxynoticeras</i>]	<i>Paroxynoticeras subundulatum</i> PIA, 1914	164
<i>suessi tuberculatum</i> RAKÚS, 1999c [<i>Dudresnayiceras</i>]	<i>Dudresnayiceras suessi tuberculatum</i> RAKÚS, 1999c	166
<i>tirolensis</i> HAUER, 1856 [<i>Ammonites</i>]	<i>Phymatoceras tirolensis</i> (HAUER, 1856)	162
<i>vacekii</i> SCHWEIGERT et al., 2000 [<i>Onychoceras</i>]	<i>Onychoceras vacekii</i> SCHWEIGERT et al., 2000	166
<i>vindobonensis</i> GRIESBACH, 1868 [<i>Ammonites</i>]	<i>Stephanoceras (S.) vindobonensis</i> (GRIESBACH, 1868)	162
<i>virgatum</i> PIA, 1914 [<i>Oxynoticeras</i>]	<i>Gleviceras virgatum</i> (PIA, 1914)	164

References

- AMMON, L.V. (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. – I–X, 1–200, München (Theodor Ackermann Verlag).
- ARKELL, W.J. (1953): Seven new genera of Jurassic ammonites. – Geol. Mag., **90**, 36–40, Cambridge.
- ATROPS, F. (1982): La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimmeridgien inférieur du sud-est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. – Docum. Labor. Géol. Lyon, **83**, 463 pp., Lyon.
- BLAU, J. (1998): Monographie der Ammoniten des Obersinemuriums (Lotharingium, Lias) der Lienzer Dolomiten (Österreich): Biostratigraphie, Systematik und Paläobiogeographie. – Rev. Paléobiol., **17/1**, 177–285, Genève.
- BLOOS, G. (1988): *Ammonites marmoreus* OPPEL (Schlotheimiidae) im unteren Lias (*angulata*-Zone, *depressa*-Subzone) von Württemberg (Südwestdeutschland). – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **141**, 47 pp., Stuttgart.
- BLOOS, G. (1994): Early Arietitidae (Ammonoidea) from the Hettangian (*Angulata*-Zone, Lower Lias) of Württemberg (SW Germany). – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **219**, 67 pp., Stuttgart.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.
- BÖHM, F., EBELI, O., KRYSSTYN, L., LOBITZER, H., RAKÚS, M. & SIBLIK, M. (1999): Fauna, stratigraphy and depositional environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 143–271, Wien.

- CANAVARI, M. (1888): Contribuzione alla Fauna del Lias inferiore di Spezia. – Memorie del Regio Comitato Geologico d'Italia, **3**, 57–227, Roma.
- CARACUEL, J. & OLÓRIZ, F. (1999): Recent data on the Kimmeridgian-Tithonian boundary in the Sierra Norte of Mallorca (Spain), with notes on the genus *Hybonoticeras* BREISTROFFER. – *Geobios*, **32/4**, 575–591, Lyon.
- CECCA, F. (1990): Etude des Périssphinctidés de la zone à Darwini (Tithonique inférieur) des Apennins des Marches (Italie): paléontologie et paléobiogéographie. – In: PALLINI, G., CECCA, F., CRESTA, S. & SANTANTONIO, M. (Eds.): Proceedings of the 2nd Pergola International Symposium «Fossili, Evoluzione, Ambiente», 1987, Comitato Centenario Raffaello Piccinini, 39–55, Pergola, (Tecno stampa).
- COX, B.M. (1988): English Callovian (Middle Jurassic) Perisphinctid Ammonites. Part 1. – Monogr. Palaeont. Soc., 54 + V pp., London.
- DIETZE, V., CHANDLER, R.B., SCHWEIGERT, G. & AUER, W. (2001): New Stephanoceratids (Ammonitina) from the Lower Bajocian of Bruton (Somerset, S England) and Achdorf (Wutach area, SW Germany). – *Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B*, **312**, 21 pp., Stuttgart.
- DONOVAN, D.T. (1958): The Lower Liassic Ammonite Fauna from the Fossil Bed at Langeneckgrat, near Thun (Median Prealps). – *Schweiz. Paläont. Abh.*, **74**, 1–58, Basel.
- DONOVAN, D.T., CALLOMON, J.H. & HOWARTH, M.K. (1981): Classification of the Jurassic Ammonitina. – In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R. (Eds.): The Ammonoidea. Systematic Association Special Volume, **18**, 101–155, London – New York (Academic Press).
- DUMORTIER, E. (1874): Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. 4^{ème} partie: Lias supérieur. – 333 pp., Paris (Savy).
- ELMI, S. & MOUTERDE, R. (1965): Le Lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). – *Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Lyon, Nouvelle Sér.*, **12**, 143–246, Lyon.
- EMMRICH, H.F. (1853): Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayerischen und den angrenzenden österreichischen Alpen. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **4/1**, 326–394, Wien.
- FURLANI, M. (1910): Die Lemeš-Schichten. Ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mitteldalmatien. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **60/1**, 67–98, Wien.
- GASIOROWSKI, S.M. (1962a): Sur les Aptychi à côtes. – *Rocznik Polskiego Towarzystwa geol.*, **32**, 227–280, Krakow.
- GASIOROWSKI, S.M. (1962b): Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. – *Studia geol. polonica*, **10**, 1–144, Warszawa.
- GÉCZY, B. (1966): Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie – Part I. (Hammatoceratidae). – *Geologica Hungarica, Ser. Palaeontologica*, **34**, 1–275, Budapest.
- GETTY, T.A. (1973): A Revision of the Generic Classification of the Family Echioceratidae (Cephalopoda, Ammonoidea) (Lower Jurassic). – *Univ. Kansas Paleont. Contr.*, **63**, 32 pp., Lawrence.
- GEYER, G. (1886): Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **12**, 213–287, Wien.
- GEYER, G. (1893): Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **15/4**, 1–76, Wien.
- GEYER, O.F. (1961): Monographie der Perisphinctidae des unteren Unterkimmeridgium (Weisser Jura γ, Badenerschichten) im Süddeutschen Jura. – *Palaeontographica, Abt. A*, **117/1–4**, 1–157, Stuttgart.
- GRIESBACH, K. (1868): Der Jura von St. Veit bei Wien. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **18**, 123–130, Wien.
- GRÖSCHKE, M. (1985): Stratigraphie und Ammonitenfauna der Jurarelikte zwischen Straubing und Passau (Niederbayern). – *Palaeontographica, Abt. A*, **191/1–3**, 1–68, Stuttgart.
- GUEX, J., RAKÚS, M., MORARD, A. & QUARTIER-LA-TENTE, M. (2008): Ammonites sinémuriennes du Haut-Atlas marocain. – *Mém. Géol.*, **47**, 99 pp., Lausanne.
- HAAS, O. (1913): Die Fauna des mittleren Lias von Ballina in Südtirol. 2. Teil. – *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients*, **26**, 1–161, Wien.
- HAAS, O. (1915): Über den Internlobus bei *Arietites* und *Arietoceras* SEGUENZA, über seinen Wert als Gattungsmerkmal und über die obere Grenze der stratigraphischen Verbreitung von *Arietites* s. l. – *Centralbl. Min. Geol. Paläont.*, **1915/1**, 27–31, Stuttgart.
- HAUER, F. v. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias und Jura-gebilde in den nordöstlichen Alpen. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **4/4**, 715–784, Wien.
- HAUER, F. v. (1854): Über einige unsymmetrische Ammoniten aus den Hierlatzschichten. – *Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **13/2**, 401–410, Wien.
- HAUER, F. v. (1856): Über die Cephalopoden aus dem Lias der Nordöstlichen Alpen. – *Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **11**, 1–86, Wien.
- HOWARTH, M.K. (1958): A monograph of the ammonites of the Liassic family Amaltheidae in Britain. Part I. – i–xvi, 1–26, London (Palaeont. Soc.).
- HYATT, A. (1867): The fossil cephalopods of the Museum of Comparative Zoology. – *Bull. Mus. comparative Zool., Harvard Univ.*, **1/3**, 71–102, Cambridge.
- KUDERNATSCH, J. (1852): Die Ammoniten von Swinitza. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **1**, 1–16, Wien.
- MEISTER, CH. & BÖHM, F. (1993): Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Formation (Northern Calcareous Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 163–211, Wien.
- MOUTERDE, R. & CORNA, M. (1997): Hettangien. – In: CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P. (Eds.): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. – *Bull. Centre Rech. Elf Exploration-Production, Mém.*, **17**, 7–8, Pau.
- NEUMAYR, M. (1870a): Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **20/2**, 147–156, Wien.
- NEUMAYR, M. (1870b): Jurastudien (Erste Folge). – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **20/4**, 549–558, Wien.
- NEUMAYR, M. (1871): Jurastudien (Zweite Folge). – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **21/3**, 297–378, Wien.
- NEUMAYR, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **5** (1871–1873), 141–257, Wien.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in den Nordalpen. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **7/5**, 1–46, Wien.
- ÖAW (2009): OeTyp-database – Catalogue of Palaeontological Types in Austrian Collections. – Stand 2009. <http://www.oeaw.ac.at/oetyp/> (Accessed: 25.07.2012)
- OLÓRIZ, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithonico inferior en el sector central de las Cordilleras béticas (zona subbética). Paleontología. Bioestratigrafía. – Ph.D. Thesis Univ. Granada, **184**, 758 pp., Granada.
- OLÓRIZ, F., MOLINA-MORALES, J.M. & SERNA-BARQUERO, A. (1999): Revisión estratigráfica del intervalo Kimmeridgiense medio-Tithonico basal en el perfil G10 del sector de Venta Quesada (Sierra Gorda, provincia de Granada). – *Geogaceta*, **26**, 67–70, Huelva.

- OPPEL, A. (1862): Über jurassische Cephalopoden. – Palaeont. Mitth. Mus. königl. Bayer. Staates, **3**, 127–162, München.
- PIA, J. (1914): Untersuchungen über die Gattung *Oxynoticeras* und einige damit zusammenhängende allgemeine Fragen. – Abh. k. k. Geol. R.-A., **23/1**, 1–179, Wien.
- POMPECKJ, J.F. (1896): Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäbischen Jura. Lief. II: IV. *Lytoceras*, V. *Ectocentrites*. – 95–178 pp., Stuttgart (Schweizerbart).
- POPA, E., NĂSTĂSEANU, S. & ANTONESCU, E. (1977): Nouvelles données concernant la biostratigraphie du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (Banat). – *Dări saemă ședinț.*, **63** (1976), 7–24, Bucuresti.
- QUENSTEDT, F.A. (1885): Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. I. Der Schwarze Jura. – 440 pp., Stuttgart (Schweizerbart).
- RAKÚS, M. (1993): Late Triassic and Early Jurassic phylloceratids from Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 933–963, Wien.
- RAKÚS, M. (1994): Les ammonites Lotharingiennes du Jebel Bou Hamid (Haut-Atlas de Rich, Maroc). – In: PALLINI, G. (Ed.): Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium «Fossili, Evoluzione, Ambiente». – Paleopelagos, Spec. Publ., **1**, 299–316, Roma.
- RAKÚS, M. (1999a): Some hitherto undescribed Liassic ammonites from the Adnet Formation in Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 319–328, Wien.
- RAKÚS, M. (1999b): Lower Liassic (Hettangian) ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 329–341, Wien.
- RAKÚS, M. (1999c): Liassic ammonites from Hierlatz, Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 343–377, Wien.
- ROSENBERG, P. (1909): Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. – *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients*, **22/3–4**, 193–345, Wien.
- RULLEAU, L. (1998): Évolution et systématique des phylloceratidae et des lytoceratidae du Toarcien et du Dogger inférieur de la région lyonnaise. – *Docum. Labor. Géol. Lyon*, **149**, 167 pp., Lyon.
- RULLEAU, L. (2006): Biostratigraphie et paléontologie du Lias supérieur et du Dogger de la région lyonnaise. – 382 pp., Lozanne (Comité d'Entreprise des Ciments Lafarge édition).
- SARTI, C. (1985): Biostratigraphie et faune à ammonites du Jurassique supérieur de la plate-forme Atesine (Formation du Rosso Ammonitico Veronais). – *Rev. Paléobiol.*, **4/2**, 321–330, Genève.
- SARTI, C. (1990): Taxonomic revision of the Kimmeridgian (Upper Jurassic) genus *Mesosimoceras* (Ammonoidea) and institution of the new genus *Presimoceras* (Ammonitina, Idoceratinae). – *Paläont. Z.*, **64/1/2**: 39–55, Stuttgart.
- SCHLOTHEIM, E.F. v. (1820): Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinierter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert. – LXII + 436 pp., Gotha (Becker).
- SCHNEID, T. (1944): Über Ataxioceratiden des nördlichen Frankensjura. – *Palaeontographica*, Abt. A, **96**, 1–43, Stuttgart.
- SCHWEIGERT, G., DIETZE, V. & BALLE, T. (2000): Dimorphismus und Phylogenie der Ammonitengattung *Csermyeiceras* Géczy (Früher Mitteljura, Phlycticeratinae). – *Stuttgarter Beitr. Naturkde.*, Ser. B, **294**, 1–13, Stuttgart.
- TIETZE, E. (1872): Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgstockes. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **22**, 35–142, Wien.
- TINTANT, H. (1969): Les “Nautiles à côtes” du Jurassique. – *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, **55/1**, 53–96, Paris – New York.
- TRAUTH, F. (1935): Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide. – *Jb. Geol. B.-A.*, **85**, 309–332, Wien.
- TRAUTH, F. (1938): Die Lammellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. – *Palaeontographica*, Abt. A, **88**, 115–229, Stuttgart.
- VACEK, M. (1886): Über die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze. – *Abh. k. k. Geol. R.-A.*, **12**, 57–212, Wien.
- VADÁSZ, M.E. (1908): Die unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagykovács. – *Mitt. Jb. k. ung. Geol. R.-A.*, **16**, 309–406, Budapest.
- WÄHNER, F. (1882–1898): Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. I–VIII. – *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients*, Vol. **2–11**, 291 pp., Wien.
- WESTERMANN, G.E.G. (1964): Sexualdimorphismus bei Ammonoideen und seine Bedeutung für die Taxonomie der Otoitidae (einschließlich Sphaeroceratinae; Ammonitina, M. Jura). – *Palaeontographica*, Abt. A, **124**, 33–73, Stuttgart.
- WIEDENMAYER, F. (1980): Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen). – *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **93**, 1–260, Zürich.
- WRIGHT, T. (1878–1886): Monograph on the Lias ammonites of the British Islands. – *Palaeont. Soc. Monogr.*, **32–39**, 503 pp., London.
- YOUNG, G. & BIRD, J. (1822): A geological survey of the Yorkshire Coast. – 335 pp., Whitby.
- ZIETEN, C.H. v. (1830–1833): Die Versteinerungen Württembergs. – 102 pp., Stuttgart (Schweizerbart).

Received: 13. February 2012, Accepted: 25. July 2012

Neue biostratigrafische Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge am Polzberg bei Lunz am See (NÖ)

GERHARD BRYDA*

1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 71 Ybbsitz
 Blatt 72 Mariazell

Wettersteinkalk
 Steinalm-Formation
 Anisium
 Polzberggraben
 Lunz am See
 Niederösterreich

Inhalt

Zusammenfassung 201
 Abstract 201
 Tafel 202
 Literatur 204

Zusammenfassung

Neue Fossildaten (Dasycladalen und Foraminiferen) aus der Mitteltrias Schichtfolge des Schindelberges (1.066 m. ü. A.) nahe der klassischen Fossilfundstelle im Polzberggraben bei Lunz/See belegen, dass es sich bei dem dort in den bestehenden Karten als Wettersteinkalk (Ladinium bis Unteres Karnium) ausgeschiedenen Gestein eigentlich um ein Äquivalent der Steinalm-Formation (Mittleres Anisium) handelt. Die paläogeografische Position der Fossilfundstelle in den Trachyceras Schichten im Polzberggraben kann daher nicht mehr im Nahbereich einer ehemaligen Wetterstein-Karbonatplattform vermutet werden.

New Biostratigraphic Data from the Middle Triassic series at Polzberg near Lunz am See (Lower Austria)

Abstract

New fossil data (Dasyclads and Foraminifers) from the Middle Triassic series of Schindelberg (1.066 m.a.s.l.) located in the neighborhood of the classic fossil finding place of Polzberggraben near Lunz/See (Lower Austria) proof, that the areas delineated as Wetterstein limestone (Ladinian to Lower Carnian) in existing maps have to be classified as Steinalm Formation (Middle Anisian). Therefore, the paleogeographical position of the fossil finding place in the Trachyceras beds of Polzberggraben can no longer assumed to be in the vicinity of a preexisting Wetterstein carbonate platform.

Im Sommer 2011 wurde ich von Frau Birgitt Aschauer auf neue Fossilfunde im Bereich der historischen Grabungsstelle im Polzberggraben (STUR, 1886; GLAESSNER, 1931) nahe Lunz am See (Nö) aufmerksam gemacht. Bei einer darauf folgenden gemeinsamen Exkursion wurden die Fundstellen und der alte Grabungsplatz im Polzberggraben besucht und der angrenzende Bereich Polzberg – Schindelberg (1.066 m ü. A.) zur Übersicht begangen.

Das Gebiet befindet sich im Grenzbereich der geologischen Kartenblätter GK50 Blatt 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) und Blatt 72 Mariazell (BAUER & SCHNABEL, 1997). Diese zeigen den Schindelberg als Kern einer Antiklinale innerhalb der Sulzbach-Decke, deren mittel-

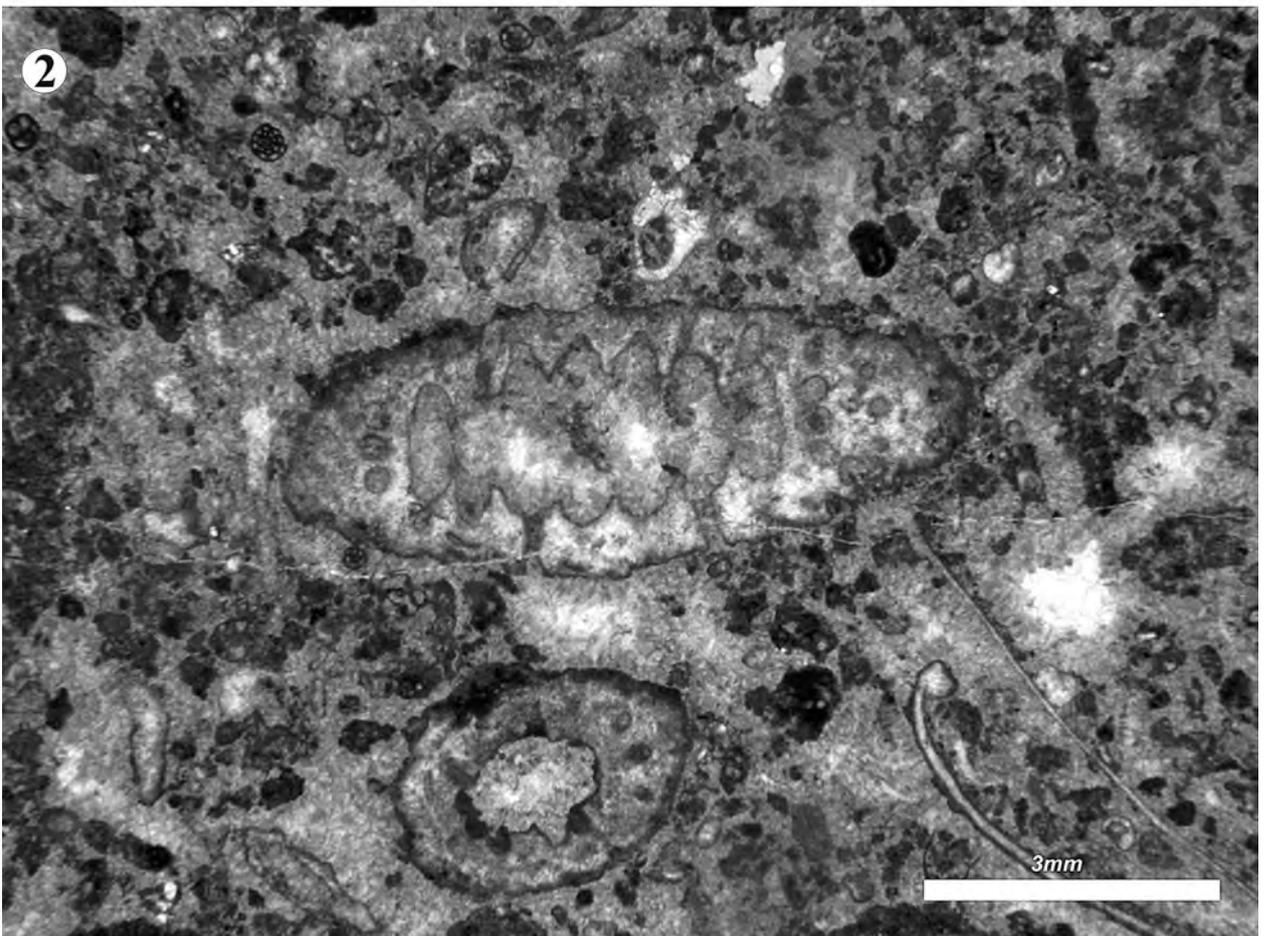
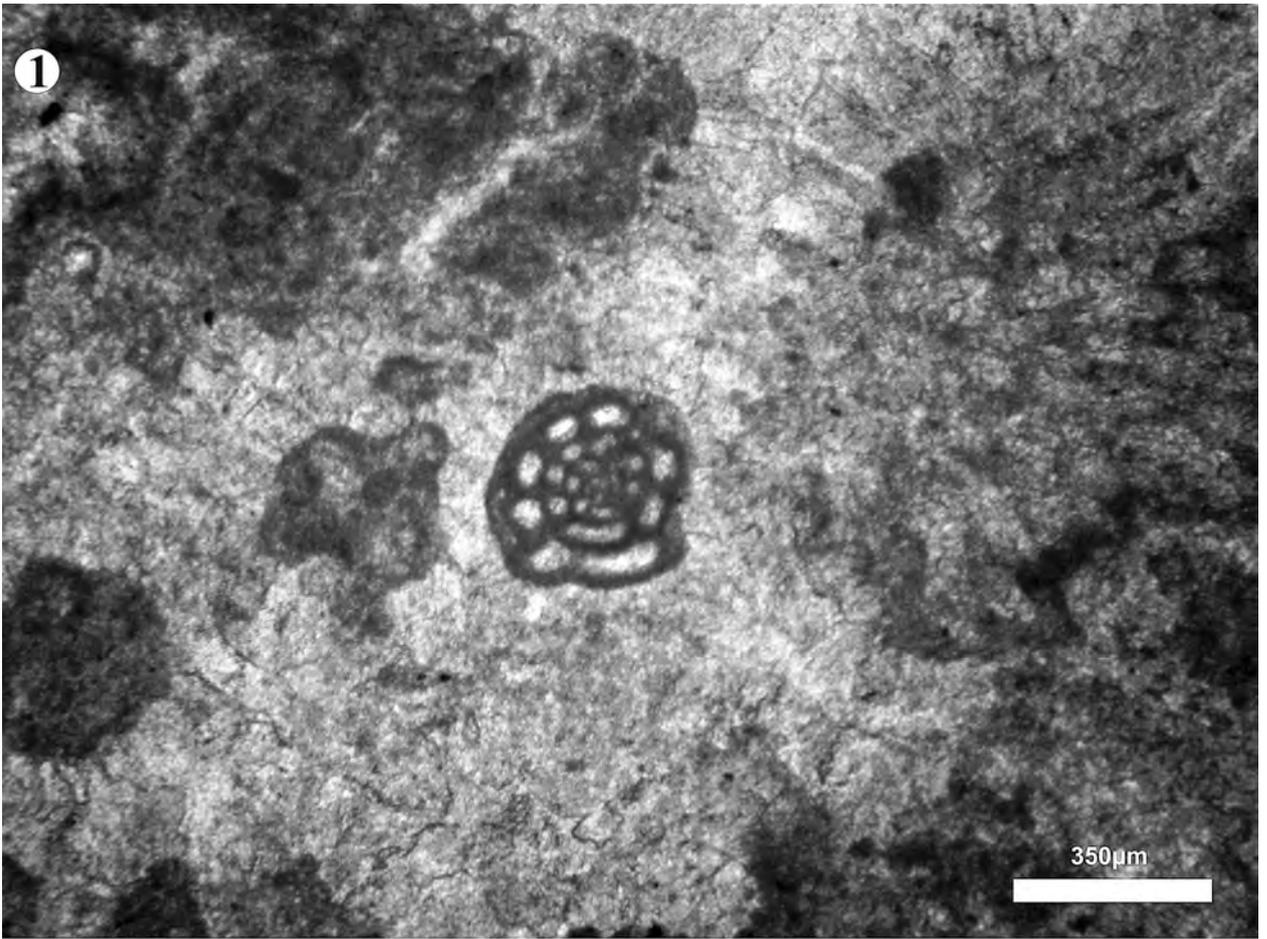
triadische Schichtfolge von der Gutenstein-Formation im Liegenden, über die Reifling-Formation und die Göstlinger Schichten, bis in den Wettersteinkalk im Hangenden reicht und von obertriadischen Lunzer Schichten, Opponitz-Formation und Hauptdolomit eingehüllt wird. Die Fossilfundstellen befinden sich innerhalb der Trachyceras Schichten an der Basis des Reingrabener Schiefers, der an dieser Stelle von geringmächtigen, kieselig plattigen Göstlinger Schichten unterlagert wird.

An der beschriebenen Situation fällt im Kartenbild, bei genauer Kenntnis der Mitteltrias-Schichtfolgen in diesem Raum, das in beiden Karten als Wettersteinkalk ausgeschiedene Polygon besonders auf. In der Kartendarstel-

*) GERHARD BRYDA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. gerhard.bryda@geologie.ac.at

Tafel 1

- Fig. 1: BYG11-068, *Phys oporella pauciforata* [GÜMBEL 1872] STEINMANN 1903.
Fig. 2: BYG11-070, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ 1965.



lung ist die Gutenstein-Formation mit dem auflagernden Wettersteinkalk stratigrafisch verbunden. Der Wettersteinkalk wird sodann offenbar von Reifling-Formation überlagert oder verzahnt mit dieser. Diese Situation könnte vielleicht noch erklärt werden, wenn es sich bei dem Gestein innerhalb des Polygons nicht nur um Wettersteinkalk, sondern auch um Steinalmkalk handeln würde, oder der Wettersteinkalk in Vorriff- bis Hangfazies entwickelt wäre, die mit der Reifling-Formation verzahnt. Auch bei diesen Lösungsansätzen wären jedoch zusätzliche Störungen erforderlich, die im Kartenbild nicht vorhanden sind.

Aufgrund der beschriebenen Problematik wurde daher der vermeintliche Wettersteinkalk am Schindelberg bei der gemeinsamen Begehung genauer untersucht. Dabei konnte das Gestein im Gelände bereits nach der Aufsammlung einiger Handstücke klar einer Seichtwasserfazies zugeordnet werden. Nach dem Fund mehrerer Handstücke mit deutlich erkennbaren Dasycladalen im Bereich einer größeren Entnahmestelle im Hangschutt südwestlich Polzberg (Koordinaten: BMN34 – R 657.020, H 306.504, 910 m. ü. A.) schien eine stratigrafische Einstufung in das Mittlere Anisium und die Zuordnung zur Steinalm-Formation sehr wahrscheinlich. Diese Annahme konnte nach der Anfertigung mehrerer Dünnschliffe bestätigt werden.

Im Dünnschliff konnten zahlreiche Dasycladalen der für das Mittlere Anisium leitenden (OTT, 1972; PIROS et al., 2001) Art *Physoporella pauciforata* [GÜMBEL 1872] STEINMANN 1903 und die für den Zeitraum Pelsonium bis Illyrium leitende (SALAJ et al., 1983) Foraminifere *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ 1965 nachgewiesen werden (siehe Tafel 1).

Vermutlich ist die gesamte am Schindelberg als Wettersteinkalk ausgewiesene Fläche der Steinalm-Formation zuzuordnen. Dieser folgt dann stratigrafisch auf die Gutenstein-Formation und wird von der Reifling-Formation überlagert. Bei der auf Kartenblatt 72 Mariazell (BAUER & SCHNABEL, 1997) unmittelbar südlich des Schindelberg Gipfels (1.066 m. ü. A.) eingetragenen, ca. WSW-ONO verlaufenden Schichtgrenze handelt es sich vermutlich um einen steilstehenden Störungskontakt, der zwei normale Schichtfolgen trennt. Diese Annahme kann jedoch nur durch weitere Geländetätigkeit verifiziert werden. Als Ergebnis der Richtigstellung der Schichtfolge am Schindelberg kann auch die paläogeografische Position der klassischen Fossilfundstelle in den Trachyceras Schichten im Polzberggraben nicht mehr im Nahbereich einer ehemaligen Wetterstein-Karbonatplattform vermutet werden.

Literatur

BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geol. B.-A., Wien.

GLAESSNER, M.F. (1931): Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 467–489, Wien.

OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen Stratigraphie der Alpenen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten, **21**, 455–464, Innsbruck.

PIROS, O., PAVLIK, W., MOSER, M. & BRYDA, G. (2001): Vorläufige Ergebnisse zur Kalkalgen Stratigraphie der alpinen Mitteltrias aus dem Hochschwabmassiv (Mürzalpen-Decke, Steiermark). – Arbeitstagung der Geol. B.-A., **2001**, 95–104, Geol. B.-A., Wien.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geol. B.-A., Wien.

SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. (1983): Triassic Foraminifers of the West Carpathians. – 213 p., Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

STUR, D. (1886): Vorlage des ersten fossilen Schädels von *Cerathodus* aus den obertriadischen Reingrabner Schiefen von Pölzberg nördlich bei Lunz. – Verh. Geol. R.-A., **1886**, 381–383, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 18. Juni 2012, Angenommen: 22. Juni 2012

Tetrapod Footprints from the Alpine Buntsandstein (Lower Triassic) of the Drau Range (Eastern Alps, Austria)

KARL KRAINER¹, SPENCER G. LUCAS² & AUSONIO RONCHI³

4 Text-Figures

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 200 Arnoldstein

Tetrapod footprints
Lower Triassic
Olenekian
Austria
Protochirotherium
Rhynchosauroides
Synaptichnium
Protochirotherium biochron

Contents

Zusammenfassung 205
 Abstract 205
 Introduction 206
 Provenance 206
 Ichnology 206
 Biostratigraphic Significance 210
 Acknowledgements 210
 References 210

Tetrapodenfährten aus dem Alpenen Buntsandstein (Untertrias) des Drauzuges (Ostalpen, Österreich)

Zusammenfassung

Wir dokumentieren Tetrapodenfährten aus dem oberen Teil des Oberen Alpenen Buntsandsteins (unteres Olenekium) des Drauzuges (Kärnten, Südösterreich). Die Tetrapodenfährten stammen aus einer dünnen Lage aus roten Silt- und Tonsteinen, eingeschaltet in einer Sandsteinabfolge, die Ablagerungen breiter, flacher Rinnen eines verzweigten Flusssystemes darstellen. Drei Ichnotaxa wurden bestimmt: aff. *Protochirotherium* ichnosp., *Rhynchosauroides* ichnosp. und cf. *Synaptichnium* ichnosp. Diese Fährtenfauna ist das dritte Vorkommen der bislang relativ wenig bekannten Fährtenvergesellschaftung des *Protochirotherium* Biochrons und stellt das älteste bekannte, gut datierte Vorkommen von Tetrapodenfährten dar, das dem *Protochirotherium* Biochron zugeordnet werden kann. Es bestätigt das Vorkommen von *Synaptichnium* in dieser Zeit und zeigt, dass dieses Biochron einen Großteil des Olenekium repräsentiert.

Abstract

We document tetrapod footprints from the upper part of the Upper Alpine Buntsandstein (lower Olenekian) of the Drau Range (Carinthia, Southern Austria). The tetrapod footprints occur in thin red siltstone and shale intercalated in superimposed sandstone sheets deposited in broad shallow channels of a distal braidplain environment. Three ichnotaxa are present: aff. *Protochirotherium* ichnosp., *Rhynchosauroides* ichnosp. and cf. *Synaptichnium* ichnosp. The Austrian footprint assemblage adds a third datapoint to the relatively little known footprint assemblages of the *Protochirotherium* biochron, and is the oldest known, precisely-dated record of tetrapod footprints that can be assigned to the *Protochirotherium* biochron. It confirms the presence of *Synaptichnium* in this time interval and it establishes that the biochron is equivalent to most of Olenekian time.

1 KARL KRAINER: Institute of Geology and Paleontology, University of Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria. karl.krainer@uibk.ac.at.
 2 SPENCER G. LUCAS: New Mexico Museum of Natural History, 1801 Mountain Road NW, Albuquerque, New Mexico 87104, USA.
 3 AUSONIO RONCHI: Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Via Ferrata 1, 27100 PV, Italy.

Introduction

Tetrapod footprints have been known from the Lower and Middle Triassic Buntsandstein of the Germanic Basin since KAUP (1835) described *Chirotherium* from the Buntsandstein ("Thüringer Chirotheriensandstein") of southern Thuringia. Tetrapod footprints of late Early and/or Middle Triassic age are also known from England, France, Italy and Poland in western Europe, northern Africa, southern China, the western USA and Argentina (e.g., HAUBOLD, 1984; KLEIN & HAUBOLD, 2007; LUCAS, 2007; KLEIN & LUCAS, 2010a, b; KLEIN et al., 2010; TOURANI et al., 2010). From the Alpine Buntsandstein of the Eastern Alps in Austria, which represents the lower part of the Lower Triassic in the Tethyan realm and is composed of mostly nonmarine red beds, tetrapod footprints have not been previously documented, although the facies is quite similar to that of the Buntsandstein in the Germanic Basin. KRÄINER (1985) first mentioned the occurrence of tetrapod footprints from the upper part of the Alpine Buntsandstein of the Drau Range, but without any description or identifications. The purpose of this paper is to provide a first description and documentation of tetrapod footprints from the Alpine Buntsandstein and to comment on their biostratigraphic significance.

Provenance

Tetrapod footprints were collected from a red micaceous siltstone and shale horizon in the upper part of the Upper Alpine Buntsandstein of the Drau Range, which is exposed along the road from Aichach to Ried, approximately 5 km SW of Paternion in the northern Gailtal Alps (Carinthia, southern Austria: Text-Fig. 1). The first specimens were collected in 1983; additional collections were obtained in 2009 and 2010. The specimens are stored in the paleontological collection of the Institute of Geology and Paleontology of the University of Innsbruck (catalogue numbers P-10123–P-10128).

In the Drau Range, the Alpine Buntsandstein is up to 150 m thick and composed of two fining-upward megasequences termed Lower and Upper Alpine Buntsandstein (KRÄINER, 1985, 1987). Tetrapod footprints documented in this paper occur in a 20 cm thick red siltstone and shale intercalated in sandstone. The siltstone and shale is laminated, thins out laterally and is intercalated in superimposed sandstone sheets deposited in broad shallow channels of a distal braidplain environment (KRÄINER, 1985, 1987, 2010).

The Upper Alpine Buntsandstein approximately correlates to the Volpriehausen- and Detfurth-Folge of the Buntsandstein in the Germanic Basin (KRÄINER, 2010) (Text-Fig. 1). This indicates an Induan age of the Lower Alpine Buntsandstein and an Early Olenekian age of the Upper Alpine Buntsandstein of the Drau Range (KRÄINER, 2010).

Ichnology

We have collected eight specimens with tetrapod footprints of relatively poor preservation from the locality in the Drau Range. From the collection, we can tentatively identify three ichnogenera of tetrapod footprints.

Aff. *Protochirotherium* ichnosp.

P-10128 (Text-Fig. 2 A–B) is an incomplete pes imprint preserved in convex hyporelief. It is the largest track in

the assemblage, measuring approximately 100 mm in total length. Longer than wide, it has a sole that is broad and plantigrade. The digits are relatively thick, with evident digital pads, and have pointed tips. Digit I is much shorter than digit II, which is shorter than digits III–IV, and digit III is longest. The location of digit V is not certain due to breakage, but it appears to be set well posterior to the other digits.

This specimen is clearly the footprint of a chirothere, but is incomplete and not well enough preserved to allow a definite ichnogeneric assignment. The following features support possible assignment to *Protochirotherium*: relatively large size and plantigrade; long, thick digits I–IV; digit lengths III > IV > II > I; and digit IV slightly shorter than digit III (cf. HAUBOLD, 1971a, b; KLEIN & HAUBOLD, 2003, 2004; KING et al., 2005; KLEIN & LUCAS, 2010a, b). However, this footprint is not well enough preserved to be identified with certainty at the ichnogeneric level. Clearly it is chirothere, and we tentatively identify it as aff. *Protochirotherium*.

Rhynchosauroides isp.

P-10127 (Text-Fig. 3 A–B) is a small (total length = 10 mm), lacertoid, digitigrade and tridactyl imprint. It has three thin, curved (toward the midline) digits pointing in one direction (here identified as digits II–IV), and a fourth imprint (digit or sole imprint?) pointing in the other direction. The three digits increase in length from II to III to IV, and digit IV diverges more than III does from II. P-10123 is another small, tridactyl track, but is much less well preserved than P-10127. We identify P-10127 as a pes track of *Rhynchosauroides*.

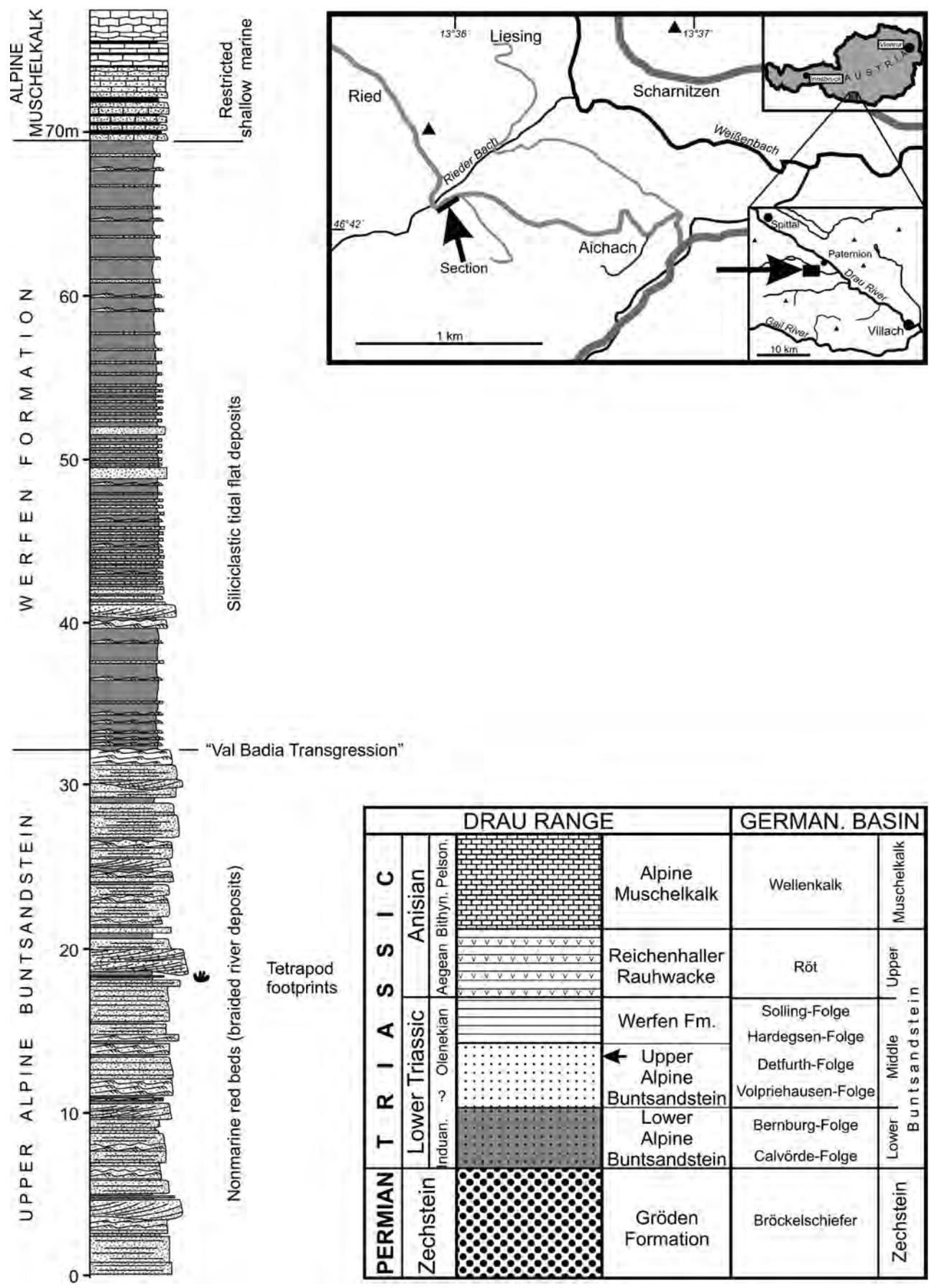
P-10126 (Text-Fig. 3 C–D) is a small (14.5 mm long) pentadactyl print that is relatively broad (length/width = 1.3). Digits II–IV are forward directed and increase in length from I to IV. Digit V is posterior to the digit row formed by digits I–IV and projects laterally. We identify P-10126 as a manus track of *Rhynchosauroides*.

The small size of the pes, the lacertoid and medially curved digits and the increase in digit length from II to IV and the relatively small plantigrade manus are characteristic of *Rhynchosauroides* (e.g., HAUBOLD, 1971b; KLEIN & LUCAS, 2010b; LUCAS et al., 2010). Tridactyl pes tracks are common in *Rhynchosauroides* (for example, see DEMATHIEU & DEMATHIEU, 2004: Fig. 5 and LUCAS et al., 2010: Figs. 45–46). The Austrian specimens are few and not well preserved, and the ichnogenus *Rhynchosauroides* is badly in need of revision, so we make no ichnospecific assignment. Small lepidosauromorphs are the most likely trackmakers of *Rhynchosauroides* (HAUBOLD, 1971a, b, 1984; LUCAS et al., 2010).

Cf. *Synaptichnium* ichnosp.

Specimen P-10125 (Text-Fig. 2 C–D) preserves associated manus and pes imprints in convex hyporelief. The pes preserves digits I–IV, which has pointed tips, are slightly curved and relatively slender. Digits increase in length from I to IV, with digits I and II approximately the same length, and III and IV approximately the same length. Digit V, much the shortest digit, is well separated and posterior to digit IV. There is a large, plantigrade sole imprint. Total length of the pes imprint is approximately 55 mm.

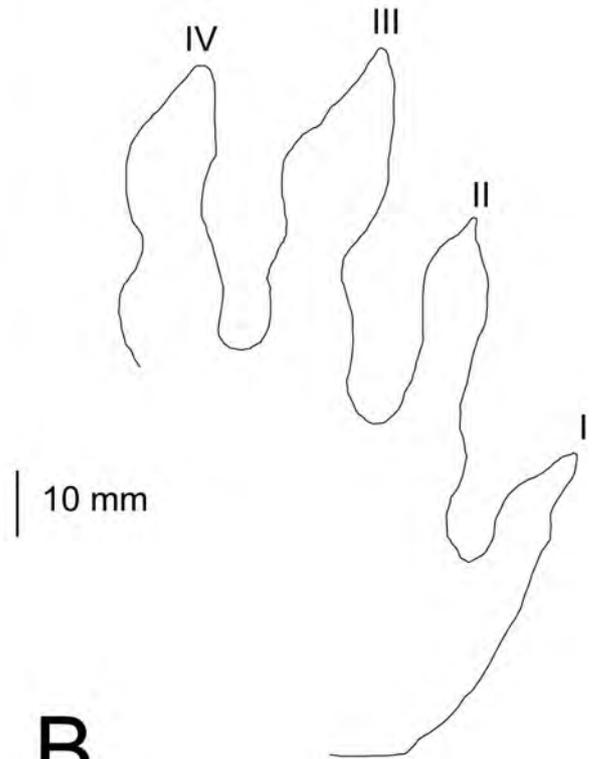
The manus imprint has a total length of approximately 28 mm and is rotated medially with respect to the pes imprint. It preserves five digits, and digit V is impressed as a long, oblique print posterior to the other digits and



Text-Fig. 1. Location map (upper right), detailed stratigraphic section (left) through the uppermost Alpine Buntsandstein, Werfen Formation and lowermost Alpine Muschelkalk with position of the horizon containing the tetrapod footprints and generalized stratigraphy of the Lower Triassic of the Drau Range and correlation with the Lower Triassic of the Germanic Basin (lower right).



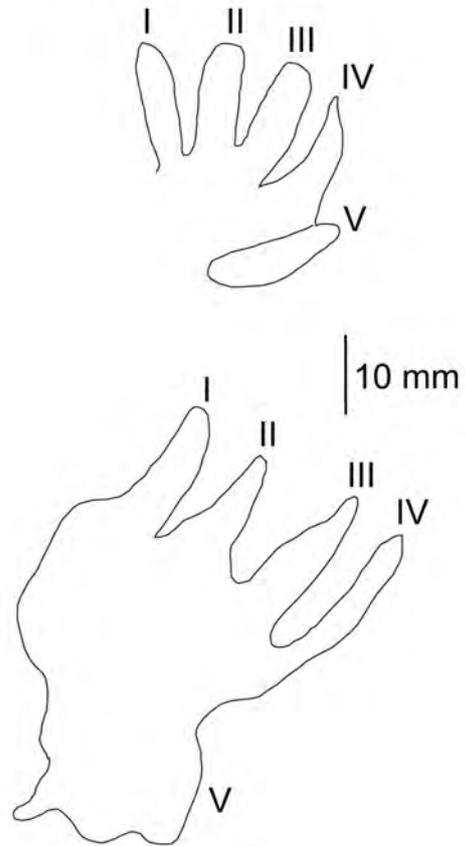
A



B



C



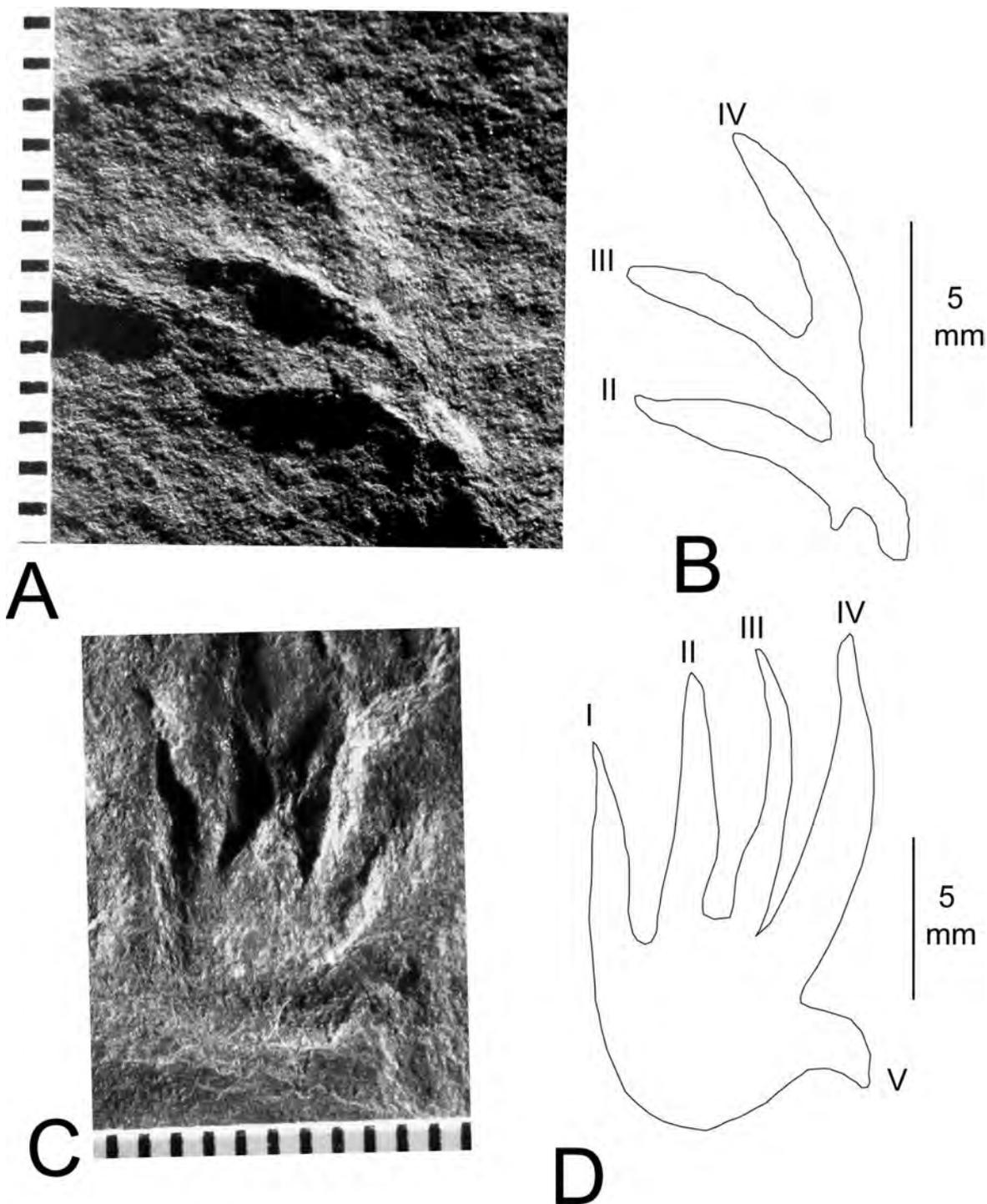
D

Text-Fig. 2.
 Chirothere footprints from the Upper Alpine Buntsandstein in the Drau Range, Austria.
 A–B, aff. *Protochirotherium* ichnosp., P-10128, incomplete pes imprint in convex hyporelief.
 C–D, cf. *Synaptichnium* ichnosp., P-10125, pes and manus imprints in convex hyporelief.
 Scales are in mm.

directed outward from the trackway midline. Digits I–IV are in a group oriented antero-medially, with digits II and III slightly longer than digit I and longer than digit IV. Digit tips of II and III are not preserved.

Diagnostic features of *Synaptichnium* seen in the Austrian specimen are: manus about one third smaller than pes, manus digit III longest, pes digit IV longest, pes digits slightly curved inward with short and acute claws and no digital pads (cf. HAUBOLD, 1971a, b; KLEIN & HAUBOLD,

2003, 2004; DEMATHIEU & DEMATHIEU, 2004). However, given the limited nature of the material available to us, we only identify this specimen as cf. *Synaptichnium*. There are at least four valid ichnospecies of *Synaptichnium*, and the North American ichnospecies *S. cameronense* and *S. diabloense* have very short and splayed pes digits I and II, quite different from the Austrian specimen. However, given the limited extent of our material, we also make no ichnospecific assignment.



Text-Fig. 3.
Rhynchosauroides ichnosp. footprints from the Upper Alpine Buntsandstein in the Drau Range, Austria.
 A–B, Pes imprint in convex hyporelief, P-10127.
 C–D, Manus imprint in concave epirelief, P-10126.
 Scales are in mm.

Biostratigraphic Significance

The Austrian footprint assemblage can be characterized as chirothere dominated and includes lacertoid footprints. Thus it resembles chirothere-dominated tetrapod footprint assemblages found in many Lower-Middle Triassic strata across Pangea. KLEIN & LUCAS (2010a) most recently reviewed the stratigraphic distribution of Triassic tetrapod footprint assemblages (also see LUCAS, 2003, 2007; HUNT & LUCAS, 2007 and KLEIN & HAUBOLD, 2007). They assigned the classic chirothere assemblages to their *Chirotherium barthii* biochron, which is of latest Olenekian–Anisian age (Text-Fig. 4). KLEIN & LUCAS (2010a) also identified an older footprint biochron, the *Protochirotherium* biochron of Olenekian age (Text-Fig. 4).

The age of the upper part of the Alpine Buntsandstein is early Olenekian, so the footprints described here are within the age of KLEIN & LUCAS's (2010a) *Protochirotherium* biochron. The assemblages of the biochron previously documented are from the Wióry-Formation of the Holy Cross Mountains of Poland (FUGLEWICZ et al., 1990; PTASZYNSKI, 2000; NIEDZWIEDZKI & PTASZYNSKI, 2007) and from the Detfurth-Formation of eastern Hessen, Germany (FICHTER & KUNZ, 2004) and these are of late Olenekian (early Spathian) age (KLEIN & LUCAS, 2010a). So the Drau Range assemblage is the oldest known, precisely dated record of tetrapod footprints that can be assigned to the *Protochirotherium* biochron. The Austrian footprint assemblage documented here thus adds a third datapoint to the relatively little known footprint assemblages of the *Protochirotherium* biochron. It confirms the likely presence of *Synaptichnium* in this time interval and it establishes that the biochron is equivalent to most of Olenekian time.

standard global chronostratigraphic scale		land-vertebrate faunachrons	footprint biochrons
Ma 201	J	Hettangian	Wassonian
		Rhaetian	Apachean
210	Late	Norian	Revueltian
220	Late		<i>Brachychirotherium (sensu stricto)</i>
		Carnian	Adamanian
230	Late		
240	Middle		
		Ladinian	Berdyankian
250	Middle		<i>Atreipus-Grallator</i>
		Anisian	Perovkan
252	Early	Olenekian	<i>Chirotherium barthii</i>
		Induan	<i>Protochirotherium</i>
252	Permian	Changxingian	<i>dicynodont footprints</i>
		Lootsbergian	
		Platbergian	

Text-Fig. 4. Triassic tetrapod footprint biochronology of KLEIN & LUCAS (2010a), showing temporal position of Drau Range footprint assemblage.

Acknowledgements

We thank Felix Heller (Innsbruck) for the preparation of thin section and Hendrik Klein for comments on an earlier version of this manuscript. Marco Avanzini and an anonymous

reviewer made helpful suggestions that improved the manuscript.

References

- DEMATHIEU, G. & DEMATHIEU, P. (2004): Chirotheria and other ichnotaxa of the European Triassic. – *Ichnos*, **11**, 79–88, Philadelphia.
- FICHTER, J. & KUNZ, R. (2004): New genus and species of chirotheroid tracks in the Detfurth-Formation (Middle Bunter, Lower Triassic) of Central Germany. – *Ichnos*, **11**, 183–193, Philadelphia.
- FUGLEWICZ, R., PTASZYNSKI, T. & RDZANEK, K. (1990): Lower Triassic footprints from the Swietokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **35**, 109–164, Warsaw.
- HAUBOLD, H. (1971a): Die Tetrapodenfährten des Buntsandsteins in der Deutschen Demokratischen Republik und in Westdeutschland und ihre Äquivalente in der gesamten Trias. – *Paläontol. Abh.*, Abt. A, **IV/3**, 395–548, Berlin.
- HAUBOLD, H. (1971b): Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum fossilium. – *Encyclopedia of Paleoherpertology*, **18**, 1–124, Stuttgart.
- HAUBOLD, H. (1984): Saurierfährten. – 231 S., Wittenberg.
- HUNT, A.P. & LUCAS, S.G. (2007): The Triassic tetrapod track record: Ichnofaunas, ichnofacies and biochronology. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): *The Global Triassic*. – New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **41**, 78–87, Albuquerque.
- KAUP, J.J. (1835): Über Thierfährten bei Hildburghausen. – *Neues Jb. f. Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde*, **1835**, 227–228.

- KING, M.J., SARJEANT, W.A.S., THOMPSON, D.B. & TRESISE, G. (2005): A revised systematic ichnotaxonomy and review of the vertebrate footprint ichnofamily Chirotheriidae from the British Triassic. – *Ichnos*, **12**, 241–299, Philadelphia.
- KLEIN, H. & HAUBOLD, H. (2003): Differenzierung von ausgewählten Chirotherien der Trias mittels Landmarkanalyse. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B*, **25**, 21–36, Halle.
- KLEIN, H. & HAUBOLD, H. (2004): Überlieferungsbedingte Variation bei Chirotherien und Hinweise zur Ichnotaxonomie nach Beispielen aus der Mittel- bis Ober-Trias (Anisium–Karnium) von Nordbayern. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B*, **26**, 1–15, Halle.
- KLEIN, H. & HAUBOLD, H. (2007): Archosaur footprints – Potential for biochronology of Triassic continental sequences. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): *The Global Triassic*. – New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **41**, 120–130, Albuquerque.
- KLEIN, H. & LUCAS, S.G. (2010a): Tetrapod footprints – their use in biostratigraphy and biochronology of the Triassic. – In: LUCAS, S.G. (Ed.): *The Triassic Timescale*. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **334**, 419–446, London.
- KLEIN, H. & LUCAS, S.G. (2010b): Review of the tetrapod ichnofauna of the Moenkopi Formation/Group (Early-Middle Triassic) of the American Southwest. – *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, **50**, 1–67, Albuquerque.
- KLEIN, H., VOIGT, S., HMINNA, A., SABER, H., SCHNEIDER, J. & HMICH, D. (2010): Early Triassic archosaur-dominated footprint assemblage from the Argana Basin (Western High Atlas, Morocco). – *Ichnos*, **17**, 1–13, Philadelphia.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten Kärntens. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/1**, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (2010): Die fazielle Entwicklung der Untertrias und unteren Mitteltrias in den Ostalpen. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland X. Buntsandstein*. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69**, 119–127, Hannover.
- LUCAS, S.G. (2003): Triassic tetrapod footprint biostratigraphy and biochronology. – *Albertiana*, **28**, 75–84, Utrecht.
- LUCAS, S.G. (2007): Tetrapod footprint biostratigraphy and biochronology. – *Ichnos*, **14**, 5–38, Philadelphia.
- LUCAS, S.G., SPIELMANN, J.A., KLEIN, H. & LERNER, A.J. (2010): Ichnotaxonomy of the Upper Triassic (Apachean) Redonda Formation, east-central New Mexico. – *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, **47**, 1–75, Albuquerque.
- NIEDZWIEDZKI, G. & PTASZYNSKI, T. (2007): Large Chirotheriidae tracks in the Early Triassic of Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. – *Acta Geologica Polonica*, **57**, 325–342, Warsaw.
- PTASZYNSKI, T. (2000): Lower Triassic vertebrate footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **45**, 151–194, Warsaw.
- TOURANI, A., BENAOUISS, N., GAND, G., BOURQUIN, S., JALIL, N., BROUTIN, J., BATTAIL, B., GERMAIN, D., KHALDOUNE, F. & SEBBAN, S. (2010): Evidence of an Early Triassic age (Olenekian) in Argana Basin (High Atlas, Morocco) based on new chirotherioid traces. – *Comptes Rendus Palevol*, **9**, 201–208.

Received: 13. August 2012, Accepted: 5. September 2012



Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007, 2009–2012

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte unterteilt in einen Abschnitt, 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 2009 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die diesjährigen Arbeiten basieren auf Probenahmen in der näheren Umgebung von Eggenburg, die im Mai 2009 gemeinsam mit Dr. R. Roetzel durchgeführt wurden. Eines der Ziele war, die räumliche Verbreitung der drei kadmischen plutonischen Einheiten Eggenburger Hauptgranit, Gauderndorfer Metagranodiorit und Passendorfer Metatonalit/-granodiorit in diesem Abschnitt des Thayabatholiths genauer herauszuarbeiten.

Schon bei den Untersuchungen des Vorjahres hat sich angedeutet, dass der Westrand (Hangendbereich) des südlichen Thayabatholiths zu einem großen Teil aus kalifeldspatarmen Metagranitoiden und Orthogneisen besteht, die mit der Passendorfer Metatonalit/-granodiorit-Serie bei Pulkau korrelieren (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149, 2009). Das wurde durch die diesjährigen Untersuchungen im Raum Eggenburg bestätigt. Die zahlreichen Aufschlüsse entlang der westlichen Stadtmauer von Eggenburg repräsentieren im Wesentlichen einen schwach deformierten, klein- bis mittelkörnigen Biotit-Granodiorit bis -tonalit mit ca. 50 % Plagioklas und ca. 25–30 % Quarz. Kalifeldspat ist im Dünnschliff unauffällig und i. Allg. nur klein und zwickelfüllend entwickelt. Sein modaler Anteil liegt nach Modalbestandsbestimmungen und Mesonormberechnungen im Bereich von 7 bis 10 %. Im Streckeisendiagramm fallen die Gesteine somit in den Grenzbereich Granodio-

rit-Tonalit. Die Biotitgehalte liegen typisch bei ca. 10 bis 15 %. Hornblende wurde nicht beobachtet.

Viele Plagioklase zeigen unter dem Mikroskop noch Reste eines magmatischen, oszillierenden Zonarbaus (An_{20–40}) und sind nur gering mit Sekundärmineralen wie Serizit und Klinozoisit gefüllt. Manche Plagioklaskörner weisen allerdings bereits eine fortgeschrittene Rekristallisation auf und sind in ein Mosaik von Oligoklas-Subkörnern umgewandelt, wobei dann zumeist auch eine kräftige Ausscheidung von Klinozoisit zu beobachten ist. Mehrere mm große und nahezu idiomorphe kurzsäulige Biotite sind für solche wenig deformierte Varianten der Passendorfer Metatonalite/-granodiorite sehr kennzeichnend.

Eine etwas gröbere Variante eines Metatonalits (Kalifeldspatanteil ca. 5 %) mit besonders großen, aber oft in sich domänenartig rekristallisierten Biotitformrelikten wurde am westlichen Stadtrand von Eggenburg im Steinbruch bei der Bahnbrücke über die Kühnringerstraße genommen. In seiner geochemischen Zusammensetzung ist dieses Material den zuvor genannten Proben sehr ähnlich.

Die gleichen granodioritisch-tonalitischen Ausgangsmaterialien sind von Eggenburg nach Westen bis ganz ins Hangende des Thayabatholiths zu verfolgen, hier aber zunehmend stärker von variszischer Vergneisung betroffen. An der Bahn westlich Donati und auch an der Pfaffenleiten NNW Eggenburg liegen die Granodiorite/Tonalite durchwegs in mylonitisch deformierter Form als Orthogneise vor, wobei z.T. auch hydrothermale Alteration mit erheblicher Serizitbildung feststellbar ist. Formrelikte der primären magmatischen Plagioklase sind aufgrund der fortgeschrittenen Deformation und Rekristallisation nur mehr schemenhaft zu erkennen. Auch der Biotit ist generell fein rekristallisiert und in Zügen angeordnet. Die variszischen

Biotitrekristallite sind im Dünnschliff olivbraun bis grünlich, im Gegensatz zur ursprünglich intensiv braunen bis rotbraunen Farbe der Primärbiotite. Die Rekristallisation des Biotits ist mit einer kräftigen Ausscheidung von kleinen Partikeln von Titanmineralen (größtenteils wohl Ilmenit, aber z.T. auch Titanit) verbunden.

Trotz unterschiedlicher variszischer Überprägung kann also aufgrund der geochemischen Daten davon ausgegangen werden, dass der Hangendbereich des Thayabatholiths W Eggenburg ehemals eine ziemlich einheitliche plutonische Masse war, mit einer Zusammensetzung im Grenzbereich Granodiorit/Tonalit.

Bei Donati am Lateinbach finden sich allerdings Einschaltungen von mehr mafischen Gesteinen, die möglicherweise einen größeren basischen Körper repräsentieren. Zwei dort in einem Abstand von etwa 300 m genommene dunkle Orthogneisproben haben SiO_2 -Gehalte von nur 55–57 Gew.-%. Im Dünnschliff zeigt eine relativ weniger deformierte Probe eine grüne bis bläulichgrüne Hornblende (ca. 20 Vol.-%). Dazu kommt etwa gleich viel Biotit als weiterer mafischer Gemengteil. Die primären Plagioklasrelikte, aufgrund fortschreitender Rekristallisation nur schemenhaft auszumachen, weisen außerordentlich starke Klinozoisitfällung auf und zwar besonders dicht in den Kernbereichen, welche ursprünglich wohl einen ziemlich hohen Anorthitgehalt besaßen. Eine zweite genommene Probe ist mylonitisch deformiert mit Plagioklasaugen. Hornblende war auch hier vorhanden, ist allerdings nur mehr in Resten erhalten und größtenteils in Chlorit, aber auch Biotit umgewandelt. Auffällig sind viele große Apatite um 0,5 mm. Aufgrund der relativ geringen Quarzgehalte von nur ca. 10–20 Vol.-% sind die beiden dunklen Orthogneisproben bei Donati als Quarzdioritgneise bis quarzarme Tonalitgneise zu bezeichnen. Die Gesteine erinnern an die mafischen Hornblende-Metatonalite nördlich Pulkau an der B 30 beim Ebrechtsbach, welche ebenfalls eine Linse in helleren Metatonaliten/-granodioriten des Passendorfer Typs bilden, allerdings sind die zwei mafischen Vorkommen geochemisch nicht vollkommen ident. Im Unterschied zur Passendorfer Linse zeigen die dunklen Orthogneise von Donati z.B. deutlich geringere Cr-Gehalte (25–43 ppm gegenüber 70–120 ppm; vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146, 2006; Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007).

Das Stadtzentrum von Eggenburg bildet offenbar einen Trippelpunkt dreier plutonischer Einheiten innerhalb des kadamischen Thayabatholiths. Vom Westen her zieht, wie oben beschrieben, der tonalitisch/granodioritische Passendorfer Typus bis zum Stadtzentrum, während die Gegend nördlich von Eggenburg größtenteils aus Gauderndorfer Metagranodiorit besteht. Dieser typisch feinkörnige Metagranodiorit ist in meist etwas verschieferter Form bis in die östlichen Stadtteile von Eggenburg zu verfolgen. Gleich SE Eggenburg findet sich nach SCHITTER (Dipl.-Arb. Univ. Sbg, 2003) hingegen mittelkörniger subalkalischer Eggenburger Hauptgranit, welcher von hier als breiter Zug Richtung Burgschleinitz und Maissau weiterzieht (siehe Bericht FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009). Neue Beprobungen im Schindergraben zeigen, dass der Eggenburger Hauptgranit bis unmittelbar an die Stadt Eggenburg heranreicht.

Um den Gauderndorfer Typ besser zu charakterisieren, wurden im Berichtsjahr einige Felskuppen NE Eggenburg beprobt. Die Petrografie dieser Proben deckt sich mit den

im Vorjahr beschriebenen Merkmalen: Der Gauderndorfer Typ ist relativ feinkörnig und sauer mit einem SiO_2 -Gehalt von ca. 70–73 Gew.-%. Es besteht stets eine deutliche Vormacht des Plagioklases gegenüber dem Kalifeldspat, so dass man von einem Granodiorit sprechen muss. Von den Granodiorit-Endgliedern der Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie hebt sich der Gauderndorfer Metagranodiorit durch erhöhtes Kalium und niedrigeres Kalzium ab, allerdings nur geringfügig. In den Dünnschliffen zeigt der Gauderndorfer Metagranodiorit charakteristische oszillierend-zonierte und komplex primärverzwillingte Plagioklase, auf welche schon im Vorjahr hingewiesen wurde (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009). Der Quarz liegt zumeist in feinkörnig rekristallisierter Matrix zwischen den Feldspäten vor. Im Gegensatz zu den Passendorfer Tonaliten/Granodioriten war der primäre Biotit im Gauderndorfer Granodiorit generell klein (um 0,5–1 mm), mehrere mm große idiomorphe Biotitindividuen, wie sie für den Passendorfer Typ kennzeichnend sind, sind hier nur selten zu sehen.

Im Stadtgebiet von Eggenburg ist der Gauderndorfer Metagranodiorit im Steinbruch S Lindenhof aufgeschlossen und er geht von dort gegen Süden allmählich in eine etwas gröbere, wenig deformierte Variante über, die beim Bauhof in der Steinbruchgasse ansteht. Trotz des etwas größeren Kornes ist auch dieses Material noch dem Gauderndorfer Typus zuzurechnen. Im Unterschied zum viel kalifeldspatreicheren Eggenburger Hauptgranit, der dann Richtung Kalvarienberg (Schindergraben) folgt, sind die großen Feldspäte durchwegs Plagioklase mit typischem Gauderndorfer Bautypus. Geochemisch ist diese etwas gröbere Variante des Gauderndorfer Metagranodiorits geringfügig saurer als der Normaltyp mit SiO_2 um 74 Gew.-%, aber im Spurenelementmuster besteht eindeutige Ähnlichkeit zum Gauderndorfer Typus. Dem Gestein fehlen z.B. die hohen Zr-Gehalte, welche für den Eggenburger Hauptgranit kennzeichnend sind (SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Sbg, 2003), und wie sie auch in einer Probe aus dem Schindergraben zu sehen sind.

Zum Vergleich wurden im Berichtsjahr auch einige Proben jener Orthogneise westlich von Eggenburg genommen und untersucht, die bereits in den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe eingelagert sind. Das im alten Steinbruch NW von Kühnring gleich an der Bahn aufgeschlossene Orthogneismaterial (siehe auch VETTERS, ATA Geol. B.-A., 1991) fällt zwar aufgrund eines etwas höheren SiO_2 -Gehalts (~70 Gew.-%) nicht unmittelbar in die (relativ enge) Variationsbreite der Metatonalite/Granodiorite, die den Hangendabschnitt des Thayabatholiths W Eggenburg bilden, ist allerdings ebenfalls granodioritisch in der Zusammensetzung. Geochemisch ist eine gute Vergleichbarkeit mit den südlich im Streichen befindlichen Granitoidvorkommen bei Reinprechtspölla gegeben (siehe Daten in FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009), welche wir bereits im Vorjahr in die Verwandtschaft der Passendorfer Tonalit-Granodioritserie gestellt haben. In dem mylonitisch deformierten Orthogneis im Steinbruch NW Kühnring finden sich Reste grobkörniger Primärbiotite als Sigma-klasten, welche die Zuordnung zur Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie unterstreichen.

Noch weiter westlich an der Bahnlinie im Moosgraben, SE Stockern, wurde von R. Roetzel ein anderes Orthogneisvorkommen neu kartiert. Zwei hier genommene Proben sind mylonitisch deformiert und rekristallisiert, wobei

kleinere Augen von Kalifeldspäten zu erkennen sind. Im Dünnschliff sieht man, dass sich rund um diese Kalifeldspäte kurze Züge sekundärer Hellglimmer anschießen, als Ausdruck einer variszischen Metamorphosereaktion. Formrelikte primärer Plagioklase sind nur selten zu beobachten und der magmatische Plagioklas ist praktisch

zur Gänze zu kleinen Oligoklasen rekristallisiert, die mit Quarz die Matrix bilden. Größere Klinozoisite, die sich in der Matrix finden, stammen vermutlich ebenfalls aus dem Zerfall der magmatischen Plagioklase. Aufgrund der geochemischen Analyse kann zumindest eine der Orthogneisproben aus dem Moosgraben zweifelsfrei mit dem Gra-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p
Probe	Fi27/09	Fi28/09	Fi29/09	Fi30/09	Fi32/09	Fi34/09	Fi35/09	Fi36/09	Fi39/09	Fi42/09	Fi43/09	Fi44/09	Fi37/09	Fi38/09	Fi40/09	Fi41A/09
SiO ₂	72,96	71,51	72,89	73,06	73,42	74,48	67,35	65,61	67,05	67,71	67,57	66,20	54,97	56,76	70,75	65,18
TiO ₂	0,30	0,36	0,28	0,29	0,24	0,19	0,54	0,57	0,51	0,46	0,45	0,46	1,11	1,32	0,35	0,55
Al ₂ O ₃	14,59	15,27	14,49	14,52	14,19	13,63	16,20	17,24	15,82	16,50	16,73	17,41	19,12	17,74	15,35	14,77
Fe ₂ O ₃	2,24	2,22	2,16	2,05	1,92	1,81	4,28	4,57	4,04	3,65	3,51	3,74	7,61	9,12	2,65	4,48
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,13	0,14	0,05	0,07
MgO	0,49	0,89	0,81	0,64	0,52	0,23	1,51	1,88	1,55	1,20	1,04	1,24	3,46	4,50	0,97	4,08
CaO	1,45	1,37	1,00	1,51	1,18	0,50	3,88	3,30	3,36	2,57	3,63	3,29	7,37	3,44	2,36	2,78
Na ₂ O	4,20	4,26	4,49	3,97	4,14	3,95	3,91	3,32	3,76	3,89	3,71	4,13	2,96	2,60	3,37	3,08
K ₂ O	3,33	3,29	3,35	3,46	3,47	4,49	1,57	2,34	2,27	2,98	2,53	2,67	1,98	2,94	3,48	3,95
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,07	0,08	0,05	0,04	0,21	0,20	0,17	0,17	0,16	0,16	0,41	0,32	0,12	0,38
GV	0,65	0,93	0,70	0,85	0,81	0,60	1,02	1,11	1,19	1,07	0,95	1,05	1,42	1,47	1,01	1,25
Total	100,33	100,24	100,29	100,47	99,97	99,95	100,53	100,22	99,80	100,27	100,35	100,43	100,54	100,35	100,46	100,57
Rb	136	120	118	122	127	203	65	84	64	87	90	92	71	132	119	156
Sr	173	251	134	189	164	64	404	391	377	362	419	442	601	353	342	605
Ba	679	848	651	700	735	505	507	554	527	689	528	537	488	558	534	1006
Th	16	10	10	12	10	17	2	2	u.d.N.	3	7	7	u.d.N.	6	6	18
La	25	18	24	25	22	39	21	15	16	18	26	29	16	14	18	44
Ce	29	41	52	27	24	69	31	23	12,2	42	46	58	32	27	22	78
Nd	13	14	26	17	24	31	20	12	8	21	25	31	47	11	21	39
Ga	16	19	18	19	19	20	18	19	20	21	21	22	22	20	20	19
Nb	12	11	9	9	11	11	10	11	10	12	13	12	9	21	12	17
Zr	177	186	167	161	178	213	124	136	135	177	176	178	122	235	145	183
Y	24	19	23	17	20	30	12	15	16	12	14	15	26	20	14	23
Sc	4	9	5	6	4	7	11	8	6	9	u.d.N.	5	18	24	3	12
Pb	15	26	19	18	17	20	8	12	8	7	12	11	u.d.N.	15	8	13
Zn	47	44	47	36	41	47	71	76	65	66	61	66	86	96	49	43
V	18	21	19	20	17	6	50	50	27	20	18	19	107	154	19	102
Co	3	4	4	4	3	2	9	8	6	5	5	4	13	22	5	12
Cr	6	14	9	12	9	5	13	25	8	3	4	8	25	43	6	91
Ni	4	6	4	4	3	2	8	8	7	4	5	4	9	24	4	25

Tab. 1. Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Metagranitoide und Orthogneise (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV=Glühverlust, U.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (R: rechts, H: hoch).

- a: Gauderndorfer Metagranodiorit, Gauderndorf SE, Felskuppe, Steinbruch (Probe Fi-27/09; R: 713064, H: 391060).
- b: Gauderndorfer Metagranodiorit, Eggenburg E, Felskuppe SE Biogasanlage, Steinbruch (Probe Fi-28/09; R: 712914, H: 390279).
- c: Gauderndorfer Metagranodiorit, Eggenburg E, Felskuppe SE Biogasanlage, Steinbruch (Probe Fi-29/09; R: 712908, H: 390206).
- d: Gauderndorfer Metagranodiorit, Eggenburg, Steinbruch S Lindenhof (Probe Fi-30/09; R: 712707, H: 389648).
- e: Gauderndorfer Metagranodiorit, Eggenburg, Steinbruchgasse 1, Straßenböschung (Probe Fi-32/09; R: 712644, H: 389562).
- f: Eggenburger Hauptgranit, Eggenburg, Schindergraben, Steinbruch bei Bahn (Probe Fi-34/09; R: 712553, H: 389156).
- g: Orthogneis, Eggenburg W, W Donati, Lateinbachtal, Böschung (Probe Fi-35/09; R: 709853, H: 390112).
- h: Orthogneis, Eggenburg W, WSW Donati, N FJ-Bahn, Wurzelstock (Probe Fi-36/09; R: 709736, H: 390006).
- i: Metatonalit (Passendorfer Typ), Eggenburg, Kühnringerstraße, Steinbruch bei Bahnbrücke (Probe Fi-39/09; R: 711097, H: 389356).
- j: Orthogneis, Engelsdorf E, Pfaffenleiten (Probe Fi-42/09; R: 711479, H: 391029).
- k: Metagranodiorit (Passendorfer Typ), Eggenburg, Karlstal, W Burg (Probe Fi-43/09; R: 711676, H: 389497).
- l: Metagranodiorit (Passendorfer Typ), Eggenburg, im Schmidatal, Kanzlerturm (Probe Fi-44/09; R: 711805, H: 389755).
- m: dunkler Orthogneis, Eggenburg W, W Donati, im Weg (Probe Fi-37/09; R: 710026, H: 390142).
- n: dunkler Orthogneis, Eggenburg W, N Donati, E Lateinbach, Steilhang (Probe Fi-38/09; R: 710339, H: 390394).
- o: Orthogneis, Kühnring NW, S Latein, Steinbruch direkt S Bahn (Probe Fi-40/09; R: 708867, H: 390072).
- p: Orthogneis, Stockern SE, Moosgraben (Probe Fi-41A/09; R: 707603, H: 389941).

nodioritgneiszug bei Buttendorf im Teichwiesenbachprofil korreliert werden. Dieser Granodioritgneis von Buttendorf ist ein intermediäres Gestein und in seinem SiO_2 -Gehalt (60–66 %) und auch, was den Anteil mafischer Minerale betrifft, den tonalitischen Anteilen der Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie, aber auch den Therasburger Gneisen ähnlich. Der Buttendorfer Gneis weist aber besonders hohe Cr-, V-, Sr-, Ba- und P-Gehalte auf, was ihn von allen anderen intermediären Granitoiden des Moravikums eindeutig unterscheidet. Auch die Kaliumbetonung des intermediären Gesteins, die sich makroskopisch in hohen Biotitgehalten und im Auftreten von Kalifeldspatäugen äußert, ist außergewöhnlich (um 4 % K_2O gegenüber ca. 2–3 % in den Passendorfer und Therasburger Metatonaliten/Granodioriten).

Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit den Kollegen R. Roetzel und M. Linner haben wir im Mai 2010 in der Umgebung von Eggenburg und Sigmundsherberg mehrere Proben von Orthogneisen und Metagraniten genommen. Diese wurden an der Universität Salzburg einer petrografischen und geochemischen Untersuchung zugeführt, um Zuordnungen zu den verschiedenen cadomischen Magmatitsuiten des Moravikums herzustellen.

Bei zwei im Raum von Klein-Meiseldorf aufgesammelten dunklen Orthogneisproben kann eine Korrelation mit dem Buttendorfer Orthogneis aus dem Teichwiesenbachprofil vorgenommen werden. Auch mit den dunklen Orthogneisen im Moosgraben, SE Stockern (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 152/1–4, 213–216) besteht eine deutliche Übereinstimmung. Dieser dunkle, biotitreiche und oft Hornblende führende Orthogneiszug von Buttendorf geht auf einen relativ mafischen Granodioritkörper zurück. Geochemisch signifikant ist ein hoher Magnesiumanteil, welcher sich mit dem Eisengehalt ungefähr die Waage hält. Gemessen an seiner Basizität weist der Gesteinstyp hohe Kaliumgehalte auf (3,5–5 Gew.-% K_2O). Im Spurenelementmuster zeigen sich auffällige hohe Gehalte an Ba (800–1.300 ppm) sowie Sr (typischerweise 600–900 ppm). Ebenfalls ziemlich hoch sind die Gehalte an Cr (90–200 ppm) und Ni (25–45 ppm). Diese Kombination geochemischer Parameter lässt vermuten, dass das Magma aus einem angereicherten lithosphärischen Mantel extrahiert wurde, eventuell mit variabler Zumischung von Krustenkomponenten während des Aufstiegs. Es ergeben sich damit bemerkenswerte geochemische Ähnlichkeiten zu den (freilich viel jüngeren) variszischen Durbachintrusionen der Böhmisches Masse. Aufgrund dieser speziellen „durbachitischen“ Zusammensetzung ist der Buttendorfer Orthogneis einzigartig im Spektrum der cadomischen Magmatite des Moravikums.

Es ist in diesem Zusammenhang auch sehr wichtig festzuhalten, dass die dunklen Orthogneise der Therasburg-Gruppe im Pulkautal und nördlich davon (also die Therasburger Orthogneise i. e. S. – Charakterisierung in FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146/1+2, 2006) eine deutlich an-

dere Geochemie zeigen. Diese Orthogneise sind zwar nur geringfügig weniger mafisch (Biotitgehalte meist 20–25 %, SiO_2 63–67 Gew.-%), aber sie sind generell eisenbetont, d.h. ihre Eisengehalte übersteigen den Magnesiumanteil mindestens um den Faktor 2. Gleichzeitig sind die Kalium- und Bariumgehalte wesentlich niedriger (<3 Gew.-% bzw. <800 ppm), die Natriumgehalte hingegen höher (i. Allg. 4–5 Gew.-% gegenüber 2–3 Gew.-% bei den Buttendorfer Orthogneisen), und auch der Strontiumgehalt der Buttendorfer Orthogneise ist mit ~600–900 ppm zwei- bis dreimal höher als in den Therasburger Orthogneisen des nördlichen Moravikums mit typisch 200–300 ppm.

Andererseits sind aus dem Moravikum südlich Sigmundsherberg bisher keine Äquivalente des Weitersfelder Stängelgneises bekannt. Dieser scheint somit nur im nördlichen Moravikum beheimatet zu sein. Im Berichtsjahr wurde eine Probe von Weitersfelder Stängelgneis aus dem Gebiet „Altes Weib“, E Walkenstein, untersucht. Wie die bisherige Literatur zeigt (z.B. FINGER et al., Precamb. Research, 45, 1989; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008), ist der Weitersfelder Stängelgneis im Normalfall reich an Kalifeldspat und sauer-granitisch in der Geochemie. Umso überraschender ist die starke Natriumvormacht in der Probe von Walkenstein. Eine Erklärung gibt die Dünnschliffuntersuchung. Hier sind Anzeichen einer Schachbrett-Albitisierung der großen Kalifeldspäte, so dass im vorliegenden Fall von metasomatischen Prozessen und einer Mobilität der Alkalien auszugehen ist. Auch besteht starke sekundäre Helligglimmerbildung. Die Probe ist zur geochemischen Charakterisierung des Weitersfelder Stängelgneises (im Hinblick auf das magmatische Edukt) somit nur bedingt brauchbar.

Leider fehlen beim Weitersfelder Stängelgneis generell irgendwelche geochemische Besonderheiten, die das Gestein klar im Sinne einer magmatischen Suite definieren würden. Innerhalb der magmatischen Gesteine des Moravikums ist eine gewisse Überlappung mit dem Retzer Hauptgranit gegeben (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008). In die durch niedrige Rb/Sr-Verhältnisse und niedrige Nb- und Y-Gehalte gut charakterisierte Bittescher-Gneissuite reiht sich der Weitersfelder Stängelgneis jedenfalls nicht ein. Hingegen erscheint eine Herleitung durch fraktionierte Kristallisation aus den magmatischen Edukten der intermediären Therasburger Orthogneise (s.s.) nicht unmöglich und als Idee verfolgenswert.

Ein weiterer Schwerpunkt der diesjährigen Arbeiten betraf die Abtrennung von tonalitisches/granodioritischen Varianten (Passendorfer Tonalit/Granodiorit) und granitischen Varianten (Eggenburger Hauptgranit) innerhalb des Thayabatholiths im Gebiet südlich von Eggenburg. Die an verschiedenen Aufschlüssen östlich der Bundesstraße Eggenburg – Maissau aufgesammelten Proben zeigen dabei eine Zuordenbarkeit zum Zr-reichen subalkalischen Eggenburger Hauptgranit. Dies betrifft die alten Steinbrüche beim Galgenberg und am Sonnwendberg ebenso wie frische Blöcke am Schmalzberg NE Burgschleinitz. Die Zusammensetzungen aller dieser Proben sind sauer-granitisch (73–75 Gew.-% SiO_2 , 4–5 Gew.-% K_2O , <1 Gew.-% CaO), und es zeigen sich die charakteristischen hohen Zr-Gehalte (um 200 ppm) und niedrigen Sr-Gehalte (um 100 ppm) des Eggenburger Hauptgranites.

Eine Probe vom Galgenberg, welche im Gelände als möglicher feinkörniger Gang im Hauptgranit angesprochen wurde, ist geochemisch mit dem normalen Hauptgranit

des Aufschlusses nahezu identisch. Unter dem Mikroskop zeigt die Probe eine besonders starke feinkörnige Quarzrekristallisation. Gleichzeitig weisen aber die erhaltenen magmatischen Plagioklase ungewöhnlich elongierte Formen auf, was mit einer Deutung als rasch abgekühlter Gang vereinbar wäre.

Der breite, von Maissau Richtung Eggenburg (zum Kalvarienberg) ziehenden Körper von Eggenburger Haupt-

granit hat sein westliches Ende offenbar ziemlich genau an der Bundesstraße zwischen Zogelsdorf und Eggenburg. Während dieser Granittyp am Sonnwendberg noch nachweisbar ist, findet sich einige 100 m weiter in NNW-Richtung direkt neben der Bundesstraße bereits ein kleiner Aufschluss von Granodiorit. Auch bei einer Probe, die noch etwas weiter westlich der Bundesstraße im kleinen Wäldchen SSE vom Armenseelenkreuz genommen wurde,

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n
Probe	Fi3/10	Fi4/10	Fi34/06	Fi31a/06	Fi5/10	Fi6/10	Fi7/10	Fi8/10	Fi9/10	Fi10/10	Fi11/10	Fi12/10	Fi13/10	Fi14/10
SiO ₂	58,65	63,04	59,54	61,07	70,42	73,50	73,82	74,48	73,83	65,85	67,15	65,89	71,22	70,19
TiO ₂	0,86	0,60	0,69	0,65	0,41	0,21	0,18	0,18	0,21	0,42	0,46	0,69	0,34	0,35
Al ₂ O ₃	15,35	14,77	14,27	15,47	15,95	14,45	14,06	13,85	14,04	17,00	16,48	14,16	14,72	15,07
Fe ₂ O ₃	6,43	5,65	6,28	5,39	2,48	1,79	1,56	1,78	2,10	3,57	3,76	5,24	2,55	2,63
MnO	0,09	0,08	0,12	0,09	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05
MgO	6,29	6,26	6,98	5,21	0,56	0,38	0,31	0,27	0,29	1,14	1,63	2,79	1,28	1,61
CaO	5,23	2,06	3,58	3,20	0,89	0,44	0,39	0,30	0,85	3,51	2,70	3,18	0,74	0,62
Na ₂ O	2,27	2,31	2,45	2,72	5,20	3,78	3,77	3,89	4,32	3,92	3,59	2,76	4,13	3,36
K ₂ O	3,48	4,06	4,10	4,31	2,73	4,53	4,73	4,58	4,04	2,73	3,11	3,68	3,80	4,52
P ₂ O ₅	0,67	0,32	0,55	0,49	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,22	0,16	0,15	0,15	0,12
GV	0,74	1,14	1,28	1,03	0,58	0,66	0,75	0,79	0,59	1,13	1,16	0,98	0,94	1,35
Total	100,06	100,29	99,84	99,63	99,30	99,83	99,64	100,19	100,38	99,56	100,27	99,59	99,93	99,87
Rb	140	151	156	161	105	217	192	172	165	85	114	179	134	162
Sr	870	324	592	668	148	88	79	99	103	441	407	275	232	240
Ba	1295	868	1092	1302	765	561	436	489	554	606	474	497	678	718
Th	8	16	15	14	15	14	21	19	16	4	14	14	8	7
La	51	22	54	67	35	29	22	30	35	27	12	20	14	6
Ce	105	33	111	108	73	49	49	53	67	44	53	25	24	4
Nd	54	32	40	59	32	19	21	20	23	22	17	20	12	9
Ga	19	17	18	20	21	19	20	19	21	18	18	19	18	17
Nb	20	13	16	17	9	13	14	13	11	10	13	15	11	12
Zr	218	186	203	207	208	195	188	186	212	159	147	238	143	124
Y	25	18	24	25	43	26	29	30	38	15	17	27	10	10
Sc	17	17	13	7	4	u.d.N.	5	5	5	5	5	11	5	5
Pb	12	11	14	16	21	19	20	18	23	11	14	9	11	8
Zn	86	70	72	72	64	43	34	56	43	58	56	72	60	71
V	168	130	145	120	13	9	7	10	9	16	28	77	14	20
Co	13	15	18	13	5	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	3	5	5	9	4	3
Cr	206	102	167	111	4	4	5	6	2	6	8	20	2	2
Ni	45	28	34	33	7	2	3	5	3	3	5	9	6	5

Tab. 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Metagranitoide und Orthogneise (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV=Glühverlust, U.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (R: rechts, H: hoch).

- a: Biotitreicher Orthogneis, Straßenböschung an der nordöstlichen Ortsausfahrt von Klein-Meiseldorf (Probe Fi-3/10; R: 707702, H: 392004).
- b: Biotitreicher Orthogneis, SE Klein-Meiseldorf, Weg zum Meiseldorfer Teich beim Kreuz (Probe Fi-4/10; R: 708255, H: 391422).
- c: Buttendorfer Metagranodiorit, alter Steinbruch in Buttendorf (Probe Fi-34/06).
- d: Buttendorfer Metagranodiorit, Felswand an der Straße nach Kotzendorf im Teichwiesenbachtal, 400 m E Buttendorf (Probe Fi-31a/06).
- e: Orthogneis, mylonitisch (Weitersfelder Stängelgneis), Walkenstein E, Altes Weib, Graben (Probe Fi-5/10; R: 707662, H: 397412).
- f: Granitgneis, mittelkörnig, Eggenburg SSE, Stb. N Galgenberg (Probe Fi-6/10; R: 712929, H: 388039).
- g: Granitgneis, feinkörnig (Gang ?), Eggenburg SSE, Stb. N Galgenberg (Probe Fi-7/10; R: 712929, H: 388039).
- h: Granitgneis, mittelkörnig, Zogelsdorf N, Stb. Sonnwendberg (Probe Fi-8/10; R: 712107, H: 387279).
- i: Granitgneis, mittelkörnig, Burgschleinitz N, Schmalzberg (Probe Fi-9/10; R: 712545, H: 386020).
- j: Granitgneis, mittelkörnig, Eggenburg S, Wald SSE Armenseelenkreuz (Probe Fi-10/10; R: 711353, H: 387642).
- k: Granitgneis, mittelkörnig, Eggenburg S, Straßengraben an Straße Eggenburg-Zogelsdorf (Probe Fi-11/10; R: 711959, H: 387780).
- l: Granitgneis, mittelkörnig, biotitreich, stark deformiert, Eggenburg SW, E Ledermannmühle (Probe Fi-12/10; R: 710474, H: 388776).
- m: Granitgneis, mittelkörnig, Kühnring SW, W Aue, Felsnase (Probe Fi-13/10; R: 709136, H: 387506).
- n: Granitgneis, mittelkörnig, Kühnring SW, W Aue, Felsnase (Probe Fi-14/10; R: 709123, H: 387556).

besteht granodioritische Zusammensetzung (SiO_2 ~66 Gew.-%, K_2O um 3 Gew.-%, CaO um 3 Gew.-%), so dass ebenfalls eine Zuordenbarkeit zum Passendorfer Tonalit/Granodiorit gegeben ist. Es handelt sich bei diesen beiden Aufschlüssen offenbar um die südliche Fortsetzung des im Vorjahr bereits diagnostizierten Vorkommens von Passendorfer Tonalit/Granodiorit in und gleich westlich von Eggenburg (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., dieser Band).

Unter dem Mikroskop zeigen zwei Granodioritproben deutlich höhere Biotitgehalte (ca. 12 %) als die zuvor genannten Proben des Eggenburger Hauptgranites mit nur ca. 5 % Biotit. Obzwar generell feinkörnig rekristallisiert, lassen einzelne dicke Biotitflatschen noch auf das Vorliegen großer Primärbiotite schließen, ein Charakteristikum des Passendorfer Tonalit/Granodiorits.

Schließlich wurden noch Proben im Hangendbereich des Thayabatholiths bei Kühnring genommen. Die stark deformierte Probe von der Ledermannmühle ist ein relativ biotitreicher Granodioritgneis, der eindeutig zum Passendorfer Tonalit/Granodiorit zu stellen ist und wohl ebenfalls mit dem Eggenburger Vorkommen direkt zusammenhängt.

Zwei SW Kühnring an einer Felsnase W Aue genommenen Proben sind hingegen deutlich saurer (SiO_2 knapp über 70 Gew.-%). Diese Gesteine gehören zu dem NNW von Kühnring, in der Latein, beginnenden und über Reinprechtspölla und Sachsendorf nach Süden streichenden Orthogneiszug. Hinsichtlich des SiO_2 -Gehalts bestehen auch Übereinstimmungen mit dem 2008 beprobten Orthogneis vom Hörfeld nördlich Sachsendorf (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) und jenem aus dem Steinbruch an der Bahn NW von Kühnring (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 89–91, 2011).). Allerdings ist bei diesen beiden Proben der CaO -Gehalt deutlich höher und es besteht granodioritische Tendenz, während die Proben von W Aue CaO -arme granitische Chemie zeigen. Da das Material mylonitisch deformiert und an Scherbahnen stark serizitisiert ist, sind erhebliche geochemische Alterationen bei der variszischen Metamorphose in Betracht zu ziehen. Aufgrund der sehr hohen Peraluminositätswerte (A/CNK 1,2–1,3), die wahrscheinlich nicht primär sind, rechnen wir mit einer erheblichen Abfuhr von CaO , hervorgerufen durch die Serizitisierung des Plagioklases. Die Möglichkeit einer primär granodioritischen Zusammensetzung ist somit keineswegs auszuschließen.

Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Zuge der Straßenbauarbeiten für die Umfahrung Maissau wurden am Juliusberg sowie weiter westlich im Bereich Kühberg/Ladentränkberg zwei mehrere hundert Meter lange Felseinschnitte im Thayabatholith geschaffen. Dadurch eröffnete sich die Möglichkeit, den dort verbreiteten Hauptgranit des Thayabatholiths in großen Aufschlüssen genauer studieren zu können. Von geochemischen Bearbeitungen her (FINGER & RIEGLER, Arbeitstagsband der Geol. B.-A. in Retz, 23–31, 1999; SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Sbg., 2003) ist seit einiger Zeit bekannt, dass dieser sogenannte Hauptgranit genaugenommen zwei verschiedene Grani-

tarten beinhaltet, nämlich den Retzer und den Eggenburger (oder Eggenburg-Maissauer) Typ. Diese zwei Arten des Hauptgranits sind makroskopisch schwer unterscheidbar. Mit den Mitteln der Geochemie sind sie allerdings sehr klar differenzierbar (SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Sbg., 2003; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 269–271, 2008). Der Eggenburger Granit, ein mittelkörniger, oft etwas rötlicher Biotit-Metagranit, besitzt subalkalische Geochemie mit hohen Zirkonium-Gehalten (um 200–250 ppm) und niedrigen Strontium-Gehalten (ca. 50–100 ppm). Er bildet einen mehrere Kilometer breiten, Nord-Süd streichenden Zug, der von Maissau über Burgschleinitz, Eggenburg (östlicher Stadtrand), Roggendorf (alte Steinbrüche am Feldberg) bis in die Gegend von Pulkau verfolgbar ist (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 269–271, 2008; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 89–91, 2011). Der Retzer Typ, ein ebenfalls mittelkörniger, zumeist grauer, aber mitunter auch rosafarbener Biotit-Metagranit, hat stets deutlich niedrige Zr-Gehalte (80–150 ppm) bei gleichzeitig höheren Sr-Gehalten (200–400 ppm in frischen Proben). Dieser Retzer Granit hat im nördlichen Thayabatholith große Verbreitung (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 269–271, 2008). Südlich des Pulkautales setzt er sich als ~ N-S streichender Zug über Röschitz und Straning bis in die Maissauer Gegend fort (SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Sbg., 2003). Unter anderem baut dieser Zug von Retzer Granit das Ostende des großen Limberger Steinbruchareals auf, während der westlich anschließende Hauptteil dieses Steinbruchareals bereits den Eggenburger Granitzug anschnidet. Weiters ist der Retzer Granit nordwestlich von Oberdürrnbach und bei der Amethystwelt Maissau in Form von Lesesteinen und Blöcken auffindbar (FINGER & RIEGLER, unpublizierte Daten), während man im Gemeindesteinbruch von Maissau wiederum den Eggenburger Typus des Hauptgranits vorfindet (SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Sbg., 2003).

Es bestand demnach die berechtigte Erwartung, dass in den neuen langen Aufschlüssen an der Umfahrungsstraße Maissau beide Typen von Hauptgranit vorkommen, und dass aufgrund der Kontaktverhältnisse eventuell Aussagen zur Intrusionsabfolge gemacht werden können. Anfang Juni 2011 haben wir gemeinsam mit den Kollegen Reinhard Roetzel und Manfred Linner eine Begehung der beiden Felseinschnitte vorgenommen. Es ist im Wesentlichen helles, variabel deformiertes und z.T. stark alteriertes, mittelkörniges granitoides Material, das hier über etliche hundert Meter angefahren wurde. Das Abgehen der Aufschlüsse ergab zunächst keine Anhaltspunkte für das Vorliegen zweier verschiedener Granitarten. Abgesehen von Scher- und Kataklysezonen, die vor allem gegen Osten in der Nähe der Diendorfer Störung zu beobachten sind, wurden an lithologischen Auffälligkeiten lediglich einzelne geringmächtige Gänge aus Aplit und Pegmatit sowie vor allem im Bereich Kühberg/Ladentränkberg einzelne dm–m große dunkle Schollen diagnostiziert.

Im östlichen Einschnitt beim Juliusberg wurden sechs Proben von variabel deformierten und alterierten Granitgneisen für geochemische Analysen genommen. Drei weitere, relativ undeformierte Stichproben des granitoiden Materials wurden vom zweiten, westlichen Einschnitt der Umfahrung Maissau eingeholt. Die geochemische Untersuchung ergab, dass die Proben vom Ostende des Profils (Einschnitt Juliusberg, Bereich Haseneck) eindeutig den Retzer Typ vom Hauptgranit repräsentieren (Proben Fi-12/11 bis Fi-15/11) und somit dem von Röschitz–Stra-

ning kommenden Zug von Retzer Granit zuzuordnen sind. Aufgrund der starken Zerschierung und einer z.T. vorhandenen starken Kaolinisierung ist es bei allen diesen Proben offenbar zu einer erheblichen Abfuhr von Kalzium gekommen. Die CaO-Gehalte bleiben mit 0,17–0,42 Gew. % weit unter den typischen Werten von frischem Retzer

Hauptgranit, welche üblicherweise zwischen 1,3 und 2,5 Gew.% liegen. Der Kalziumverlust dürfte mit der weit fortgeschrittenen Zersetzung der Plagioklase in Phyllosilikate zusammenhängen, die im Dünnschliff deutlich sichtbar ist. Wegen der geochemischen Ähnlichkeit von Ca und Sr muss auch damit gerechnet werden, dass ein gewisser

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p
Probe	Fi-12/11	Fi-13/11	Fi-14/11	Fi-15/11	Fi-16/11	Fi-17/11	Fi-18/11	Fi-19/11	Fi-20/11	Fi-21a/11	Fi-21b/11	Fi-22/11	Fi-23/11	Fi-24/11	Fi-25/11	Fi-26/11
SiO ₂	73,07	73,86	74,81	74,59	74,75	75,26	73,98	74,86	74,72	65,51	65,69	71,43	64,34	64,69	66,93	64,50
TiO ₂	0,19	0,21	0,19	0,24	0,18	0,19	0,25	0,17	0,20	0,73	0,66	0,27	0,58	0,57	0,48	0,56
Al ₂ O ₃	14,27	14,55	15,04	15,75	13,21	13,00	14,69	12,70	12,66	15,27	15,32	14,46	14,70	14,45	13,97	14,72
Fe ₂ O ₃	1,69	1,36	0,58	0,40	1,66	1,78	1,38	1,87	2,04	4,65	4,42	2,21	4,89	4,32	4,25	4,66
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,09	0,08	0,04	0,08	0,07	0,07	0,07
MgO	1,09	0,66	0,40	0,26	0,23	0,28	0,58	0,38	0,39	1,87	1,79	0,78	5,11	4,07	4,09	4,12
CaO	0,33	0,38	0,17	0,42	0,31	0,43	0,16	0,41	0,35	3,25	2,88	2,00	2,48	3,95	2,46	3,41
Na ₂ O	4,40	3,91	4,02	3,47	4,14	4,10	4,37	4,01	3,91	3,63	3,95	3,45	2,76	2,87	2,65	2,96
K ₂ O	3,76	4,21	3,90	3,70	4,38	4,11	3,98	4,37	4,22	4,18	3,99	4,09	4,07	3,71	4,08	3,79
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04	0,04	0,25	0,23	0,10	0,30	0,42	0,30	0,43
GV	1,35	1,35	1,31	1,76	1,20	0,84	1,25	0,79	0,87	1,08	1,35	0,79	1,40	1,25	1,40	1,26
Total	100,24	100,53	100,44	100,62	100,09	100,06	100,69	99,63	99,43	100,51	100,36	99,62	100,71	100,37	100,68	100,48
Rb	90	116	114	99	106	107	119	173	117	131	128	111	148	127	130	133
Sr	201	216	159	198	56	70	153	53	55	280	266	338	434	675	465	662
Ba	546	550	493	438	628	578	520	507	582	902	834	635	671	1030	852	1070
Th	7	6	7	11	11	12	8	11	15	8	6	8	12	10	16	10
La	22	18	19	52	51	33	19	28	40	34	35	10	66	52	45	35
Ce	45	33	38	116	101	53	44	36	78	75	60	8	146	108	92	59
Nd	21	15	18	43	46	25	19	20	36	29	28	17	58	52	42	34
Ga	18	17	19	18	17	19	19	19	19	19	18	17	17	19	15	18
Nb	9	8	8	6	11	12	13	11	12	18	14	11	13	15	11	16
Zr	106	110	105	120	237	228	113	205	225	258	222	133	162	185	156	202
Y	14	11	11	13	34	29	29	27	30	30	21	10	33	22	22	20
Sc	3	u.d.N.	5	u.d.N.	3	2	3	3	3	11	7	4	15	15	12	10
Pb	7	9	9	23	17	17	32	15	24	14	14	12	20	19	26	16
Zn	49	47	16	12	72	60	42	50	56	71	70	47	69	70	61	70
V	12	11	13	7	4	9	13	4	10	61	55	15	117	100	105	104
Co	3	3	u.d.N.	u.d.N.	2	2	3	u.d.N.	2	7	7	3	14	10	11	9
Cr	4	3	5	7	u.d.N.	2	4	5	5	13	10	9	106	102	90	85
Ni	4	4	2	2	4	3	4	4	5	6	6	4	27	26	22	23

Tab. 1. Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Metagranitoide und Orthogneise (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (R: rechts, H: hoch).

- a: Granitgneis, kataklastisch, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt, Kuppe ganz im Osten (Probe Fi-12/11; R: 713580, H: 382681).
- b: Granitgneis, zerschert, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Probe Fi-13/11; R: 713447, H: 382759).
- c: Granitgneis, kaolinisiert, rosa Kalifeldspate, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Probe Fi-14/11; R: 713423, H: 382763).
- d: Granitgneis, sehr stark kaolinisiert, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Probe Fi-15/11; R: 713382, H: 382773).
- e: Granitgneis, stark alteriert, ziegelrot, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Probe Fi-16/11; R: 713299, H: 382799).
- f: Granitgneis, mittelkörnig, grau, relativ frisch, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Höhe Juliusberg) (Probe Fi-17/11; R: 713126, H: 382841).
- g: Granitgneis, grau, relativ frisch, Umfahrung Maissau-Westabschnitt (bei Wildbrücke) (Probe Fi-18/11; R: 712124, H: 382809).
- h: Granitgneis, rosa Kalifeldspate, relativ frisch, basische Scholle, Umfahrung Maissau-Westabschnitt (Westende) (Probe Fi-19/11; R: 711602, H: 382815).
- i: Granitgneis, stark alteriert, ziegelrot, Umfahrung Maissau-Ostabschnitt (Probe Fi-16/11; R: 713299, H: 382799).
- j, k: Granitgneis, grobkörnig, Typ Gumping, Matzelsdorf Ost, WNW Loiblkreuz, Kuppe im Feld (Probe Fi-21a, b/11; R: 710189, H: 384929).
- l: Granitgneis, stärker mylonitisch deformiert, Typ Reinprechtspölla-Sachsendorf, Reinprechtspölla NE, im Schmidatal, Felsnase (Probe Fi-22/11; R: 709045, H: 386790).
- m: Orthogneis, feinkörnig, dunkelgrau, biotitreich, Typ Buttendorf, Reinprechtspölla NW, Straßengraben an Straße nach Stockern (Probe Fi-23/11; R: 707032, H: 387647).
- n: Orthogneis, feinkörnig, dunkelgrau, Typ Buttendorf, Geiersdorfer Wald, Graben neben Forststraße (Probe Fi-24/11; R: 706699, H: 387368).
- o: Orthogneis, grau, biotitreich, Kalifeldspat-Augen, Typ Buttendorf, Reinprechtspölla WNW, N Kohlacker, Kuppe Kote 446 (Probe Fi-25/11; R: 706803, H: 386741).
- p: Orthogneis, feinkörnig, biotitreich, Typ Buttendorf, Reinprechtspölla W, SW Schwedenkreuz, Kuppe Kote 440 (Probe Fi-26/11; R: 706465, H: 386056).

Teil des Strontiums verlustig gegangen ist. Die Sr-Gehalte der Proben sind gegenüber frischem Retzer Granit um ca. 100–200 ppm reduziert, aber mit Werten von 159–216 ppm noch immer deutlich höher als im Eggenburger Granit. In den am stärksten kaolinisierten Proben (Fi-14/11 und Fi-15/11) lassen niedrige Fe_2O_3 -Gehalte auch auf eine erhebliche Herauslösung des Eisens schließen. Hingegen sind die immobilisierten Spurenelemente (Zr, Y, etc.) gleichhoch wie im frischen Retzer Granit. Diese Gruppe der Spurenelemente stellt somit selbst bei starker Gesteinsalteration noch einen verlässlichen petrogenetischen Indikator dar.

Die zwei Proben vom Westteil des Juliusberg-Einschnitts (Fi-16/11, Fi-17/11) entsprechen geochemisch dem Eggenburger Hauptgranit (Zr-Gehalte 237 bzw. 228 ppm). Probe Fi-16/11 wurde aus einer dunkelrot verfärbten Alterationszone entnommen, weicht aber geochemisch von der zweiten, relativ frischen und wenig deformierten Probe Fi-17/11 nicht signifikant ab. Obwohl die Rotfärbung der Probe Fi-16/11 laut Dünnschliffbefund auf viele kleine Partikel von Eisenoxiden oder -hydroxiden zurückzuführen ist, ist der Gesamteisengehalt dieser Probe nicht erhöht. Die Eisenoxide/-hydroxide setzten sich entlang von Korngrenzen und auch an den Spaltrissen der größeren gesteinsbildenden Minerale ab. Sie scheinen sich zudem entlang der Perthitmischungen der Kalifeldspate ausgebreitet zu haben.

Interessanterweise ist die frischere Probe Fi-17/11 des Eggenburger Granits grau, obwohl dieser Granittyp sonst in vielen seiner Vorkommen rosa Kalifeldspate führt. Umgekehrt zeigt die weiter oben erwähnte Probe Fi-14/11 vom Ostteil des Juliusberg-Einschnitts, dass auch der Retzer Typ gelegentlich rosa Kalifeldspate haben kann. Der Farbton ist also mit Sicherheit kein verlässliches Kriterium zur Unterscheidung der beiden Hauptgranitarten im Gelände.

Der westliche Felsanschnitt der Umfahrung Maissau im Bereich Kühberg/Ladentränkberg scheint vom Eggenburger Hauptgranit dominiert zu sein, dem zwei der dort genommenen Proben (Fi-19/11, Fi-20/11; beides rosa Metagranite) eindeutig zuzuordnen sind. Die Zr-Gehalte dieser Proben liegen bei 205 bzw. 225 ppm. Eine dritte graue Metagranit-Probe vom Ostende des Einschnitts ist hingegen als Retzer Typus anzusprechen (niedriger Zr-Gehalt von 113 ppm). Bei der Probenaufsammlung sind allerdings keine klaren lithologischen Grenzen aufgefallen, sodass die tatsächliche Mächtigkeit dieser Einschaltung von Retzer Granit derzeit nicht abschätzbar ist. Eventuell besteht ein Zusammenhang mit den weiter südlich bei der Amethystwelt Maissau gefundenen Blöcken von Retzer Granit, die etwa in streichender Fortsetzung der Einschaltung liegen.

Zusätzlich zu den Übersichtsuntersuchungen im Bereich der Umfahrung Maissau wurden im Berichtsjahr auch einige Proben von Orthogneisen aus dem Gebiet Matzelsdorf–Reinprechtspölla eingeholt und geochemisch analysiert. Beprobt wurde unter anderem das nördlichste Vorkommen des grobkörnigen und biotitreichen Gumpinger Granodioritgneiszuges, das östlich Matzelsdorf beim Loiblkreuz aufgeschlossen ist. Das hier an einer kleinen Kuppe hervortretende granodioritische Material ist stark vergneist. Im Dünnschliff zeigt sich der Quarz feinkörnig rekristallisiert. Reste größerer magmatischer Quarze sind selten. Hingegen ist der Plagioklas oft in idiomorpher Form erhalten, allerdings beinhaltet er viele sekundäre Einschlüsse von Serizit und Epidot/Klinozoisit. Durchschnitt-

lich weniger idiomorph ist der schwach perthitische Kalifeldspat. In den z.T. gefältelten, großteils aus feinkörnigem Rekristallinat bestehenden Biotitzügen finden sich zahlreiche akzessorische Apatite und auch Titanite.

Zwei große Gesteinsstücke (~ 1 kg) wurden aufgemahlen und analysiert (Fi-21a/11, Fi-21b/11). Die Proben zeigen die für den Gumpinger Gneis typische, schwach metalumische und dabei granodioritische Zusammensetzung. Mit 65,5–65,7 Gew. % SiO_2 liegt das Material vom Loiblkreuz am sauren Ende des Spektrums der Gumpinger Gneise bzw. Metagranodiorite (Gesamtvariation: ca. 62–66 Gew. % SiO_2), und es zeigt auch die niedrigsten Zr- und P-Gehalte innerhalb dieses generell Zr- und P-reichen Gesteinstyps (Gesamtvariation: 220–320 ppm Zr und 0,23–0,35 Gew. % P_2O_5).

In Verfolgung des hellen Orthogneiszuges von Sachsen-dorf-Reinprechtspölla (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 89–91, 2011) wurde eine weitere Probe (Fi-22/11) im Schmidatal, NE Reinprechtspölla genommen. Sie reiht sich in die Charakteristik dieses relativ SiO_2 -reichen (70–73 Gew. %) Granodioritgneiszuges ein. Durch die granodioritische Geochemie besteht eine gewisse Verwandtschaft zu den Passendorfer Granodioriten bei Eggenburg (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 89–91, 2011), welche allerdings weniger sauer sind ($\text{SiO}_2 < 68$ Gew. %).

Die Proben Fi-23/11 bis Fi-26/11 stammen von W Reinprechtspölla (Schwedenkreuz, Geiersdorfer Wald) und repräsentieren alle den dortigen Ausläufer des Buttendorfer Granodioritgneiszuges. Die Zugehörigkeit zu diesem intermediären, biotitreichen Orthogneiszug drückt sich am deutlichsten in den charakteristisch hohen Cr-Gehalten von 85–106 ppm aus, die wesentlich höher sind als beispielsweise im Gumpinger Granodioritgneis. Probe Fi-24/11 ist metalumisch und führt etwas Hornblende, während die anderen drei Proben schwach peralumisch sind.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes Horn wurde im Horner Becken das Gebiet östlich von Gars am Kamp in der Umgebung von Kotzendorf geologisch kartiert. Im Osten treten am Ostrand des Horner Beckens kristalline Gesteine an die Oberfläche. Im Becken wird das Neogen aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht aus äolischen, deluvialen, deluviofluvialen und fluvialen Ablagerungen (einschließlich der Schwemmkegel). Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Kristallines Grundgebirge

Am Ostrandbruch des Horner Beckens treten entlang des Waldrandes in der Umgebung von Kotzendorf verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer und Paragneis des Moldanubikums) an die Oberfläche. Diese eluvialen Verwitterungsprodukte sind braungrau, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig. Auf deren Oberfläche haben sich nur seichte, rezente Böden gebildet, die

nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind.

Neogen

In der Umgebung von Kotzendorf wurden Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Kies kartiert und beschrieben. Die Sande sind braungrau, stellenweise gelbbraun, glimmerführend, kalkfrei, stellenweise schwach tonig, feinkörnig, untergeordnet auch grobkörnig. Manchmal sind sie auch siltig oder führen eingeschaltete, geringmächtige siltige Lagen. Sie enthalten Feldspat und oft auch kantengerundete Quarzgerölle von 3–5 cm Durchmesser. In einem kleinen Aufschluss SE von Kotzendorf ist innerhalb der Schichtfolge eine deutliche Schrägschichtung zu erkennen. Die Tongesteine sind grüngrau, vereinzelt braungrau fleckig, schwach sandig und stellenweise kalkhaltig mit weißen Kalkkonkretionen. Stellenweise beinhalten sie auch Beimengungen von Quarzgeröllen (3–5 cm Durchmesser). NE von Kotzendorf wurden in den Tonen nicht näher bestimmbare Molluskenreste gefunden.

Pleistozän

Lösse bedecken das Gebiet zwischen Kotzendorf und Gars am Kamp („Teichfeld“). Sie sind hell braungelb bis hellbraun, stark kalkhaltig, sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem ganzen Gebiet sind kleine kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindl (Kalkkonkretionen) von 2–4 cm Durchmesser ausgebildet. NE von Kotzendorf wurde durch eine Bohrstocksonde Löss mit einer dünnen Lage aus Kristallinbruchstücken erbohrt. Es handelt sich dabei um ein deluvio-äolisches Sediment von etwa 70 cm Mächtigkeit. Die Löss überlagern stellenweise auch in geringmächtigen Relikten Sedimente von Schwemmkegel und belegen damit deren pleistozänes Alter.

Flächenhaft ausgedehnte *Schwemmkegel* befinden sich WNW von Kotzendorf, längs des Teichwiesenbaches sowie auch in kleinen Denudationsrelikten in dessen Umgebung. Die Schwemmkegel werden aus bis zu einige Meter mächtigen, hellbraunen bis braunen, kalkfreien, siltig-sandigen Sedimenten gebildet. Sie beinhalten häufige Bruchstücke metamorpher Gesteine von 4–5 cm Durchmesser (maximal 10 cm), untergeordnet auch schlecht gerundete Quarzgerölle von 2–3 cm Durchmesser. Die verhältnismäßig ausgedehnten Schwemmkegel westlich des N–S streichenden Ostrandbruches belegen eine deutliche und junge Absenkung des Beckens in diesem Gebiet.

Holozän – Pleistozän

Deluviale Sedimente sind schwarzbraun bis hellbraun, sandig-lehmig, lokal mit Schotter und Gesteinsbruchstücken, kalkfrei und vorwiegend mit einer siltig-sandigen, stellenweise auch tonigen Matrix. Sie beinhalten oft auch Bruchstücke metamorpher Gesteine aus der nahen Umgebung und zwar besonders in höheren Hanglagen. Die Größe der Bruchstücke erreicht 5–7 cm (maximal bis 20 cm). Gleichfalls beinhalten diese Sedimente auch Quarzgerölle, welche von den neogenen Sedimenten umgelagert wurden und einen Durchmesser von 1–3 cm aufweisen.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche. Am besten ist die Talau des Teichwiesenbaches entwickelt, die westlich von Kotzendorf am breitesten ist. Die Aueablagerungen (Auelehme) sind braungrau, oft kalkhaltig,

tonig-siltig bis tonig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden haben sich fluviatile Sande, oft mit Beimengung feiner Gerölle, abgelagert. Südwestlich von Kotzendorf, in der Umgebung ehemaliger Teiche, sind den Lehmen auch organische Sedimente beigemischt.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind braune, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme, lokal mit Gesteinsbruchstücken und Kies und beinhalten oft kleine Kristallinbruchstücke aus der nahen Umgebung. Sie erfüllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in Schwemmkegel (z.B. südlich von Kotzendorf) oder schließen an die Talau an.

Anthropogene Ablagerungen sind Aufschüttungen westlich und südwestlich von Kotzendorf, wobei es sich offensichtlich um Dämme alter Teiche handelt. Östlich von Gars am Kamp wurde ein größerer Bereich (offensichtlich eine aufgelassene Ziegelei) verfüllt, rekultiviert und danach wieder bebaut.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes ÖK 21 Horn wurde im südlichen Teil des Kartenblattes das Gebiet im Bereich südöstlich von Gars am Kamp, westlich von Kotzendorf, im Bereich Maiersch – Stranitzberg (355 m) bearbeitet. Das Gebiet ist hauptsächlich mit quartären Ablagerungen bedeckt. Die Mehrheit der neogenen Sedimente und Kristallingesteine ist im nordwestlichen und östlichen Teil des kartierten Gebietes obertags aufgeschlossen.

Moldanubikum

Am westlichen Rand des kartierten Gebietes kommen am Stranitzberg (355 m), nach der Kartierung von Gerhard FUCHS, verwitterte *Bänderamphibolite mit Orthogneislagen* vor. Aufschlüsse finden sich vereinzelt, hauptsächlich handelt es sich aber um braunes, graubraunes, grüngraues, gelbes oder gelbgraues, sandiges bis toniges, z.T. auch lehmiges Eluvium mit scharfkantigen, verwitterten Gesteinsbruchstücken und Steinen. Weitere unzusammenhängende Vorkommen dieser Gesteine finden sich in Maiersch und dessen nördlicher bis nordöstlicher Umgebung. Sie sind hier aber oft von Löss bedeckt. An einigen Stellen wurden auf diesen Kristallinauftragungen Windkanter und Gesteine mit matter, glänzender Oberfläche (Windpolitur) gefunden.

Neogen

Sedimente der *St. Marein-Freischling-Formation* (Oligozän, Kiscellium–Egerium) kommen im Gebiet südwestlich von Kotzendorf, auf den östlichen Abhängen des Stranitzberges und am Westrand von Maiersch vor, wo sie unter der Lössdecke hervor treten. Es handelt sich oft um graublaue, hellgraue, graugrüne, grünlich gelbbraune, ganz lokal auch rote, schwach kalkige oder kalkfreie, stellenweise siltige Tone. Weiters finden sich rostgelbe, hellgelbe bis hellbraune, weißlich graue, mittel- bis grobkörnige, schwach kalkige oder kalkfreie Sande, lokal mit Kies mit bis zu 0,5 cm, vereinzelt von 1–2 cm Durchmesser. Diese

Sedimente stehen wahrscheinlich gegenseitig in Wechselagerung.

Quartär

Im untersuchten Gebiet treten vor allem Löss, untergeordnet auch fluviatile und in beschränktem Maße auch deluviale, deluvio-fluviatile Sedimente und anthropogene Ablagerungen auf.

Pleistozän

Löss bilden fast zusammenhängende Bedeckungen auf den östlichen und südöstlichen Hängen des Stranitzberges (355 m) und nördlich von Maiersch. Sie sind hellbraun, hellgelbbraun, lokal ockergelbbraun, siltig bis feinsandig, meistens stark kalkig, variabel feinglimmerig, oft mit Pseudomyzelien und lokal mit Lösskindel von 1–2 cm Durchmesser. Die Mächtigkeit der Löss beträgt 0,5 m bis mehr als 1,0 m. In Übergangslagen zwischen Löss und Kristallgesteinen enthält der Löss oft auch scharfkantige Gesteins- und Quarzbruchstücke.

Pleistozän – Holozän

Deluviale Sedimente bilden stellenweise schmale, unzusammenhängende Akkumulationen an unteren Teilen der Hänge nordöstlich vom Stranitzberg (355 m) und am Fuß des Atzbigls. Es handelt sich um beige, dunkelbraune, graubraune, lokal schwarze, rostfleckige, variabel humose, sandig-siltige, meistens kalkige Lehme, vereinzelt mit vielen verwitterten Bruchstücken von Amphibolit (z.B. beim „Atzbigl“).

Holozän

Deluvio-fluviatile Lehme bedecken die Flächen der flachen, meistens wasserlosen Senken. Die Lehme sind graubraun bis dunkelbraun, stellenweise hellbraungrau, meistens kalkig, tonig-siltig bis tonig-sandig, lokal auch siltig-sandig.

Fluviatile Ablagerungen bedecken die Talau der örtlichen Bäche bei Maiersch und westlich von Kotzendorf. Die Sedimente bestehen (mit Ausnahme des ca. 0,3 m mächtigen Ackerbodens) aus grüngrauen, braungrauen, dunkelgrauen, braunschwarzen bis schwarzen, oft stark humosen, siltigen bis tonigen, meistens kalkigen, lokal sandigen, rostfleckigen Lehmen bis Tonen. Vereinzelt sind sie auch feinsandig und führen Quarzkörner bis 5 mm Durchmesser. Lokal konnte braungelber, hellbrauner, schwach kalkiger, lehmiger, fein- bis mittelkörniger Sand, stellenweise mit Quarzkörnern von 1–3 mm Größe festgestellt werden. Die Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente ist größer als 1 m.

Anthropogene Ablagerungen sind vor allem alte, aufgeschüttete Regulationsdämme(?) westlich von Kotzendorf. Das Material der Dämme besteht nahe der Oberfläche (in 0,25–0,4 m Tiefe) aus fluviatilen, kantengerundeten bis schlecht gerundeten Quarzschottern und vielen scharfkantigen Gesteinsbruchstücken von 1–5 cm Durchmesser. Die feinkörnigen Komponenten sind hell- bis dunkelbraune, variabel humose, siltig-sandige, kalkfreie Lehme oder kalkige, lehmige, siltige Sande mit Quarzbruchstücken. Darunter folgen vermutlich Schotter.

In der nordwestlichen Ecke des Kartierungsgebietes, südlich der Straße von Gars am Kamp nach Kotzendorf, befindet sich eine Deponie mit dunkelbraunem, humosem, tonigem Lehm mit vielen Bruchstücken und Steinen von verschiedenen Kristallgesteinen von 0,5–30 cm Größe.

Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

MATTHIAS KREUZER & FRITZ FINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Zuge der Errichtung der Umfahrungsstraße von Maisau (B4) wurden im Jahr 2011 zwei lange Felseinschnitte im Kristallin des Thayabatholiths geschaffen. Aufgabstellung war eine engmaschige Beprobung dieser Kristallinaufschlüsse und eine petrografische Bearbeitung der entnommenen Proben. Die Probennahme erfolgte im Zeitraum Ende August/Anfang September 2011, im Anschluss an eine gemeinsame Übersichtsbegehung der Umfahrungsbaustelle und fachliche Einweisung durch die Geologen der Geologischen Bundesanstalt, Reinhard Roetzel und Manfred Linner. Insgesamt wurden 60 Proben eingeholt, davon Dünnschliffe hergestellt und geochemische Analysen mittels RFA angefertigt.

Makroskopische Gesteinsansprache

Die Hauptmasse des anstehenden Materials wird von mittelkörnigen, variabel deformierten Metagraniten und Granitgneisen des Thayabatholiths gebildet (Hauptgranit des Thayabatholiths). Meist zeigen diese Metagranite und Granitgneise rosa Feldspäte, untergeordnet sind jedoch auch Bereiche mit grauem metagranitischem Material derselben Korngröße zu finden. Eine exakte Abgrenzung oder gar Auskartierung verschiedener Phänotypen von Granitoiden nach Farbe oder Struktur ist schwer möglich, da fließende Übergänge bestehen bzw. oft mehrfache Wechsel der Phänomene auf engstem Raum gegeben sind.

In den Metagraniten und Granitgneisen sind fallweise geringmächtige pegmatoide Bereiche eingeschaltet. Solche metermächtige pegmatoide Domänen wurden im Zentralteil des Einschnittes durch den Ladentränkberg und an drei Stellen im Einschnitt durch den Juliusberg angetroffen (Proben MK 10, 13, 15, 27, 31, 41, 48, 54, 58). Zum Vergleich wurden auch zwei Proben pegmatoiden Materials aus dem Steinbruch Maissau eingeholt (Proben MK 39, 40).

Im Bereich Ladentränkberg wurden an zwei Stellen auch geringmächtige Vorkommen von Aplit angetroffen (MK 11, 35). Die Aplitprobe MK 11 stammt aus der westlichen Hälfte dieses Einschnittes und trat dort zusammen mit Pegmatit auf. Die zweite Aplitprobe MK 35 stammt vom Ostende desselben Einschnittes und war umgeben von grauem Metagranit.

Im Westteil des Einschnittes durch den Ladentränkberg finden sich etliche dunkle Schollen von mehreren Dezimetern bis Meter Größe (Proben MK 2, 4, 19). Diese zeigen eine dunkelgraue feinkörnige Matrix, in der weiße und auch rosa Feldspateinsprenglinge von bis zu 4 mm Größe zu sehen sind.

An einer Stelle im Westen des Einschnittes durch den Juliusberg wurde ein helles mittelkörniges granitoides Gestein angetroffen, welches sich durch einen hohen Gehalt an auffällig porzellanweißen Feldspäten auszeichnet. Der Gesteinstyp grenzt sich von den umgebenden rosa Metagraniten allerdings nur sehr unscharf ab.

Im gesamten Aufschlussbereich finden sich immer wieder geringmächtige, steilstehende, etwa NNE-streichende Scherzonen. Aus einer solchen Scherzone im Einschnitt durch den Ladentränkberg wurden zwei Mylonitproben entnommen (MK 12, 14). Diese gehen vermutlich auf zerschertes aplitisches oder pegmatitisches Ausgangsmaterial zurück. Aus einer weiteren Scherzone im zentralen Teil des Einschnittes durch den Ladentränkberg wurden zwei Kataklastite beprobt (MK 23, 24).

Ergebnisse der Laboruntersuchungen

Metagranite und Granitgneise

Wie die geochemischen Analysen klar belegen, haben die im Bereich der Umfahrung Maissau anstehenden Metagranite und Granitgneise kein einheitliches Ausgangsmaterial, sondern es lassen sich zwei Subtypen von Graniten unterscheiden. Bei der Hauptmasse der Proben handelt es sich um Eggenburger Hauptgranit (FINGER & RIEGLER, In: ROETZEL, R.: Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1999; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008). Dieser Typus ist

durch hohe Zr Gehalte (208–254 ppm) und niedrige Sr Gehalte (44–85 ppm) charakterisiert und setzt sich dadurch deutlich vom zweiten Subtyp, dem Retzer Hauptgranit, ab (Zr: 109–192 ppm, Sr: 173–245 ppm). Letzterer tritt in zwei kleineren Vorkommen auf. Eine erste, etwa 70 m mächtige Einschaltung von Retzer Hauptgranit befindet sich westlich der Wildbrücke am Ladentränkberg (Proben MK 33, 34, 36, 38). Alle vier Proben sind mittelkörnige Granitgneise. Die Probe 33 ist ein graues Gestein, wohingegen in den Proben 34, 36 und 38 zart rosa gefärbte Feldspäte auftreten. Etwa in der Mitte dieser Einschaltung von Retzer Hauptgranit schlägt ein Aplitgang durch (Probe MK 35).

Das zweite Vorkommen des Retzer Typs befindet sich ganz am Ostende des Einschnittes durch den Juliusberg. Die dort entnommenen Proben 52 und 53 zeigen einen überwiegend grauen Farbton.

Die Grundfarbe des Retzer Granits ist insgesamt eher grau, manchmal finden sich aber auch rosa Feldspäte. Die Handstücke von Eggenburger Hauptgranit zeigen farblich

Probe	MK 01	MK 02	MK 03	MK 04	MK 05	MK 06	MK 07	MK 08	MK 09	MK 10	MK 11	MK 12	MK 13	MK 14	MK 15
Gestein	EHG	Scholle	EHG	Scholle	EHG	EHG	EHG	EHG	EHG	Pegmatit	Aplit	Mylonit	Pegmatit	Mylonit	Pegmatit
SiO ₂	75,38	72,89	74,32	73,88	74,65	75,89	76,02	74,12	75,62	76,35	82,15	90,52	80,82	78,55	81,91
TiO ₂	0,19	0,41	0,20	0,47	0,19	0,21	0,18	0,18	0,22	0,18	0,24	0,06	0,15	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	12,95	14,18	13,44	14,37	12,75	13,19	12,36	13,06	12,84	13,50	10,48	5,38	11,48	13,16	10,29
Fe ₂ O ₃	2,02	2,58	1,91	2,46	1,91	1,10	1,55	2,15	1,99	0,71	0,45	0,57	0,63	1,83	0,66
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	u.d.N.	u.d.N.	0,01	u.d.N.
MgO	0,40	0,95	0,27	0,83	0,20	0,23	0,38	0,65	0,66	0,28	0,28	0,44	0,26	1,02	0,27
CaO	0,30	1,49	0,50	0,45	0,58	0,18	0,11	0,16	0,15	0,11	0,08	0,02	0,06	0,11	0,09
Na ₂ O	4,22	5,14	4,25	4,16	3,98	4,11	4,56	4,09	4,05	3,90	3,41	0,03	3,68	0,55	3,33
K ₂ O	4,11	1,84	4,38	3,07	4,33	4,06	3,34	3,81	3,42	3,57	1,87	1,53	1,90	3,38	2,21
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,04	0,09	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
SO ₃	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,07	u.d.N.	0,02	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,01	u.d.N.
GV	0,68	1,06	0,87	1,27	0,89	0,85	0,81	1,12	1,17	0,80	1,14	0,54	1,12	1,30	0,48
Summe	100,32	100,68	100,21	101,08	99,55	99,85	99,43	99,41	100,17	99,42	100,14	99,10	100,12	100,04	99,38
Rb	132	117	141	165	137	131	83	107	95	99	61	60	56	142	83
Sr	54	105	61	91	64	62	45	58	60	81	31	5	38	13	43
Ba	490	235	540	398	562	530	415	521	455	431	159	46	89	166	154
Th	14	13	15	14	11	12	14	14	14	12	9	6	8	13	11
La	16	22	32	144	32	72	21	19	37	30	20	10	17	42	29
Ce	21	40	64	238	58	143	35	21	81	62	43	29	42	79	53
Nd	14	20	26	120	30	64	18	15	37	31	16	11	20	36	24
Ga	19	17	19	18	19	19	18	19	22	19	17	11	14	25	15
Nb	14	14	14	7	13	11	12	13	14	11	10	5	9	9	9
Zr	225	159	230	164	224	218	217	226	247	216	154	80	179	187	163
Y	22	27	34	310	33	64	31	27	39	33	25	11	24	31	23
Sc	6	5	2	5	4	2	6	5	7	5	4	1	7	6	4
Pb	14	12	14	36	22	24	16	14	20	15	5	u.d.N.	2	10	3
Zn	55	71	60	59	55	23	32	60	73	16	11	15	12	40	19
V	4	19	5	24	3	7	2	5	6	u.d.N.	u.d.N.	6	5	14	3
Co	1	5	u.d.N.	6	1	4	2	1	2	1	2	1	1	u.d.N.	u.d.N.
Cr	u.d.N.	8	4	1	1	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	14	u.d.N.	20	u.d.N.	5	2	1
Ni	4	9	4	6	3	4	5	2	11	2	5	4	3	5	3

Tab.1., Teil 1.

eine viel größere Variation. Die Bandbreite reicht von intensiv roten (alterierten) Varianten über einen rosafarbenen Normaltyp bis hin zu grauen Proben. Eine sichere Unterscheidung der beiden Hauptgranitvariationen nach der Farbe ist somit unmöglich. Auch im Dünnschliffbild sind zwischen Eggenburger und Retzer Hauptgranit kaum Unterschiede festzustellen. Beide zeigen ein ähnliches Maß an Deformation und Rekristallisation. Quarz ist fast vollständig rekristallisiert und liegt dabei entweder in Form eines feinkörnigen Rekristallisats vor, oder aber in Form größerer gelängter Flaserquarze. Nur in wenigen Proben sind einige wenige primäre magmatische Quarze erhalten. Auch der Biotit ist durchwegs feinkörnig rekristallisiert, wobei die feinfizigen Rekristallisationsbiotite z.T. die Form der primärmagmatischen Biotite ausfüllen bzw. nachzeichnen. Andererseits können die Rekristallisationsbiotite deformationsbedingt zu kurzen dünnen Zügen verschmiert sein. Die Rekristallisation des Biotits ist stets mit einer kräftigen Ausscheidung von Opakphasen (vermutlich Ilmenit) ver-

bunden. Im Eggenburger Typ sind die rekristallisierten Biotite zumeist grün, seltener braun. Im Retzer Hauptgranit ist der rekristallisierte Biotit hingegen meistens braun und seltener grünlich.

Die Feldspäte sind im Wesentlichen spröde deformiert. Die Kalifeldspäte im Eggenburger Granit zeigen tendenziell eine stärkere Perthitisierung (bis hin zum Mesoperthit) als jene im Retzer Hauptgranit. Die Plagioklase sind in beiden Typen kaum zoniert und zersetzen sich, vor allem bei stärkerer Deformation, intensiv zu Serizit.

Die weiteren Gesteine

Von den beprobten pegmatoiden Bereichen zeigen die meisten das Spurenelementmuster des Eggenburger Hauptgranits. Sie sind demnach als Endglieder dieses Granittyps zu deuten. Abgesehen von geringeren Fe_2O_3 -, MgO - und Zn -Gehalten zeigen diese pegmatoiden Proben keine größeren geochemischen Auffälligkeiten im Vergleich zu den normalen granitischen Varietäten des Eggenburger Hauptgranits.

Probe	MK 16	MK 17	MK 18	MK 19	MK 20	MK 21	MK 22	MK 23	MK 24	MK 25	MK 26	MK 27	MK 28	MK 29	MK 30
Gestein	EHG	EHG	EHG	Scholle	EHG	EHG	EHG	Kataklasit	Kataklasit	EHG	EHG	Pegmatit	EHG	EHG	EHG
SiO_2	75,18	76,74	74,57	68,36	74,91	74,75	74,64	80,22	75,31	75,56	76,22	77,87	75,40	75,32	75,28
TiO_2	0,19	0,17	0,20	0,73	0,18	0,19	0,20	0,11	0,20	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18
Al_2O_3	13,20	11,95	13,17	15,21	12,88	12,81	12,53	9,55	13,56	13,02	12,44	13,29	12,79	12,98	13,05
Fe_2O_3	1,99	1,80	2,00	4,63	2,68	1,62	1,93	2,02	0,67	1,57	2,18	0,42	1,57	1,37	1,86
MnO	0,02	0,03	0,03	0,09	0,18	0,02	0,03	0,02	u.d.N.	0,02	0,03	u.d.N.	0,01	0,01	0,02
MgO	0,49	0,52	0,40	1,97	0,27	0,25	0,25	0,51	0,06	0,17	0,50	0,04	0,15	0,16	0,19
CaO	0,18	0,31	0,32	1,13	0,26	0,30	0,42	0,10	0,21	0,30	0,23	0,07	0,25	0,25	0,47
Na_2O	4,05	3,55	4,12	4,42	4,01	3,96	3,86	2,92	4,48	4,12	3,98	4,88	4,00	3,95	4,14
K_2O	3,86	3,46	4,15	2,09	4,39	4,54	4,17	2,84	4,23	4,21	3,77	3,13	4,31	4,45	4,26
P_2O_5	0,03	0,05	0,05	0,19	0,04	0,04	0,05	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04
SO_3	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,01	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,64	0,66	0,02	0,06	u.d.N.	0,01	0,01	u.d.N.
GV	0,41	0,34	n.b.	0,57	1,19	0,74	0,61	1,06	0,98	0,70	0,84	0,85	0,81	n.b.	n.b.
Summe	99,60	98,92	99,01	99,40	100,99	99,22	98,69	100,00	100,37	99,90	100,47	100,75	99,52	98,73	99,49
Rb	126	107	112	147	137	147	133	96	153	134	102	80	125	130	156
Sr	71	57	63	96	57	53	55	45	64	62	57	44	53	63	59
Ba	511	510	598	246	564	630	547	388	526	555	515	369	579	571	548
Th	13	14	11	4	14	12	13	8	11	13	14	15	12	15	12
La	18	21	15	9	30	38	13	18	7	32	34	22	19	36	27
Ce	20	39	23	9	57	61	17	29	u.d.N.	55	67	24	15	64	42
Nd	14	18	14	16	26	32	9	16	7	31	25	18	17	34	25
Ga	21	19	18	22	18	16	19	15	20	19	18	16	20	20	18
Nb	14	12	13	14	12	11	15	8	13	11	12	12	12	13	13
Zr	239	208	220	175	222	232	225	145	235	214	225	242	235	223	215
Y	26	25	24	35	28	29	17	19	19	31	42	26	30	33	31
Sc	2	4	3	9	5	2	4	3	3	4	9	1	6	4	1
Pb	17	15	14	17	12	16	13	5	13	18	19	11	16	21	20
Zn	74	55	48	123	60	44	52	65	21	45	90	14	34	34	54
V	8	5	2	31	3	u.d.N.	7	5	9	6	5	4	7	u.d.N.	5
Co	3	2	2	8	2	1	1	7	2	u.d.N.	2	1	2	1	2
Cr	1	1	2	11	u.d.N.	3	1	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	2	u.d.N.	5	1	u.d.N.
Ni	5	3	4	8	5	3	3	5	3	3	4	2	3	3	2

Tab.1., Teil 2.

Probe	MK 31	MK 32	MK 33	MK 34	MK 35	MK 36	MK 38	MK 39	MK 40	MK 41	MK 42	MK 43	MK 44	MK 45
Gestein	Pegmatit	EHG	RHG	RHG	Aplit	RHG	RHG	Pegmatit	Pegmatit	Pegmatit	EHG	EHG	EHG	EHG
SiO ₂	77,14	75,02	73,23	67,85	77,29	74,35	73,81	75,92	76,70	75,14	75,31	75,50	75,41	75,24
TiO ₂	0,17	0,18	0,24	0,46	0,02	0,23	0,21	0,19	0,18	0,20	0,20	0,21	0,22	0,20
Al ₂ O ₃	12,41	12,64	14,65	15,88	12,98	15,19	14,94	14,02	13,11	13,62	13,00	13,07	12,56	13,08
Fe ₂ O ₃	0,68	1,84	1,88	3,34	0,16	1,23	1,71	0,57	0,29	0,92	1,88	1,91	1,95	2,21
MnO	0,01	0,02	0,06	0,05	u.d.N.	0,01	0,03	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,03	0,03	0,02	0,03
MgO	0,02	0,25	1,00	1,53	0,00	0,66	0,88	0,02	0,01	0,03	0,15	0,20	0,19	0,24
CaO	0,08	0,36	0,64	1,57	0,51	0,12	0,20	0,30	0,14	0,23	0,72	0,65	0,61	0,60
Na ₂ O	4,98	4,07	3,90	3,63	3,87	4,16	4,26	4,07	4,10	3,93	4,16	4,09	3,82	4,15
K ₂ O	3,36	4,20	3,87	2,83	4,45	3,50	4,12	4,46	4,42	4,68	4,15	4,04	4,16	4,11
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,08	0,14	u.d.N.	0,01	0,07	0,01	0,01	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04
SO ₃	u.d.N.	u.d.N.	0,01	u.d.N.	u.d.N.	0,03	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,15	0,20	0,19	0,03	0,01
GV	n.b.	n.b.	n.b.	2,08	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,93	n.b.
Summe	98,86	98,62	99,56	99,36	99,28	99,49	100,23	99,56	98,96	98,93	99,84	99,94	99,93	99,91
Rb	85	134	136	161	124	118	138	136	131	129	138	109	145	117
Sr	48	66	245	334	79	202	173	71	44	70	67	69	61	70
Ba	432	556	471	309	36	390	473	536	570	600	579	557	596	579
Th	13	14	5	10	6	7	5	14	11	13	12	12	13	12
La	26	32	15	15	2	16	16	24	22	38	33	19	18	40
Ce	38	50	24	38	6	29	35	52	36	59	76	22	17	60
Nd	20	27	17	21	6	14	13	20	15	27	35	14	18	25
Ga	12	19	19	20	16	19	18	20	15	18	18	18	20	18
Nb	11	13	12	14	5	16	12	13	12	13	12	13	15	13
Zr	221	215	104	152	58	107	105	225	208	236	228	251	238	245
Y	23	30	17	18	10	35	18	33	22	37	26	31	25	28
Sc	5	7	u.d.N.	3	u.d.N.	5	3	6	5	9	3	6	4	5
Pb	15	20	43	10	18	20	13	20	16	67	19	16	17	18
Zn	16	48	60	83	9	39	43	14	14	12	54	61	60	57
V	3	3	11	26	u.d.N.	12	9	4	4	3	10	0	7	2
Co	2	u.d.N.	4	6	u.d.N.	1	3	u.d.N.	3	2	1	1	3	2
Cr	3	u.d.N.	2	14	u.d.N.	2	4	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	3	10	2
Ni	2	4	3	4	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Tab.1., Teil 3.

Demgegenüber zeigt ein im Retzer Hauptgranit eingelagerter Pegmatitgang am östlichen Aufschluss (MK 54) einen deutlich höheren Sr-Gehalt (132 ppm) und niedrigeren Zr-Gehalt (38 ppm), wodurch dessen Verwandtschaft zum Retzer Granit zum Ausdruck kommt.

Auch bei den Apliten scheinen zwei Gruppen unterscheidbar zu sein. Der im Retzer Hauptgranit bei der Wildbrücke eingelagerte Aplit (MK 35) ist deutlich Zr-ärmer als der Aplit MK 11, welcher im Eggenburger Hauptgranit auftritt (58 vs. 154 ppm Zr). Die geochemische Unterscheidung zwischen Eggenburger und Retzer Hauptgranit scheint sich somit auch in das jeweilige aplitische Ganggefüge durchzusetzen.

Ein interessantes Ergebnis brachte die Untersuchung des Gesteins mit den porzellanweißen Feldspäten vom Juliusberg. In der geochemischen Analyse zeigt sich ein sehr hoher Na₂O-Gehalt von 8,52 Gew. %, wodurch sich das Material deutlich von den umgebenden Metagraniten und

Granitgneisen absetzt. Nach dem Dünnschliffbefund ist das Gestein vermutlich durch die Einwirkung lokaler metasomatischer Prozesse aus dem Eggenburger Hauptgranit hervorgegangen. Zu beobachten ist eine Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspäte. Die Spurenelementcharakteristik entspricht weitgehend der des Eggenburger Hauptgranittyps.

Die dunklen Scholleneinschlüsse im Bereich Ladentränkberg finden sich nur innerhalb von Eggenburger Hauptgranit. Trotz ihres dunklen Farbeindrucks zeigen die Schollen eine SiO₂-reiche Zusammensetzung von 68 bis 74 Gew. %. Die Eisengehalte sind mit 2,5 bis 4,6 Gew. % gegenüber den Metagraniten/Granitgneisen nur moderat erhöht. Es besteht deutliche Vormacht von Na₂O (4,2–5,2 Gew. %) über K₂O (1,8–3,1 Gew. %). Der Modalbestand der Schollen ist tonalitisches. Im Dünnschliff ist nur wenig Kalifeldspat zu finden, vor allem in der feinen Matrix ist letzterer sehr selten. Der Plagioklas der Matrix bildet elongierte

Probe	MK 46	MK 47	MK 48	MK 49	MK 50	MK 51	MK 52	MK 53	MK 54	MK 55	MK 56	MK 57	MK 58	MK 59	MK 60
Gestein	EHG	EHG	Pegmatit	EHG	EHG	EHG	RHG	RHG	Pegmatit	RHG	EHG (alb)	EHG	Pegmatit	EHG	EHG
SiO ₂	71,61	73,01	75,51	74,46	75,43	75,17	72,79	74,44	78,54	76,19	65,94	74,92	76,19	75,24	75,38
TiO ₂	0,23	0,21	0,20	0,20	0,19	0,20	0,26	0,22	0,06	0,19	0,27	0,20	0,20	0,18	0,20
Al ₂ O ₃	15,07	12,82	13,18	12,97	13,25	13,08	15,99	15,30	12,22	13,05	18,65	13,09	13,83	12,95	12,95
Fe ₂ O ₃	2,25	3,32	1,06	1,73	1,73	1,74	0,78	1,37	0,13	1,06	1,95	1,94	0,53	1,57	2,00
MnO	0,03	0,05	u.d.N.	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	u.d.N.	0,01	0,02	0,02	u.d.N.	0,02	0,03
MgO	0,91	2,76	0,13	0,29	0,65	0,45	0,46	0,70	0,01	0,20	0,80	0,29	0,04	0,28	0,21
CaO	0,16	0,23	0,21	0,22	0,25	0,28	0,30	0,31	0,15	0,16	0,24	0,37	0,26	0,34	0,59
Na ₂ O	4,85	3,36	3,98	3,78	4,19	4,16	3,57	3,55	5,40	4,41	8,52	3,97	3,83	3,85	4,05
K ₂ O	4,47	3,22	4,30	4,34	4,05	4,25	4,81	4,29	2,66	4,15	1,92	4,12	4,46	4,52	4,25
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,05
SO ₃	0,01	u.d.N.	0,01	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	0,01	u.d.N.	0,02	0,01	u.d.N.	u.d.N.	0,08	u.d.N.	u.d.N.
GV	n.b.	1,39	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,86	n.b.
Summe	99,62	100,39	98,59	98,01	99,77	99,38	99,00	100,22	99,21	99,44	98,33	98,96	99,43	99,86	99,71
Rb	103	96	98	108	92	136	144	116	53	101	106	113	127	128	137
Sr	85	67	54	67	67	52	233	221	132	55	137	65	56	53	63
Ba	596	479	603	603	571	618	635	633	232	529	294	588	599	603	605
Th	12	13	11	13	10	11	10	9	5	12	18	12	13	11	11
La	95	105	41	41	25	36	31	21	15	28	55	30	35	26	25
Ce	165	236	85	69	33	66	72	41	30	56	89	62	64	56	42
Nd	69	98	41	33	17	30	30	22	20	20	44	26	25	29	27
Ga	18	21	18	18	18	17	20	19	10	18	25	20	19	18	19
Nb	10	7	14	12	13	13	9	9	4	12	13	12	12	12	14
Zr	250	248	253	246	239	254	123	107	38	230	331	233	238	215	233
Y	137	67	41	39	32	29	13	13	18	27	49	30	31	34	31
Sc	2	7	6	5	3	2	12	1	2	3	8	1	5	6	3
Pb	15	16	13	21	9	17	19	31	6	19	12	17	26	21	18
Zn	63	117	56	51	46	56	24	45	6	34	64	49	10	55	54
V	7	11	7	8	4	7	16	14	2	2	13	7	3	9	4
Co	1	2	3	1	1	1	u.d.N.	2	1	2	3	2	1	2	2
Cr	u.d.N.	3	u.d.N.	5	4	u.d.N.	1	3	1	u.d.N.	u.d.N.	3	u.d.N.	3	2
Ni	5	5	4	3	3	3	4	4	3	3	10	4	3	8	3

Tab.1., Teil 4.

Röntgenfluoreszenzanalysen der Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm).

Abkürzungen: EHG = Eggenburger Hauptgranit, RHG = Retzer Hauptgranit, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze, n.b. = Wert nicht bestimmt.

idiomorphe Kristalle, die ein magmatisches Gefüge abbilden. Der dominierende mafische Gemengteil der Schollen ist olivbrauner, z.T. auch grünlicher Biotit, welcher oft ziemlich idiomorph erscheint. Daneben finden sich erhebliche Mengen an kleinen Erzpartikeln. Die Schollen zeigen relativ wenige Anzeichen von Deformation und Rekristallisation als ihr granitisches Wirtsgestein. Sie sind vermutlich nicht als Reste von Dachgestein des Thayabatholiths zu deuten, sondern repräsentieren ein mit dem Eggenburger Hauptgranit kogenetisches magmatisches Gestein (Magma-Mingling).

Die Mylonite und Kataklastite zeigen in der chemischen Analyse durchwegs erhöhte SiO₂-Gehalte, vermutlich infolge einer syndeformativen Verquarzung. Die beprobten Mylonitzonen im westlichen Einschnitt (MK 12, 14) sind überwiegend in aplitischem und pegmatitischem Ausgangsmaterial angelegt (Zr-reiche Aplite und Pegmatite des Eggenburger Hauptgranits).

Zwei analysierte Kataklastite im Eggenburger Hauptgranit (MK 23, 24) zeigen eine auffällige Anreicherung an Schwefel, die sich auch makroskopisch im Auftreten von Pyrit äußert.

Probenliste mit den Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten, Zone 34 (R: rechts, H: hoch)

Bezeichnung	Beschreibung	Koord. R-H
Einschnitt durch den Ladentränkeberg von W nach E		
MK 1	Metagranit, milchig rosa Feldspäte, relativ wenig Biotit	711587-382808
MK 2	dunkle Scholle, feinkörnig, rosa Feldspateinsprenglinge (1–4 mm)	711610-382810
MK 3	Metagranit, rosa und gelbliche Feldspäte, randlich eine quarzgefüllte Kluft	711615-382809
MK 4	dunkle Scholle, feinkörnig, rosa und weiße Feldspateinsprenglinge	711638-382825
MK 5	Metagranit, rosa Feldspäte	711673-382808
MK 6	Granitgneis, Biotit inhomogen verteilt, Feldspäte milchig weiß bis rosa	711681-382834
MK 7	Granitgneis, quarzreich, Feldspäte hauptsächlich rosa, teilweise weiß, Pyrit sichtbar	711712-382804
MK 8	Granitgneis, relativ dunkel, rosa Feldspäte	711730-382803
MK 9	Granitgneis, grau-grünlich, rosa Feldspäte	711740-382806
MK 10	Pegmatit, deformiert, Quarz gelängt, Feldspäte rosa und weiß, kein Biotit	711742-382805
MK 11	Aplit, hellgrau-rosa,	711742-382805
MK 12	Mylonit, stark verquarzt	711742-382805
MK 13	Pegmatit, Feldspäte milchig weiß mit rosa Innenbereich, stark deformiert	711745-382804
MK 14	Mylonit, grau-weißlich, verquarzt	711746-382806
MK 15	Pegmatit, deformiert, Feldspäte rosa bis weiß	711750-382805
MK 16	Granitgneis, Feldspäte rosa-gelblich-grünlich, relativ viel Biotit	711755-382806
MK 17	Granitgneis, Feldspäte rosa-gelblich-grünlich, kleine Quarzadern	711765-382805
MK 18	Metagranit, etwas feinkörniger, Feldspäte rosa	711771-382804
MK 19	dunkle Scholle, feinkörnig, Feldspat und Quarz Einsprenglinge	711775-382803
MK 20	Metagranit, rosa bis weißer Feldspat, Biotit-Äderchen	711783-382802
MK 21	Metagranit, Feldspäte rosa-gelblich, mafische Scholle im Handstück (aber nicht in Analyse)	711802-382802
MK 22	Metagranit, Feldspäte milchig rosa	711824-382804
MK 23	Kataklasit, rot-weiße Feldspäte in einer grünen Matrix, Pyrit sichtbar	711845-382801
MK 24	Kataklasit, Feldspäte intensiv rosa	711845-382804
MK 25	Metagranit, Feldspäte hellrosa-weiß	711843-382805
MK 26	Granitgneis, Feldspäte rosa, feine graue Adern	711900-382805
MK 27	Pegmatit, deformiert, Feldspäte milchig weiß bis leicht rosa	711914-382803
MK 28	Metagranit, Feldspäte intensiv rot	711955-382797

Bezeichnung	Beschreibung	Koord. R-H
MK 29	Granitgneis, Feldspäte rosa, Biotit in geregelten Schlieren	711967-382810
MK 30	Granitgneis, Feldspäte rosa und weiß	712009-382812
MK 31	Pegmatit (Bereich einer kleinen mafischen Linsen wurde zur Analyse weggelassen)	712015-382796
MK 32	Metagranit, Feldspäte rosa	712041-382813
MK 33	Granitgneis, grau-grünlich	712050-382818
MK 34	Granitgneis, grünlich-weiß	712057-382812
MK 35	Aplit, hell	712079-382806
MK 36	Granitgneis, grau	712091-382813
MK 37	Metagranit, ein Teil mit großen rosa Feldspäten, ein Teil feinkörniger mit weißlich-grünen Feldspäten, auf Grund der Inhomogenität keine Analyse	712113-382813
MK 38	Granitgneis, grau-grünlich, leicht rosa Einschlag	712121-382816
Steinbruch Maissau		
MK 39	Pegmatit, Feldspäte rosa	712562-382585
MK 40	Pegmatit, Feldspäte weiß-rosa	712618-382560
Einschnitt durch den Juliusberg von W nach E Nr. 55–60, danach Nr. 41–54		
MK 41	Pegmatit, Feldspäte rosa, rote Verwitterung entlang einer kleine Kluft	713066-382840
MK 42	Metagranit, grau	713087-382836
MK 43	Metagranit, grau	713109-382833
MK 44	Metagranit, Feldspäte leicht rosa	713126-382829
MK 45	Metagranit, intensiv rosa	713154-382811
MK 46	Metagranit, grau-grünlich, dunkle Äderchen	713222-382800
MK 47	Granitgneis, grau	713233-382791
MK 48	Pegmatit, Feldspäte rosa und weiß	713272-382822
MK 49	Granitgneis, Feldspäte rosa und weiß	713318-382765
MK 50	Metagranit, Feldspäte rosa und weiß-gelblich, oberflächlich intensiv rot verwittert	713334-382763
MK 51	Metagranit, relativ dunkel, dezent rosa und grünlicher Einschlag	713345-382757
MK 52	Metagranit, grau mit wenigen rosa Feldspäten	713366-382784
MK 53	Granitgneis, weiß-grünlich, wenige rosa Feldspäte	713420-382763
MK 54	Pegmatit, weiß-grau	713646-382721
MK 55	Granitgneis, rosa-gelblich	712909-382825
MK 56	Metagranit mit porzellanweißem Feldspat	712923-382832
MK 57	Metagranit, Feldspäte rosa	712952-382824
MK 58	Pegmatit, Feldspäte meist rosa, wenige weiß	712966-382822
MK 59	Metagranit, intensiv dunkelrosa	713009-382850
MK 60	Granitgneis, rosa-gelblich, Chlorit in Lagen	713050-382836

Tab.1., Teil 5.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet auf dem Blatt ÖK 21 Horn liegt im Horner Becken zwischen den Dörfern Kotzendorf, Freischling und Maersch. Es wird im Osten vom Waldgebiet am Ostrandbruch des Horner Beckens begrenzt, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Der neogene Untergrund wird vor allem von Sedimenten der *St. Marein-Freischling-Formation* (Oligozän, Kiscellium–Egerium) gebildet. Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvialen, deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten gebildet. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in eine Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge

Moldanubische Glimmerschiefer und Paragneise stehen entlang des östlichen Randes des kartierten Gebietes, am Ostrand des Horner Beckens, an. Es sind dies vor allem grobsteinige, lehmig-sandige, kalkfreie Eluvien dieser kristallinen Gesteine mit braungrauer bis brauner Farbe. Im Osten treten am Atzbigl und seiner Umgebung Bänderamphibolite auf, welche zu grobsteinigen bis steinig-blockigen, kalkfreien, sandig-schluffigen, hellbraunen bis schwarzbraunen Eluvien verwittern. Die Kristallinbereiche sind dort in der Landschaft morphologisch deutlich als Erhebungen erkennbar.

Neogen

Neogene Sande, Silte und Tone der *St. Marein-Freischling-Formation* konnten vielerorts in großen Flächen aufgenommen werden. Es sind dies braungraue, hellbraune oder gelbbraune, kalkfreie, stellenweise auch leicht lehmige, fein- bis grobkörnige Sande. Diese enthalten reichlich Feldspat und häufig auch kantengerundete Quarzgerölle bis zu 3 cm Durchmesser. In der Sandgrube bei „Drei Kreuze“, etwa 800 m nordwestlich der Kirche in Freischling, sind sie in einer Mächtigkeit von ca. 7 m aufgeschlossen. Es überwiegen dort hellbraungraue, geschichtete, kalkfreie Sande und Kiessande. Dazwischen sind linsenförmig hellgraue, kalkfreie, sandige Silte eingeschaltet. In der Grubenwand sind die für fluviatile Sedimente typischen Sedimentstrukturen, wie Schrägschichtung, etc. deutlich erkennbar. Silte und Tone der *St. Marein-Freischling-Formation* sind grüngrau, untergeordnet braungrau und stellenweise leicht sandig oder kalkig. Sie wurden in einer heute stillgelegten Grube (Tongrube Maersch) westlich der Höhenkote 291 m ehemals abgebaut.

Pleistozän

Ein flächig ausgedehnter *Schwemmkegel* befindet sich ca. 1,2 km nördlich von Freischling. Dieser Schwemmkegel entstammt dem Graben, der von Raan nach Osten zieht und unterhalb des bewaldeten, steilen Hanges in dem sanft abfallenden Gebiet aufgeschüttet wurde. Seine Oberfläche liegt etwa 8–10 m über der Ebene des gegenwärtigen Baches, der ihn heute nördlich umfließt. Auf sein pleistozänes Alter weist die reliktsche Lössbedeckung hin. Der Schwemmkegel besteht aus einige Meter mächtigen, hellbraunen bis braunen, schluffig-sandigen, deluvio-fluviatilen Sedimenten. Diese Sedimente enthalten häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Gneis und Paragneis) von meist bis zu 5 cm (maximal 10 cm) Größe und daneben auch kantengerundeten Quarzgeröllen bis zu 3 cm Durchmesser.

Lösse bedecken kleinere Bereiche in dem westlichen Teil des aufgenommenen Gebietes. Sie sind meistens stark sandig, feinglimmerig, relativ locker, mit der typischen, leicht braungelben bis hellbraunen Färbung und führen kleine Pseudomyzelien. Konkretionen kommen nur selten vor und sind nicht größer als 4 cm. Im östlichen Teil des Gebietes wurden in den Lössen winzige Gneissplitter beobachtet. Flächig ausgedehnte Lössbedeckungen treten auf den flachen, südöstlichen Hängen des Stranitzberges (355 m) auf, was auf die Anwehung aus nordwestlicher Richtung hinweist. Die geringere Häufigkeit von Lössen an den Westhängen kann dort auf die Abwehung zurückgeführt werden. Etwa 500 m nördlich der Kirche von Freischling wurden die Lössen auf einer Fläche von 100 x 150 m bis auf den neogenen Untergrund abgebaut und wahrscheinlich zur Bodenverbesserung der sandigen, landwirtschaftlich genutzten Böden in der Umgebung verwendet.

Holozän–Pleistozän

Als *deluviale Sedimente* wurden schwarzbraune bis hellbraune, kalkfreie, steinige, schluffig-sandige bis schluffige, manchmal leicht lehmige Tone beschrieben, die an den unteren Teilen der Hänge angelagert wurden. Die Lehme enthalten meist reichlich Bruchstücke metamorpher Gesteine (Gneis, Paragneis und Bänderamphibolit) von 5–7 cm (max. bis zu 20 cm) Durchmesser, die an der Oberfläche in den höher liegenden Gebieten liegen sowie Quarzgerölle von 1–3 cm Größe, die aus den neogenen Sedimenten umgelagert wurden.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talau des Tobelbaches und seiner Nebenbäche. Es handelt sich vorwiegend um braungraue bis graubraune, meistens kalkhaltige, lehmig-schluffige bis lehmige Hochfluttone, die in den unteren Teilen rostfarbige Flecken haben. Die granulometrische Zusammensetzung der Hochfluttone entspricht der Körnung der Gesteine in den einzelnen partiellen Teilgebieten des Baches. So wird z.B. nördlich von Freischling die Talau bis in 1 m Tiefe nur aus rötlichbraunen, mittelkörnigen, fluviatilen Sanden gebildet. Die deutlich größere Ausdehnung der Talau im Bereich des Zusammenflusses der Bäche östlich von Maersch ist möglicherweise auf Absenkungen am Ostrandbruch des Horner Beckens am Ende des Pleistozäns zurückzuführen. In diesem Raum wurde auch in ca. 1 m Tiefe schwarzer, organischer Lehm mit Pflanzenresten gefunden, der auf eine längere Wasserstagnation, möglicherweise in einer abflusslosen Senke, hinweist.

Dunkle, braune bis hellbraune, schluffig-sandige bis schluffige, tonführende *deluvio-fluviatile Sedimente* wurden in den kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen abgelagert. Sie enden in weit ausgebreiteten Schwemmkegel oder gehen in die Talauen über. Ein größerer, holozäner Schwemmkegel breitet sich unterhalb des engen Grabens ca. 600 m südlich von Kotzendorf aus. Die Sedimente des Schwemmkegels enthalten reichlich Bruchstücke aus Gneis bis zu 5 cm Durchmesser. Deluvio-fluviatile Sedimente füllen auch die Senke südlich des Atzbigls.

Anthropogene Sedimente sind vor allem Anschüttungen und Deponien von Abraummaterial in den Abbaugebieten von Sanden und Tonen. Am ausgedehntesten sind sie in dem ehemaligen Tontagebau westlich der Höhenkote 291 zwischen Kotzendorf und Freischling zu finden. Nach der Beendigung des Abbaus wurde die Abbaufäche dort größtenteils verfüllt und rekultiviert.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 40 Stockerau

HOLGER GEBHARDT

Arbeitsgebiet

Die allochthone (subalpine) Molasse des Kartenblattes ÖK39 Tulln (siehe Kartierungsberichte GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 151, 2011a, b) setzt sich nach Nordosten auf Blatt 40 Stockerau bis südöstlich Königstetten fort. Mit dem Abschluss der Arbeiten auf Blatt 40 ist somit das gesamte Ostende der allochthonen Molasse südlich der Donau kartiert (Ollersbach auf ÖK57 Neulengbach bis Königstetten auf ÖK40). Der hier dargestellte Bereich wird im Westen durch den Blattrand begrenzt (Ried am Riederberg, Ollern, Chorherrn), im Norden durch das Tullner Feld und im Süden (bzw. Südosten) durch die Flyschdecken. Nach Osten hin (östlich Königstetten) wird die allochthone Molasse von den Flyschdecken überschoben, die dort direkt an die quartären Sedimente des Tullner Feldes angrenzen.

Im Arbeitsgebiet wurde zwischen den hier näher erläuterten lithologischen Einheiten unterschieden. Zusätzlich wurden Vernässungszonen und Quellen in den geologischen Karten vermerkt. Die Beschreibungen erfolgen vom stratigrafisch Älteren zum Jüngeren, die Benennung der Einheiten erfolgt in Anlehnung an die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., Österr. Strat. Komm., 2004).

Kartierte Einheiten

Flysch, undifferenziert (Kreide bis Eozän)

Plattige Sand- und Tonsteine der Wolfpassing-Formation wurden überwiegend im Südwesten des Kartierungsgebietes angetroffen (östlich von Ried am Riederberg). Wegen der relativ flachen Morphologie (mächtige Verwitterungsschicht) waren Einfallsmessungen nur vereinzelt möglich. Die Schichten fallen ca. 45° nach Süden ein. Nordöstlich des „Grillparz“ bei Wilfersdorf wird die Flysch-Molasse-Grenze fast immer durch charakteristische rote Tone markiert, die von einer unruhigen Morphologie (Buckel im 10er Meter-Bereich) begleitet werden. Erst tiefer im Flyschbereich treten die plattigen Sand- und Tonsteine vermehrt auf. Das Einfallen ist steil (um 50°), die generelle Einfallrichtung ist Südost.

„Melker Sand“ (Linz-Melk-Formation), Egerium

Diese Einheit kommt als Schuppen in kleinen Arealen im südwestlichen Teil des Kartierungsgebietes am Riederberg und am Grillparz vor. Es handelt sich um weiße bis gelbliche, größtenteils nicht-verfestigte, teilweise kieselig zementierte, unreife (eckige Partikel), überwiegend gleichkörnige Fein- bis Mittelsande. Charakteristisch sind kugelige konkretionäre Bildungen von 0,5 bis 2 m Durchmesser, die als Härtlinge aus dem Boden ragen können.

Das Vorkommen am Grillparz (tektonisch eingeschuppt) zeichnet sich durch Schwermineralspektren mit starker Zirkonvormacht und hohen Anteilen von Granat, Rutil und Turmalin aus. Dies würde für einen sehr mürben Greifensteiner Sandstein sprechen (Analyseergebnisse von SCHNABEL (pers. Mitt.), siehe auch PLÖCHINGER & PREY (Samml. geol. Führer, 59, 1974). Das Vorkommen wird je-

doch von GÖTZINGER (Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Geol. B.-A., 1954) und SCHNABEL et al. (Geol. Karte von Niederösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2002) zum Melker Sand gestellt. Eine Abschließende Beurteilung steht noch aus.

Schlier, Eggenburgium bis unteres Ottangium

Schlier tritt großflächig im gesamten Arbeitsgebiet auf. Diese Einheit entspricht dem in früheren Kartierungsberichten beschriebenen „Robulus“-Schlier. Er ist zumindest teilweise ein Äquivalent der „Hall Gruppe“ in PILLER et al. (Österr. Strat. Komm., 2004). Während im westlich anschließenden Gebiet des Auberges die „Überwiegende Sandsteinfazies“ weit verbreitet ist (ausführliche Beschreibung und Abgrenzung in GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 151, 2011a), tritt im hier beschriebenen Gebiet fast überall nur die „Überwiegende Schlierfazies“ auf. Sandsteine sind nur im Osten häufiger, bzw. in den mit dieser Einheit verzahnenden „Blockschichten von Königstetten“.

„Überwiegende Schlierfazies“ nimmt den weit überwiegender Teil im Arbeitsgebiet ein. Es handelt sich um vereinzelt dunkelgraue, meist wegen der Verwitterung aber hellgraue Mergel mit oder gänzlich ohne dünne (mm bis cm), relativ glaukonitreiche Sandsteinlagen. Eine ausführliche lithologische Beschreibung dieser Fazies des Schliers erfolgte schon im Kartierungsbericht 2005 für ÖK57 (GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 145, 2006).

Die größte Ausbissbreite erreicht diese Einheit am Westrand des Kartierungsgebietes (ca. 2,5 km). Sie nimmt wegen der Flyschüberschiebung nach Westen hin kontinuierlich ab und beträgt vor der begrenzenden Störung dort nur noch etwa 500 m. Westlich von Katzelsdorf konnten nur südöstliche Einfallrichtungen gemessen werden. Da es sich beim Auberg um eine Synklinalstruktur handelt und sich die Struktur in das hier kartierte Gebiet fortsetzt, könnte es sich bei den unmittelbar an der Straße Ollern – Tulbing gelegenen Anteilen um die nach Nordwesten einfallende Südostflanke dieser Struktur handeln. Entlang der Nordwestflanke (Chorherrn bis Tulbing) weisen die Einfallrichtungen sämtlich nach Südosten. An der vermuteten Südostflanke fanden sich jedoch keine geeigneten Aufschlüsse, die ein Messen des Einfallens ermöglicht hätten. In der Karte von GÖTZINGER et al., Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Geol. B.-A., 1954, ist aber ein nach Nordwesten weisendes Einfallssymbol zu finden.

„Blockschichten von Königstetten“

Komponenten, Gefüge und Fazies dieser lithologischen Einheit wird in der älteren Literatur ausführlich beschrieben (z.B. GÖTZINGER et al., Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Geol. B.-A., 1954, oder PLÖCHINGER & PREY, Samml. geol. Führer, 59, 1974). Charakteristisch sind zahlreiche dm- bis m-große Kristallin- und Sandsteingerölle in sandiger Matrix, gefunden wurden auch mehrere graue, biotitreiche granitische Blöcke bis zu 1–2 m Durchmesser. Es treten jedoch auch reine Sandsteinlagen oder Konglomerate mit Flyschsandsteingeröllen auf.

Diese Einheit erreicht ihre größten Mächtigkeiten südlich von Königstetten, kommt aber auch südlich von Katzelsdorf in kleineren Aufschlüssen mit weit geringeren Mäch-

tigkeiten vor. Das Schichteneinfallen zeigt überwiegend in südöstliche Richtungen. Die hier kartierten Ablagerungen sind mit den „Blockschichten vom Heuberg“ gut vergleichbar, die in das Eggenburgium eingestuft werden (GEBHARDT et al., J. Alp. Geol., 49, 2008). Sie werden als submarine Schuttströme interpretiert.

Lokale Gerinneschotter (prä-Holozän)

Bei dieser Einheit handelt es sich um verhältnismäßig grobe Schotter (Gerölldurchmesser im Bereich von einigen Centi- bis mehreren Dezimeter) aus nahezu ausschließlich Flyschsandstein-Komponenten, die nur mäßig gerundet sind (oft nur kantengerundet). Auf landwirtschaftlich genutzten Flächen sind die Komponenten zudem häufig zerbrochen, so dass kantengerundete und eckige Komponenten nebeneinander auftreten. Die wenigen vorhandenen Aufschlüsse (südliches Ortsgebiet Katzelsdorf, westlich der Tulbinger Kirche) zeigen ein komponentengestütztes, teilweise chaotisches Gefüge. Der Sandsteinkomponentenanteil ist erheblich höher als im solifluidalen Lehm.

Die räumliche Verteilung der Vorkommen zwischen dem sogenannten „Hauptgraben“ (laut topografischer Karte der Name des Hauptfließgewässers von Ollern bis Tulbing und darüber hinaus im Tullner Feld) und der Flyschfront zeichnet deutlich den ehemaligen Sedimentationsraum nach. Die Sedimente liegen deutlich über dem heutigen Erosionsniveau (Talfüllungen), bilden aber keine Terrassen aus. Die größten Mächtigkeiten dürften im Bereich der Tulbinger Kirche anzutreffen sein (10–20 m), die auch auf diesem Material erbaut wurde. Ein weiteres kleineres Vorkommen befindet sich im äußersten Osten des Arbeitsgebietes.

Terrassenschotter

Quarzreiche Schotter mit gut gerundeten Komponenten kommen an drei Stellen entlang der Straße von Chorherrn nach Königstetten am Rand zum Tullner Feld vor: östlich von Chorherrn, am östlichen Ende von Tulbing und wenige 100 m östlich davon am östlichen Ende des neuen Gewerbegebietes. Die Schotter können wahrscheinlich der Hochterrasse (Riss-Zeit) der Donau zugeordnet werden (vgl. SCHNABEL et al., Geol. Karte von Niederösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2002).

Löss

Lössvorkommen konnten nur südlich von Wilfersdorf, insbesondere westlich des Grillparz und südlich von Königstetten, nachgewiesen werden. Größere Mächtigkeiten (mehrere Meter) werden vermutlich nur am rechten Ufer des Marleitenbaches südlich von Königstetten erreicht, wo sich die gelben feinsandigen Silte in einer windgeschützten Lage absetzen, bzw. erhalten konnten. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass sich in den „Solifluidalen Lehmen“ oder in der „Lehmüberdeckung“ im Gebiet um Ollern weitere kleine Löss-, bzw. Lösslehmvorkommen verbergen, die aber aufgrund der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung nicht mehr als solche erkennbar sind.

Solifluktions- und Flächenspülluingsediment

Die braunen Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um alle Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist fast immer durch einen deutlichen Wechsel der Bodenfarbe und durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine zumindest teilweise Ableitung des Lehms aus

Löss ist anzunehmen (siehe oben). Im Kontakt zum Flysch (insbesondere östlich Ollern und östlich von Königstetten) deuten größere Anteile von Flyschsandstein-Bruchstücken auf die Herkunft des Materials hin.

Solifluidale Flysch-Überschotterung

Bedingt durch die relativ steilen Hänge im Flysch und die Wechsellagerung von Tonsteinen und kompetenten Sandsteinen kommt es im Bereich der Straße zum Riederberg und südöstlich von Katzelsdorf zu Überschotterungen mit deutlichen Hangknicken an den Übergängen zu den Hangarealen mit anstehendem Gestein. Hauptunterscheidungsmerkmal zum „Solifluidalen Lehm“ (siehe oben) ist der sehr hohe Anteil an kleinen Bruchstücken von Flyschsandstein. Für die Kartierung im Maßstab 1:10.000 wurden diese Flächen daher extra ausgewiesen.

Verwitterungslehm, in situ

Die weitgehend ebenen Hochflächen auf darunterliegendem Schlier zeichnen sich durch intensive Verwitterungsprozesse aus, die in braunen Lehmlagerungen münden, bei denen keinerlei Spuren des Ausgangsgesteins an der Oberfläche zu finden sind. Diese Flächen werden, ebenso wie weite Bereiche mit Solifluidallehmbedeckung, landwirtschaftlich genutzt.

Talfüllungen

Fluviatile Talfüllungen wurden entlang des „Hauptgrabens“, des Marleitenbaches, im Tullner Feld sowie entlang einiger kleinerer Zuflüsse kartiert. Die breiteren Talböden werden intensiv landwirtschaftlich genutzt, sofern sie nicht mit Häusern bebaut wurden, wie das z.B. im Hauptgraben zwischen Ollern und Tulbing der Fall ist.

Anthropogene Überdeckung (Deponien, etc.)

Im Kartierungsgebiet befinden sich mehrere Gebiete, deren Untergrund durch Aufschüttungen verdeckt ist (entlang der Straße zum Riederberg, südöstlich von Ollern) bzw. durch Straßendämme unzugänglich wurden (nördlich Chorherrn). Östlich von Tulbing wurde, wahrscheinlich in einer alten Schottergrube (siehe Karte zu GÖTZINGER et al., Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Geol. B.-A., 1954), neben einem Sportplatz auch ein Gewerbegebiet und eine Bauschuttdeponie angelegt.

Tektonik

Wie auch auf den westlich benachbarten Kartenblättern ÖK39 Tulln und ÖK57 Neulengbach dominieren bei den tertiären Gesteinen (Schlier) SW-NO-Streichrichtungen. Dies entspricht älteren Darstellungen, z.B. in GÖTZINGER et al. (Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Geol. B.-A., 1954) oder SCHNABEL et al. (Geol. Karte von Niederösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2002). Die westlich sich anschließende Synklinalstruktur des Auberges (siehe oben) setzt sich bis Katzelsdorf nach Osten hin fort. Aufgrund unzureichender Aufschlussverhältnisse bleibt unklar, ob der Bereich westlich von Tulbing noch zu dieser Struktur zu rechnen ist.

Schlier und Blockschichten südöstlich des Hauptgrabens bis zur Flyschfront fallen ausnahmslos Richtung Südosten (d.h. S bis O) hinein. In diesem Bereich, wie auch entlang der Flyschfront selbst, lassen sich durch Talverläufe und versetzte Ausbisse zahlreiche Querstörungen (11 bis 12, Streichen NW-SE) nachweisen, die zu Lateralverschiebungen von 10er Metern bis hin zu mehreren 100 m geführt haben. Im Bereich südöstlich von Königstetten sind die sinistralen Versätze deutlich häufiger und weiter als die dex-

tralen Versätze. Insgesamt stellt sich der kartierte Bereich deutlich stärker gestört dar als in den bisher veröffentlichten geologischen Karten, insbesondere im Bereich südöstlich von Königstetten. Der Bereich ist also in eine Vielzahl von Blöcken unterteilt, die unterschiedlich weit nach Nordwesten verschoben wurden.

Der Schuppencharakter des Gebietes zeigt sich durch SW–NE-streichende Körpern nicht-stratiformen Gesteins. Hierunter fallen Schuppen aus Flyschsandstein (Wolfpassing-Formation) südwestlich von Königstetten sowie von „Melker Sand“ innerhalb der Flyschzone bei Ried am Rie-

derberg (mit Fortsetzung auf Blatt ÖK39 Tulln; GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 151, 2011a) und am Grillparz südlich von Wilfersdorf. Für das Vorkommen am Grillparz bleibt der Schuppencharakter auch bei einer Deutung als eozäner Greifensteiner Sandstein erhalten, da dieser dann zwischen der oberkretazischen Wolfpassing-Formation und dem untermiozänen Schlier liegen würde. Ein zusätzliches Element stellt eine durch das Tal des Hauptgrabens markierte Überschiebungsfläche (oder auch nur Aufschiebungsfläche?) dar, die ebenfalls SW–NE streicht.

Blatt 56 St. Pölten

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in der Buntmergelserie auf Blatt 56 St. Pölten

MICHAEL WAGREICH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2007 wurden einzelne Aufschlüsse in der Buntmergelserie der Klippenzone im Gebiet Rohrbach/Gölsen – Gern aufgenommen und mikropaläontologisch beprobt. Insgesamt bildet die Buntmergelserie in diesem Gebiet mehrere stark deformierte Züge innerhalb der Flyschzone (Laaber Decke bzw. Grenzgebiet Laaber Decke zu Greifensteiner Decke).

Über den grauen pelagischen Kalken der Unterkreide (Stollhof-Formation) der Klippenzone setzen grünlich-graue, dunkelgraue, schwarze und rötliche Tonmergel und Tonsteine ein, mit geringen oder fehlenden Karbonatgehalten. Im stark überwachsenen Steinbruch Gern W Glashütte konnte aus den basalen rötlich-grau geschichteten Tonmergeln keine auswertbare Nannoflora und keine Foraminiferenfauna gewonnen werden.

Die stratigrafisch tiefsten auswertbaren Proben aus der Buntmergelserie stammen aus einem Aufschlusszug NE Rohrbach/Gölsen, 200 m E der Bahnhaltestelle Rainfeld-Klein Zell (BMN RW: 703597, HW: 323934). Dabei handelt es sich um eine verfalltete Abfolge von roten, grüngrauen und schwarzen Tonmergeln. Die ältesten Mikrofaunen konnten aus den grünlich-grauen bzw. roten Tonmergeln mit grünlichen Flecken gewonnen werden. In der Nannoflora belegen *Eprolithus floralis*, *Eiffelithus turriseiffelli*, *Cretarhabdus striatus* und *Prediscosphaera cretacea* den Zeitraum oberes Albium–unteres Cenomanium (CC9/UC0). Die Foraminiferenfauna ist planktonführend, u.a. mit *Rotalipora appenninica* (ab oberen Albium) und *Planomalina buxtorfi*. Mittleres Cenomanium wird belegt durch eine Probe mit zusätzlich *Lithraphidites acutus* und *Corollithion kennedyi* (CC10/UC3) in der Nannoflora.

Proben wurden auch im Gebiet Edelhof und Pöllhof NE Unterrohrbach genommen. Die Verbreitung der Buntmergelserie und darin enthaltener Grobsandstein- und Brekzienlagen („Bernreither Breccie“) ist geringer als von GOTTSCHLING (Mitt. Österr. Geol. Ges., 58, 23–86, 1966) angegeben, und beschränkt sich auf wenige 10er Meter im Hauptgraben und den beiden südwestlichen Seitengraben bis 430 bzw. 440 m SH. Aus den meist roten, unter-

geordnet grauen, stückigen Tonmergeln bis geschieferten Tonen der Buntmergelserie in diesem Bereich konnten bisher keine Nannofossilien erhalten werden. Nur eine von 3 Schlammproben (BMN RW: 707503, HW: 323744) brachte wenige Sandschaler, die auf Oberkreide bis Paläogen hinweisen. Eine ähnliche ärmliche Sandschalerfauna brachten auch die kalkfreien roten Tonsteine SE Pöllhof (BMN RW: 710224, HW: 324599) in der Fortsetzung dieses Zuges, allerdings mit *Caudammina (Hormosina) ovulum*, die auf höhere Oberkreide bis Paleozän hinweist.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten

GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen erfolgten im Gebiet nordwestlich und westlich der Traisen bis zur Linie Fabrik Neuman – Tiefental – Nordabhang Tarschberg und östlich der Traisen von der Linie Geritzhof – Wieserspitz bis zur Nordgrenze der Kalkalpen entlang der Linie Traisen/Markt – N Kote 530 – Wiesenbachtal. Östlich der Linie Wieserspitz (Kote 772 – Kote 780) wurden die oberen Hangbereiche der Westflanke des Wiesenbachtals aufgenommen.

Geologisch umfasst das Gebiet wesentliche Teile der Frankenfelder und Lunzer Decke sowie das Traisen-Halbfenster, in dem entlang des Traisen- und Jungherrntales Frankenfelder Decke unter Lunzer Decke hervortritt. Zwischen Frankenfelder und Lunzer Decke liegt eine Schuppe mit inverser Lagerung, die in wechselndem Umfang um den Halbfensterahmen verfolgbar ist.

Die Abfolge der Frankenfelder Decke reicht vom Hauptdolomit bis ins Albium/unteres Cenomanium der Losenstein-Formation. Der Hauptdolomit vertritt mit dem Rhaetium westlich der Traisen südlich des Reisenbaches die vorderste Zone der Kalkalpen. Östlich der Traisen bildet er östlich des Industriegeländes von Traisen die unteren Flanken des Traisental und an der Ostflanke des Wiesenbachtals das keilförmige Vorkommen NW des Weghofer und als kalkalpines Stirnelement den Rücken mit der Kote 539.

Für das Rhaetium der Frankenfelder Decke kennzeichnend ist sein Korallenreichtum in der ansonsten dunklen Kössener Entwicklung. Es bildet die Deckenstirnzone entlang

des Reisenbachtals sowie einen Streifen im Hangenden des Hauptdolomites östlich des Industriegeländes von Traisen. Besonders mächtig ist es zwischen dem Nordabfall des Wieserspitz und dem Wiesenbachtal SW des Maierhofer. Im südlichsten Teil des Traisener Halbfensters reicht von Dörfel bis ins Jungherrental eine breite Zone von Kössener Schichten, unterlagert von einem Span Hauptdolomit und mit Spuren von Schattwalder Schichten in Form von ockerbraunen Tonen und Siltsteinen, bevor Liasmergelkalk und Mergel einsetzen.

Der Jura und das Neokom der Frankenfelder Decke bestehen aus Liasfleckenkalk und -mergel, z.T. mit hangender, geringmächtiger, schichtig-schlieriger Rotkalkentwicklung und von wandbildendem rötlichen oder hellem massigen Kalk des Dogger überlagert, dem dann Neokom folgen kann. Ein Jurazug streicht von der Südflanke der Frankenfelder Decke ab dem Bereich östlich Taurer in das Traisenhalbfenster, wo er zusammen mit Neokom in Verfallung die Gehänge der Ostflanke des Traisentalles gegenüber dem Industriegelände bildet (Ammonitenfunde aus dem Lias, Mikrofauna bestehend aus glatten Ostracoden sowie Lageniden). Jenseits der Traisen gehört dem Juravorkommen der Felshügel vom Geritzhof (basal Lias-Fleckenkalk entlang der Bahn, darüber unter Zwischenschaltung von knollig-schlierigem Kalk in Rotfazies, Felsen von rötlichem, massigem Kalk des Dogger). Aus dem Fleckenkalk liegen Ammonitenfunde vor (Herr Johann Daxböck, Geritzhof). Ein weiterer Jura/„Neokom“-Zug zieht von der Straßböschung der Marktler Straße nördlich Dörfel, erschlossen in kompletter Abfolge, in Richtung Jungherrental über den Rücken, welcher von der Kote 584 nach SE hinunterzieht. In der Frankenfelder Decke zwischen Traisen und Wiesenbachtal ist Lias-Fleckenmergelkalk ohne Auflagerung von Mittel- und Oberjura vertreten. Ein Vorkommen liegt über Rhaetium in zwei isolierten Teilen an der östlichen Traisentalflanke, ein weiterer bildet einen etwa W-E streichenden breiten Zug ENE, aber vor allem westlich des Wiegenhofer, am Westende des Zuges mit Ammonitenfunden.

Das Albium – ?unteres Cenomanium der Losenstein-Formation als ein Leitelement der Frankenfelder Decke greift über verschiedene ältere Schichtglieder. An der Basis gibt es unzusammenhängende Vorkommen einer schichtigen Mergelentwicklung mit häufig Hedbergellen, *Discorbis wassoewizi*, etc., beispielsweise anstehend oberhalb des verlassenen Hofes „Schwechater“, möglicherweise auch an anderen Stellen (Umgebung Tiefental), jedoch geländemäßig nicht von der Losenstein-Formation abtrennbar. Die Hauptmasse der Losenstein-Formation besteht aus Sandstein und Mergel. Letztere beinhalten in einem auffällig glimmerreichen Schlämmerückstand eine meist nur arme Mikrofauna, bestehend aus einigen Sandschalerarten, wie *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Dendrophrya*. Nur selten kommen altersrelevante Globigeriniden hinzu. Die Sandsteine bestehen aus Quarz, und SE und SW des Wiegenhofes sind karbonatarme Brekzien und Konglomerate aus Quarz- und Kristallinkomponenten (Exotika) aufgeschlossen (steiles Nordfallen, aufrechte Lagerung SW des Wiegenhofes). Belege für Eingleitungen von kalkalpinen Schollen in das Losensteiner Becken gibt es nur spärlich. Vermutlich ist das Tithon des südöstlichen Nachbargehöftes vom Wiegenhof eine solche, auch im Westgehänge des Tiefentales ist dies anzunehmen. Die Frage könnte gestellt werden, ob die ausgedehnte Jura-„Neokom“-Masse vom Geritzhof und auf der gegenüberliegenden Talseite ebenfalls eine

Eingleitung oder eher eine Aufragung unter Losensteiner Schichten darstellt.

Die Schuppe, die sich zwischen Lunzer und Frankenfelder Decke schiebt und die der „Pielachschuppe“ bei TOLLMANN (1966: Mitt. Österr. Geol. Ges., 59) entspricht, besteht aus einer inversen Abfolge aus Hauptdolomit, Rhaetium, mittlerem bis höherem Jura und Neokom. Lias konnte als zugehörig zu dieser Schuppe nicht nachgewiesen werden. Bereits der Jura-Neokomzug am Nordhang des Tarschberges mit Entsprechung des Streifens, der westlich des Tiefentales beginnt, dieses quert und bis östlich des Taurer reicht, stellt ein Äquivalent dieser Zone dar. Schon im Traisenhalbfenster liegt ein Rest bestehend aus etwas Hauptdolomit, Rhaetium und Neokom im Bereich von zwei neuen übereinander liegenden Forststraßen. Nach einem Ausbleiben östlich des Sulzer setzt gegen Süden zu wieder mächtiger Hauptdolomit ein, zunächst mit verschupungsbedingten Unterbrechungen durch Reste von Jura, Neokom und Rhaetium, aber dann beständig und im Liegenden begleitet durch Spuren von Rhaetium, etwas Jura, vor allem aber Neokom. Die Folge unterlagert bogenförmig die Lunzer Decke der Kote 584, zieht in das Jungherrental hinunter, ab dem nach Querung desselben nur mehr Neokom den Rücken SW des Jungherrentales bildet und nach einem Schwenk gegen Osten bis Dörfel reicht. Es ist noch zu klären, warum am Hang über Dörfel aufrechte Lagerung eintritt. Auf der östlichen Seite der Traisen gehört wohl der Neokomzug östlich vom Geritzhof mit Spuren von überlagerndem Rhaetium der „Pielachschuppe“ an, auch der ab da gegen Osten bis ins Wiesenbachtal streichende unstete Rhaetium-Jura-Neokomzug wird eine ähnliche Funktion haben. Außerhalb des Halbfensters scheint der Rhaetium-Jura-Neokomzug der „Pielachschuppe“ noch der Hauptdolomitmasse des Tarschberges bzw. des Wieserspitz als umgebogene und Stirnstruktur angenähert zu sein. Im Traisenhalbfenster liegt in verschliffener und fragmentierter Form der weit nach Süden reichende, in Form einer Abrollung entstandene, inverse Schenkel als ursprünglich nördlichster Teil des Verbandes vor.

Die Lunzer Decke beinhaltet westlich der Traisen eine Schichtfolge vom tieferen Anisium bis in den Hauptdolomit. Sie tritt SSE vom Sulzer mit einer abgeschnittenen Antiklinale an den Rand des Traisener Halbfensters heran, mit halbkonzentrisch angeordneter Schichtfolge aus zuunterst Reichenhaller Schichten, sodann Further Kalk/Steinalmkalk und Reiflinger Schichten. Die Reichenhaller Schichten bestehen aus Rauwacke, laminierten kalkigen Dolomiten, Wurstelkalken und werden überlagert von grauen Kalken, die mikroskopisch durch ihren Gehalt an diffus verteilten Dolomitrhomboedern gekennzeichnet sind. Diese hier als Further Kalk bezeichneten, massigen oder dickgebankten Gesteine enthalten gegen oben zu auch hellere Abschnitte mit Auswitterungen von Dasycladaceen. Darüber legen sich Reiflinger Kalke (Hof Sulzer), zunächst dunkel und mit dunkler Hornsteinführung, höher mit mittel- bis hellgrauen Kalken vom Typ Partnachkalk mit und ohne Hornstein. Im Höhenrücken mit der Kote 584 taucht wieder Further Kalk auf, der sich, das Jungherrental querend, um einen Bogen um dieses bis Lilienfeld (Herzog Leopoldstraße) hinunter und von dort ostwärts bis zum Museum zieht. Unter dem Traisental müsste er mit der Mitteltrias des Stiftgartens Lilienfeld, wie sie im vorjährigen Kartierungsbericht (WESSELY, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2011) beschrieben wurde, zusammenhängen. Über die Mitteltrias legen sich Lunzer

Schichten. Sie streichen vom Überschiebungsrand NNE Sulzer westwärts und in einem Bogen südwestwärts bis in die schuttbedeckte Talung nördlich des Dursthofer (bereits Blatt Obergrafendorf) und werden begleitet von Opponitzer Kalken und Rauwacken (u.a. Felsrücken mit Kote 740 aus Kalk, umgeben von Rauwacke). Isoliert auf Reiflinger Kalk liegt ein Vorkommen von Lunzer Schichten im Bereich des Pferdehofes WNW der Kote 584. Im Südteil von Lilienfeld reichen sie vom Blatt Obergrafendorf bis zur Landesberufsschule, umgeben von Reiflinger Schichten. Der über den Opponitzer Schichten folgende mächtige Hauptdolomit reicht westlich des Taurer bis zur Blattgrenze. Die Überschiebung der Lunzer Decke verläuft mit Hauptdolomit knapp nördlich des Taurer ebenfalls auf Hauptdolomit der unterlagernden Einheit entlang einer ausgeprägten Senke im Wiesengelände über den „Taurer Sattel“ in den Kohlgraben, wo sie durch einen Rest von Karnium an der Deckenbasis markiert ist. Die Lunzer Decke östlich der Traisen ist in ihrem Stirnbereich durch den Hauptdolomit des Wieserspitz vertreten, der überwiegend nach Süden einfällt und die im Vorjahr beschriebenen zwei Rhaetium-Jura-Neokom-Muldenzonen nördlich und südlich des Habernreithtales trägt. Von beiden Mulden wurde nun ein

Ausheben im oberen Hangteil des Wiesenbachtals festgestellt. Im unteren Hangteil liegt der Hauptdolomit über Opponitzer und Lunzer Schichten, die östlich des Wiesenbachtals wieder von Mitteltrias unterlagert werden. Diese bildet dort die Stirne der Lunzer Decke. Entlang der Nordgrenze des Hauptdolomites des Wieserspitz ziehen Felszüge aus Rhaetium, Doggerkalk, Tithon und Neokom von der Nordseite des Wieserspitz bis ins Tal bei der Kote 396. Das eine markante Geländefurche bildende Neokom und hangende Mergel und Siltsteine, mikrofaunistisch als Aptium/Albium belegt (östlich des Wiesenbaches erscheinen auch Sandsteine der Losenstein-Formation), sind wohl schon ein Anzeichen für Frankenfesler Decke. Die Felszüge nördlich des Dolomites aus Rhaetium und Jura werden wegen des Auftretens von Spuren von Hierlatzkalk als umgelegte Stirnelemente der Lunzer Decke gedeutet.

Die Lunzer Decke westlich der Traisen unterscheidet sich von der östlich der Traisen dadurch, dass westlich der Traisen nördlich von Lilienfeld an den Rahmen des Traisener Halbfensters tiefere Mitteltrias heranreicht, während östlich der Traisen erst Hauptdolomit bis Neokom vorliegt, es muss also ein kräftiges Abtauchen der Deckenachse der Lunzer Decke über dem Traisental stattgefunden haben.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Gebiet Klamm–Innerfurth–Forsthof–Schöpf auf Blatt 57 Neulengbach

ANDRZEJ ŚLĄCZKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Surveyed area is situated in the western part of the Wienerwald Flysch in Laaben – Brand region north from Schöpf Mountain. The area is hilly, covered mainly by farms and forests with thick quaternary deposits and older substratum only locally is visible. Therefore majority of geological boundaries between the exposed areas are approximative. The exposures are mainly situated along creeks and Laaben River.

The mapped area belongs to Greifenstein nappe in the northern/central part and to Laab nappe in the southernmost part (compare SCHNABEL, Sammlung Geologischer Führer 59 – Der Wienerwald, 1993; SCHNABEL, Geologie der Österreichischen Bundesländer, Geologische Karte Niederösterreich 1:200.000, 2002). Between them a narrow Hauptklippen zone is located (KÜPPER, Verh. Geol. B.-A., 1962; GOTTSCHLING, Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 1966; PREY, The Flysch Zone near Vienna. – Neogene Basins and sedimentary Units of the Eastern Alps near Vienna. Guide to Excursion 33C, 1968; SCHNABEL, 1993).

During field work dozens of samples were collected to establish age and heavy mineral contents: 41 samples for calcareous nannoplankton, which were kindly identified by Dr. Hans Egger (next several dozens are still waiting); 16 for foraminifera, which were identified by Dr. Holger Gebhardt; 15 for heavy minerals, which were identified by Dr. Wolfgang Schnabel; and additionally 10 samples for thin-sections.

It ought to be stressed that without data obtained from mentioned above scientists the map could not be done correctly.

Lithostratigraphy

Greifenstein nappe

Within the Greifenstein nappe following lithostratigraphic units were distinguished:

Zementmergel Beds (Late Santonian–Campanian), Transition Zone (Campanian–Maastrichtian), Aittengbach Formation (Maastrichtian–Paleocene), Greifenstein Formation (Paleocene) and Irenental Formation (Late Paleocene–Early Eocene).

Zementmergel

They are represented by grey, green, shales and marly shales, white, pelitic, laminated limestones and medium and thin-bedded, fine and medium-grained, laminated, blue-grey, greenish sandstones, sporadic thick-bedded. Complex of homogenous or laminated, light grey or whitish hard marls and marly limestones in banks from few to tenth of centimeters. Often they are sandy. The marls are intercalated by grey, green, sporadically brown shales and marly shales and grey, laminated, fine to medium-grained, thin to medium-bedded, sometimes thick-bedded sandstones. Observed thickness reaches several dozens of meters. On the basis of the nannoplankton, Zementmergel represents the Late Santonian–Early Campanian and Campanian. Zementmergel are exposed only in a few places: south from Audorf, east from Bramhof and near Kogelhof.

Transitional Zone

To this formation, distinguished west from Laaben River, belongs a succession similar to Zementmergel, but where sandstones prevail, as in a higher part of the succession south of Audorf.

Altlenzbach Formation

This formation built a greater part of the mapped area and it alternately consists of complexes of thick-bedded sandstones and complexes of medium-thick-bedded sandstones with intercalations of marls and shales.

Lower-mainly thick-bedded sandstones (AS1 acc. to Schnabel, Jb. Geol. B.-A., 135/3, 683–685, 1992) and higher, mainly medium-bedded sandstones with whitish marly limestones and limestone layers (AS2 acc. to SCHNABEL, 1992) with thick sandstones at the top (AS3 acc. to SCHNABEL, 1992) without limestone intercalations. The uppermost part with frequent pelite layers (AS4 acc. to SCHNABEL, 1992) known in other areas and west from the Laaben River was not found on the mapped area.

Towards the south, the amount of sandstones increases and this division is generally unapplicable. Current structures and cross-bedding show that clastic material was supplied from NE and E.

The main part of this formation belongs to the Maastrichtian although the lowermost part can descend locally to Campanian what is suggested by sample and the highermost part acc. to SCHNABEL (1992) and ŚLĄCZKA (Jb. Geol. B.-A., 147/3, 2007) represents the Early Paleocene.

Complex of thick bedded sandstones

It is represented by thick-bedded sandstones with subordinate intercalations of thin to medium-bedded sandstones and shales. In the lowermost part there are sporadic intercalations of whitish, pelitic marly limestones. Bottom current structures imply that clastic material was derived from NE and E.

Generally, two types of thick bedded sandstones can be distinguished.

The most frequent type is represented by strongly calcareous sandstone beds, which split up into thick laminae up to dozens of centimeters thick. The sandstones are generally medium-grained, gradated in the lowermost part. In some cases, sandstone layer pass upwards into whitish marls. This greywacke contains besides sub-angular and angular, poorly sorted grains of quartz and feldspar (orthoclase and plagioclase), mica, glauconite, chlorite and mudstone clast. Typical is the content of garnet, locally in the southernmost part of the Greifenstein Unit, close to contact with the Main Klippen Zone, sandstones can contain similar amount of the zircon and garnet. Locally, trace fossils are visible.

The second type of sandstones is generally thicker, more coarse-grained with better developed gradation. A poorly sorted greywacke consists of angular to sub-rounded grains of quartz and in smaller amount of feldspar and rock particles. Relatively often bottom of beds are uneven with erosional channels, and sometimes beds are amalgamated. Pelitic intercalations are rare.

Within the thick-bedded complex there are intercalations of up to dozens of meters of medium and thin-bedded sandstones with grey and marly shales, sporadically light grey limestones.

Thickness of the sandy level exceeds 400 meters in the Southern part of the Greifenstein Unit.

Complex of sandstones, marls and shales

This succession is visible, badly exposed, in the upper part of creek west from Hofer hamlet.

It is represented by medium and thin-bedded, fine and medium grained calcareous sandstones intercalated by light to dark grey shales and marly shales. Thick-bedded sandstones are subordinate. Sporadically, thin and medium quartzitic sandstones occur. Characteristic for this part of Altlenzbach Formation are layers of medium- and thin layers of white, pelitic limestones and marly limestones.

Greifenstein Formation

This formation is represented by complex of thick and very thick-bedded sandstones, often amalgamated. The sandstones are coarse to medium-grained with visible gradation (ABCD cycles of Bouma), frequently they are of fluxoturbidity type.

The more fine grained sandstones consist mainly of moderately rounded quartz, in fewer amounts of glauconite and small mica. Feldspar is rare. More coarse sandstones are moderately to poorly sorted and consist of quartz, rock particles (fine-grained quartzite, mudstone), rare mica and feldspar. Generally, they display small amount of fine-grained matrix. Sporadically, matrix is calcareous and then sandstones became similar to sandstones from the Altlenzbach Formation. However, they still contain abundant zircon, typical for the Greifenstein sandstones. The shales and marly shales create sporadic and thin intercalations.

The Greifenstein Formation reaches a thickness of up to 500 meters near Stephof. Probably the Greifenstein sandstones disappear further to the south, similar as west from Laaben River, as they were practically not found near the Eocene deposits south from Laaben. Nannoplankton data from the top of the Greifenstein sandstones, east from Laaben, shows that the Greifenstein Formation represents, on the mapped area, mainly the Paleocene.

Variegated shales complex (Irenental Formation)

It is represented by light and dark grey shales and marls with sporadic red shales intercalations of thin and medium-bedded, quartzitic, greenish quartzitic sandstones. Red shales are locally developed. More coarse sandstones may contain fragments of gneisses, granites and radiolarian marly limestones. Sporadically, there are layers of medium-bedded whitish marls and marly limestones. Visible thickness is up to tens of meters. These sediments contain nannoplankton of the Early Eocene, foraminifera assemblages of the Late Paleocene and of the Paleogene with nummulites sp. The variegated shales occur along the creek from Laaben to Pamet hamlet as a continuous complex above the Greifenstein sandstones. They also appear locally: west from Kramhof in axis of a local syncline (in this place with pelitic rocks a complex of thick bedded sandstones occur); east from Bramhof, and in creek east of Kogelhof, in axis zone of the syncline built of the Altlenzbach Formation.

The age and position of these variegated shales, usually directly above the Altlenzbach Formation, suggest that they may replace the upper part of the Greifenstein sandstones towards the south and also represent a lower part of the Irenental Formation. However, it cannot be completely excluded, that some of them may appear in tectonic windows.

Laab nappe

The Laab nappe appears on the mapped area only in its southernmost part. It is represented by the Kaumberg Formation and lower part of the Laab Formation (Hois Sub-

formation). In the lowermost part of the Hois Subformation a sequence with intercalations of marly shales and limestones layers was distinguished (Klamm Beds).

Kaumberg Formation

The Kaumberg Formation is exposed in several creeks on the northern slope of Schöpfl Mountain. This formation is represented by green, grey red shales intercalated by thin to medium, fine-grained, laminated calcareous and greenish, greenish sandstones. In the lower part red shales disappear and green shales prevail. Locally, Kaumberg Formation is strongly folded and brecciated. The contact with the higher Laab Formation is generally sharp, only in one profile, near house No. 18, south of Forsthof, it looks that there is a transition between the Kaumberg- and Laab Formations. In this profile, just above the typical Kaumberg Bed, there are greenish-grey shales weakly calcareous with thin (up to 20 cm) laminated sandstones that contain late Paleocene nannoplankton and show some similarities to the higher Klamm Beds. Thickness of Kaumberg Formation can reach 200 m.

In shales of the Kaumberg Formation, there is an assemblage with mainly arenaceous foraminifera, which is of the Maastrichtian age.

Hois Subformation

In the lower part of the Hois Subformation it is possible to distinguish a complex with occurrences of intercalation of hard, whitish or greenish, pelitic limestones with firoids, tentatively named **Klamm Beds** (ŚLĄCZKA, 2007). Generally grey, dark grey-black, greenish shales and marly shales with intercalations of thin and medium-bedded, laminated calcareous sandstones prevail in lower most part of the profile. Upwards, the number of intercalations of quartzitic sandstone, typical for the Hois Subformation, increase and sporadically also thick-bedded sandstones occur. The upper boundary of the Klamm Beds was placed where limestone intercalations disappear, its exactness, however, depends strongly on quality of exposures. A sporadic, single layer of marly limestones can exist also in higher part of the Hois Subformation.

The Klamm Beds represent generally Paleocene on the basis of foraminiferal assemblages although according to nannoplankton data also late Cretaceous age cannot be excluded.

The Klamm Beds can correspond to the lower part of Svodnice Formation from Bile Karpaty Unit, which is regarded as eastern Prolongation of the Laab nappe (ELIAS et al., Thirty years of Geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 37–46, 1990); PICHA et al., AAPG Memoir, 84, 2006). Previous suggestion of similarity to Antoniek Formation (ŚLĄCZKA, 2007) is dubious, as here is lack of layers of detritic limestones.

The upper part of Hois Subformation, which built up Schöpfl is represented on the mapped part by thick to medium-bedded, coarse to fine grained, graded, quartzitic sandstones (Pl. III, Fig. 4) intercalated by grey to dark grey and green shales. That part, basing on paleontological data from the lower part of this Subformation represents Late Paleocene–Eocene age.

Hauptklippenzone

This zone, situated between the Laab and Greifenstein nappes, is strongly tectonized. Scarcity of exposures and

lack of the continuous profiles does not allow presenting a detailed succession and geological structures.

The oldest, probably late Jurassic sediments are represented by red, radiolaritic limestones found as redeposited gravels in the upper part of the small E tributary of the Laaben River, south of Wöllersdorf. The younger, Campanian–Maastrichtian deposits are represented by a block tens of meters long of grey marly limestones, and limestones up to 1 meter thick exposed in higher part of Wöllersdorf creek. Visible thickness is about 20 meters. The limestones contain late Cretaceous foraminifera *Hedbergella*, *Glogerionoides* types as well as *Globotruncanita cf stuartiformis* pre 1 iminary determined from thin-sections by Prof. Adam Gasinski. In several places red, green and grey shales with thin-bedded sandstones and red and green marls are visible in few exposures or in soil. Probably they represent the Late Cretaceous and Paleogene. Late Paleocene microfossils were determined as well from red shales as from grey, green shales. Eocene nannoplankton was found in green, grey marly shales and brown mudstones in south tributaries of upper part of Wöllersdorf creek near Islandpferdezentrum, south from Forsthof. The youngest nannoplankton from these beds represents Late Lutetian–Bartonian. Locally, in the Paleogene shales there are single layers of thick-bedded sandy limestones and conglomerates with granitic fragments. They are exposed in creeks SW from Islandpferdezentrum.

Quaternary

Soil

The most abundant quaternary deposits are soil, which covers practically all mapped area except river beds. Usually, it is the highest A-horizon that consists of mineral layers of maximum organic accumulation underlayed by B-horizon represented by weathered material, and C-horizon represented by unconsolidated, weathered parent material. Unfortunately, the last horizon is outcropping only in small areas usually on the top of hills or steep slopes.

Terraces

They are developed along main river beds (Laabenbach and Wöllersdorf), usually they are built up by fluvial material (blocks, boulders and sand) underlined by parent rocks and covered by soil where broad terraces are developed. The height of terraces is 2–4 meters. Along tributaries of the main rivers terraces are narrow and lower.

Landslides

Landslides occur mainly in the upper part of creeks near their sources area e.g., landslides east from Hochberg, north and south from Kramhof. Smaller landslides developed locally along steep slopes. Usually landslides, especially bigger ones, embrace both soils and underlying rocks. On upper part of northern slope of the Schöpfl mountain there are locally scree covered areas.

Tectonics

The rocks on mapped area are strongly folded. Two nappes, divided by narrow Hauptklippenzone were distinguished (SCHNABEL, 2002). From the south, it is the Laab nappe, which is overthrust on Hauptklippenzone and together with it on the Greifenstein nappe.

The latter is internally folded and several folds and thrust folds can be distinguished. Generally, they are a continuation of folds from the area situated west from Laaben Riv-

er. The boundaries between individual folds in areas without outcrops are assumed.

Laab nappe

This nappe is only represented by a frontal part, monoclinal dipping towards the south and built up by the Kaumberg Formation, Klamm Beds (lower Hois Subformation) and upper Hois Subformation. The lowest, Kaumberg Formation, is usually strongly refolded and locally brecciated and contact with the higher Klamm Beds is sharp probably tectonized, only in one place near house No. 18 south of Forsthof, it looks as transition. However, as it was mentioned above, there is a suggestion (SCHNABEL, 1992) that in reality there exist two imbricated tectonic units: proper Laab nappe represented only by the Hois Subformation, with what I tentatively called "Klamm Beds", and more northern unit built up of the Kaumberg Formation. It needs more detailed studies of the contact between the Hois Subformation and the Kaumberg Formation.

Hauptklippenzone

This zone is exposed in several places between Glashütte and Hochberg Kappelle south from Forsthof. Maximum thickness of 200 meters it reaches east from Rabenhof. It is strongly tectonized. The Hauptklippenzone is cut by several crossfolds of different amplitudes from few meters (visible in the Wöllersdorf creek) to several dozens of meters.

Greifenstein nappe

The Greifenstein nappe is divided into several imbricated folds built up mainly of the Altlenzbach Formation.

In the southernmost part, south from Wöllersdorf-Hochberg, there is imbricated fold with local secondary folds, which represent eastern Prolongation of "Stollberg-Kogelhof fold". This fold is mainly represented by broad syncline. Its axial zone filled up by Eocene deposits show complicated structures north from Kogelhof. Along the Eocene sediments there are narrow bend of Santonian-Campanian sediments representing Zementmergel Formation. Their relation to adjacent younger deposits is not clear east from Laaben River, there is lack of the broad Campanian-Maastrichtian core of this fold, which was found in Laaben River. Probably, it can be effect of a cross-fault hidden below quaternary terraces of the Laaben River. On Prolongation of this core a complex of red and green marls and black shales exists, hitherto of unknown age. The "Stollberg-Kogelhof fold" becomes narrow eastward and probably taper east from Hochberg hamlet.

The "Stollberg-Kogelhof fold" is overthrust on "Wöllersdorf scale", which continue towards the Forsthof. It is built up only of the Altlenzbach Formation.

The next tectonic unit, "Malenthof-Bramhof fold" becomes strongly tectonized towards the east between Bramhof and Kramhof. In this area, which lays in the Prolongation of the strongly refolded zone exposed along Laaben, two secondary scales are developed and oldest Campanian and youngest Ypresian rocks (?Irenental Formation) are exposed. They probably terminate towards east on cross-fault.

"Malenthof-Bramhof fold" is thrust on eastern Prolongation of the "Brand scale" developed west from Laaben River. This narrow scale dip monoclinally towards the south and is built up generally of the Altlenzbach Formation, only west of Kramhof the Ypresian rocks fill a local syncline.

The next "Laaben (Audorf) fold" represents a broad monocline built up of a sequence from Zementmergel up to Irenental Formation. This fold can be internally imbricated what can be suggested by repetition of complexes of sandstones with limestones.

The "Laaben fold" is overthrust on a scale built up by Altlenzbach Formation. It corresponds to more western stronger tectonized zone north from Audorf.

The more northern unit is represented by the late Paleocene shales, marly shales and thin sandstones exposed in Innerfurth. Their tectonic position is not clear on the mapped area. However, taking into account their age, they can represent an upper part of the Greifenstein Formation of the more northern fold.

Faults

The mapped area is cut by several cross-faults of different ranges from local ones dozens of meters long, up to faults, which cut several tectonic units, as in case of faults, which cross Hauptklippenzone and pass into adjacent nappes – Laab and Greifenstein.

The best documented faults are those, which are exposed in creeks running along boundary of formations, as west from Laaben, or along boundary of tectonic units (e.g., north margin of Hauptklippenzone SW from Forsthof). Some of the faults, especially those, which cut the Laab nappe, are pronounced in morphology. However, some faults or their part are or can be disputable. For example a fault, which was put between Pamet hamlet and Forsthof, which is based on general change of morphology between western and eastern limbs and change of geology or faults west from Stephof.

Springs

Several springs with abundant contents of CaCO₃ were found. Usually, they are connected to tectonized zones.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 2012 über Untersuchungen von unterjurassischen Brachiopoden auf Blatt 65 Mondsee

MILOŠ SIBLÍK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

The aim of the field works (09.07.2012–14.07.2012) was the continuation of sampling Liassic brachiopods on map sheet 65 Mondsee (see also SIBLÍK, Jb. Geol. B.-A. 149, 276, 2009). Siliceous, mostly one-valved and fragmentary brachiopods are relatively very scarce in the dark grey siliceous limestones (Hornsteinknollenkalk – Liasspongienkalk in PLÖCHINGER, Erläuterungen Geol. Karte Wolfgangseegebiet 1:25.000, 1973) occurring eastward of Winkl (= Aich-Pucha). The siliceous matrix is very hard and the isolation of specimens nearly impossible. Relatively good occurrence was ascertained in the silicious limestones with marly intercalations at the forest road connecting Schafbergsteig (long-distance hiking path 804) with marked path n. 17 (from Scharfling to Schafberg) in the altitude 950 m (13° 24' 39" E, 47° 46' 31" N). The assemblage documenting Sinemurian contains there *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861), juv.?, *Lobothyris* ex gr. *andleri* (OPPEL, 1861), „*Terebratula*“ inc. sp. and rhynchonellids indet.

A good collection was made NNE of the railway station Schafbergalm. On the tourist path n. 17 descending from

Schafberg to Scharfling, the brachiopod fauna was found in the white, pink and red crinoidal biomicrites (Hierlatz Limestone), containing white and red brachiopod shells (13° 25' 29" E, 47° 46' 31" N, alt. 1.300 m). Red limestones yielded *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* cf. *fraasi* (OPPEL, 1861), *Rhynchonellida* inc. sp. and *Zeilleria* sp. In the light-coloured limestones the following species were found: *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT, 1852), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* cf. *polyptycha* (OPPEL, 1861), rhynchonellids sp. inc., *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* aff. *baldaccii* GEMMELLARO, 1874, *Zeilleria* sp., *Lobothyris* sp., „*Terebratula*“ aff. *schlosseri* BÖSE, 1897, „*Terebratula*“ *juvavica* GEYER, 1889, juv.?, *Terebratulida* sp. inc. The absence of the spiriferinid species, which are usually common in the Schafberg Lower Jurassic is strange. Sinemurian age of the finds is well documented, however.

Lower Jurassic brachiopods were also ascertained in the spectacular erratic block of local name Berimandlstoa in Ramsau – Nussdorf am Attersee (13480–300764). White and light grey biomicrites (Hierlatz Limestone) yielded there *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* cf. *sylvia* (GEMMELLARO, 1878), *Liospiriferina* sp., *Zeilleria* sp. Despite very few finds and poor preservation the Sinemurian age is well documented.

The financial support of the field works by the Geological Survey of Austria in Vienna is acknowledged.

Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Gebiet Glatzberg–Buchenberg– Schnabelberg–Redtenberg–Spindeleben– Forstau–Lindauerberg auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

RÜDIGER HENRICH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im September/Oktober 2011 wurden in einer vierzehntägigen Geländekampagne von mir Übersichtsbegehungen und Neukartierungen von bereits früher von unserer Arbeitsgruppe getätigten geologischen Neuaufnahmen in den Regionen um Glatzberg – Buchenberg (HENRICH, 2010, Archiv Geol. B.-A.), Schnabelberg – Redtenberg (ALEKSEEV, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2011), Lugertal – Sulz (CAHIR, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2011), Spindeleben – Forstau – Kleinschnaidtbachtal (ZYCHLA, 2002, Archiv Geol. B.-A.), Spindeleben – Elmkogel – Lindauerberg (JENSEN, 2002, Archiv Geol. B.-A.) durchgeführt. 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/Dog-

ger Kieselkalk, Dogger Spatkalk, Rote Knollenflaserkalke des Oberjura, Mikritoidkalk, 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. Im Norden lässt sich vom Buchenberg über den Schnabelberg bis nördlich von Spindeleben die bereits früher erkannte Schnabelbergmulde verfolgen, deren Achse flach nach Westen eintaucht und deren Südflügel in der nordöstlichen Flanke des Redtenberges von einer südlich folgenden, in sich stark zerscherten und verschuppten Mulde (Grasbergmulde) überschoben wird. Diese Grasbergmulde lässt sich vom Glatzberg, über Grasberg und Sulz, bis nach Spindeleben verfolgen und wird im Süden durch die Deckenbahn der Lunzer Decke überschoben. Die Deckengrenze der Lunzer Decke verläuft im Ostteil des Gebietes in der Glatzbergnordflanke und streicht nach Westen weiter über den Lugerbach und den Kleinschnaidtbach. Im Gebiet nördlich des Lugerbachs ist die Grasbergmulde extrem zusammengeschoben und bis auf geringe Reste fast vollständig vor der Deckenstirn ausgequetscht. Weiter westlich, im Gebiet um Reith – Schwaigberg, wird der Südflügel der Mulde intensiv zerschert und in die Kreideabfolgen des Muldenkerns eingepresst.

Blatt 74 Hohenberg

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 74 Hohenberg und 75 Puchberg am Schneeberg

SABRINA SEIDL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Es wird hier eine Kurzfassung der von Jürgen M. Reitner und Michael Wagreich betreuten Masterarbeit (SEIDL, Quartärgeologie des Raumes Schneebergdörf, Puchberg am Schneeberg, 147 S., Uni Wien, 2012) gegeben.

Das kartierte Gebiet liegt am Osthang des Schneeberges, oberhalb von Schneebergdörf und Losenheim. Neben der Rekonstruktion eines Paläogletschers wurde ebenfalls ein besonderes Augenmerk auf die Chronologie und Sedimentologie der quartären Ablagerungen gelegt. Das Einzugsgebiet lässt sich durch steile Berghänge und Kare charakterisieren. Der Gesteinsbestand baut sich überwiegend aus Kalkstein (i.w. Wettersteinkalk) auf. Auf Grund der geologischen Kartierung konnten zwei unterschiedlich alte Moränensysteme differenziert werden. Die Moräne des älteren Systems fällt einerseits durch eine sehr ebene und glatte Geländeoberfläche, andererseits durch Fehlen von jeglichen erraticen Blöcken auf, und besteht aus stark verwittertem glazigenem Sediment (Till). Dieses System wurde von einem Kargletscher geprägt und weit vor dem jungen System abgelagert – es ergibt sich damit ein Alter von Riß (oder älter?). Das jüngere Moränensystem wird durch eine bis zu 60 m hohe Seitenmoräne (latero-frontal dump moraine) mit einem seitlich an der linken Flanke durchgebrochenen Moränenkörper charakterisiert. Sowohl große er-

ratische Blöcke und zahlreiche kleine Depressionen an der Oberfläche, als auch die generell kaum verwitterten Sedimente lassen auf eine Entstehung dieses Systems während des LGM (Last Glacial Maximum, Würm-Hochglazial) schließen. Vorwiegend besteht die junge Moräne aus sandig bis kiesigen, matrix- bis korngestützten Diamikten, die oftmals eine leichte Karbonatzementation an der Oberfläche zeigen. Eckige Komponenten (angular bis subangular) überwiegen deutlich, abgerundete Formen (subrounded) treten eher in den Hintergrund. Die Form der Komponenten und die mächtigen erraticen Blöcke entlang des Moränenkammes lassen darauf schließen, dass der Gesteinsschutt vor der Ablagerung vorwiegend passiv, beispielsweise supraglazial und englazial transportiert wurde. Deshalb wird das Model eines schuttbedeckten Gletschers (debris covered) für die Entstehung dieser Oberflächenform favorisiert. Diese Annahme kann durch ein niedriges Akkumulations-/Ablationsverhältnis (AAR) gestützt werden. In diesem Fall kann ein AAR Verhältnis mittels Rekonstruktion der Höhenlage der Schneegrenze (equilibrium line altitude, ELA) über den höchsten Ansatzpunkt der Seitenmoräne (Methode nach LICHTENECKER, Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, Verh. III, Intern. Quartär-Konferenz Wien, 1938) ermittelt werden. Außerdem gibt es keine Anzeichen auf ein früheres Gletschertor, wodurch anzunehmen ist, dass glazifluviale Prozesse beim Sedimenttransport ins Gletschervorfeld eine eher untergeordnete Rolle spielten. Solch ein Hintergrund lässt sehr kalte und trockene Bedingungen während des Würm-Hochglazials vermuten, die auch bei der Paläoklimarekonstruktion des östlichen Vorlandes zu finden sind. Während der Bildung des älteren Systems herrschten mit Sicherheit ähnliche kühl/trockene klimatische Bedingungen wie im Würm.

Blatt 75 Puchberg am Schneeberg

Siehe Bericht zu Blatt 74 Hohenberg von SABRINA SEIDL

Blatt 87 Walchensee

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Baumgartental auf Blatt 87 Walchensee

THOMAS HORNING

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahme des Baumgartentals (westlich Speicher Pletzboden) wurde im Spätsommer und Herbst 2011 von Thomas HORNING durchgeführt. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Kartenwerke und Aufnahmeberichte der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee (SCHMIDT-THOMÉ, 1979)

- Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8434 Vorderriß (DOBEN et al., 1993)
- Provisorische Geologische Karte GEOFAST 1:50.000, Blatt 87 Walchensee (KREUSS, 2006)
- Bericht 2005/2006 (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007)
- Bericht 2008 (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008)

Naturräumlicher Überblick

Das Baumgartental reicht als Seitenast des Bächentals nach Abzweigung im Bereich Pletzboden am weitesten ins westliche Vorkarwendel. Seine Entwässerung ist entsprechend seiner Kerbtal-Morphologie mit dem Baumgartenbach strikt zur Dürrach ostgerichtet. Die Dürrach ihrerseits entwässert nach N auf deutschem Staatsgebiet in die Isar.

Die höchsten Erhebungen der Talumrahmung sind im NW der Schafreiter (2.101 m), im SW das Massiv Delpsloch (1.945 m) – Baumgartenjoch (1.939 m), und im N der Kammzug von Stierjoch (1.909 m) über Östliches Torjoch (1.826 m) bis zum Lerchkogel (1.688 m) und Trogenköpfl (1.465 m). Die südliche Umgrenzung des Baumgartentals mit Fleischbank, Hölzelstaljoch und Grasberg liegt bereits auf Blatt 118 Innsbruck.

Die Form des Baumgartentals wird durch ein weitgehend einheitliches, durch die Karwendelsynklinale vorgegebenes E–W-Streichen charakterisiert (westlich des Umbiegens in NE–SW-Richtung im Bereich E' Speicher Pletzboden).

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die E–W-ausgerichteten Bergkämme bestimmt und kann als feuchtgemäßigt charakterisiert werden. Für die Höhenlage fällt in den Talbereichen vom Pletzboden bis Einmündung Delpsbach und Dürrachtal überdurchschnittlich viel Schnee. Die positive klimatische Wasserbilanz begünstigt die Grundwasserneubildung.

Schichtenfolge Trias

Hauptdolomit: Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit als älteste im Kartiergebiet auftretende Lithologie erscheint ausschließlich ganz im E des Untersuchungsraumes als Kern einer nach N überschobenen Antiklinalstruktur und zieht von der Dürrach bis knapp unter der Kote 1.602 m gegen die deutsch-österreichische Grenze.

Mächtigkeit: Da der Hauptdolomit westlich der Dürrach tektonisch stark reduziert ist, erscheinen Aussagen über seine Gesamt-Mächtigkeitsangaben wenig sinnvoll. Im obersten Bereich der Fahrstraße vom Pletzboden zum Trogenköpfl dürfte die erschlossene Mächtigkeit zwischen 100 und 150 m liegen.

Lithologie: Typischerweise liegt der Hauptdolomit als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch als weißlicher feinkörniger Dolomit vor. Er ist meist im dm- bis m-Bereich gut gebankt, kann lokal allerdings auch undeutlich gebankt bis massig erscheinen. Brekzierte Zwischenlagen kommen vor. Die Bankflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente.

Die im Kartiergebiet vorkommenden Partien dürften ihrer Lithologie und tektonostratigrafischen Position nach dem Oberen Hauptdolomit angehören: dieser zeichnet sich durch mittel- bis dickbankige, teils aber auch massige Abschnitte aus. Zumindest in bankigen Sequenzen können Zykloteme („Loferrite“) erahnt werden – genauso typische Gefügemerkmale wie intraformatielle Brekzien, Stromataktis, (Pel)Mikrite, Mud-Chips, PISOIDE, „birdseye-structures“ sowie Stromatolithen vor allem im frischen Anschlag.

Nahe der Grenze zum hangenden Plattenkalk nimmt der Kalkgehalt sukzessive zu. Lithologische Marker wie lokal auftretende, dünne bis papierdünne bituminöse Horizonte oder türkis-olivgrüne bis dunkelgrau-schwarze Dolomite in Wechsellagerung mit hellen, verschieden mächtigen arenitischen bis siltitischen Lagen wie von GRUBER (2007) im Hühnersbachtal beobachtet, konnten nicht gefunden werden. Dies mag vor allem darin begründet liegen, dass der

tektonisch nicht überprägte Übergang zu Plattenkalk bzw. zu dolomitischem Plattenkalk schlecht aufgeschlossen ist.

Fazies: 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 Loferrite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone. Der Oberste Hauptdolomit im Übergang zum Plattenkalk kam nach dem Fazieschema von FRUTH & SCHERREIKS (1982, Geol. Rundschau, **73/1**) komplett im Subtidal zur Ablagerung.

Alter: Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, Diss. Univ. Innsbruck, 2007). Das Hauptdolomit-Top liegt nach PILLER et al. (2004, stratigr. Tab. Österr.) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Seefeldler Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 26, 2003).

Plattenkalk, Plattenkalk mit Dolomitbänken:

Sevatium (Oberes Norium)

Der Plattenkalk im Sinne von GÜMBEL (1861, geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes) bildet die dominierende lithologische Einheit im nördlichen Kartiergebiet und tritt dort ausschließlich als Gipfel- und Kammbildner (Schafreiter bis Lerchkogel) auf. Die leider nicht exakt kartierbare Liegendengrenze zum Hauptdolomit sollte mit den ersten mächtigen Dolomitbänken definiert werden.

Mächtigkeit: Aufgrund von diachronen, faziell fließenden Übergängen zum Hauptdolomit und einer durch Kalk-Mergel-Wechselsfolgen begünstigten, engräumigen Spezialfaltung ist die maximale Mächtigkeit des Plattenkalkes nur schwer fassbar. Sie dürfte jedoch im Gebiet Schafreiter bis Stierjoch bei ca. 200 m liegen.

Lithologie: Der Plattenkalk ist in unverwittertem Zustand durch ebenbankige, hellgraue bis hellbraungraue, dichte mikritische bis sparitische Kalke (Packstones, Wackestones) gekennzeichnet. Seine Untergrenze wird mit dem Auftreten durchgängiger Kalkfolgen gezogen, die im Gegensatz zum Hauptdolomit eine eindeutige Reaktion mit verdünnter Salzsäure zeigen. Neben praktisch fossilleeren, recht homogenen, reinen, grauen Mikriten mit muscheligem, scharfem Bruch treten auch Pelite sowie filamentreiche, dunkelgraue Flaserkalke auf. Letztere vorzugsweise im oberen Abschnitt als Übergangs-Lithologie zur hangenden Kössen-Formation. Weiterhin sind Megalodonten, Bioturbation und intraformationelle Brekzien häufig.

Der Plattenkalk tritt rein morphologisch durch steilere Flankenbildung und derbere Geländeformen in Erscheinung (in Relation zum Hauptdolomit), hervorgerufen durch größere Erosionsbeständigkeit (höherer Kalkgehalt). Weiters neigt er im Gelände zu einer stellenweise intensiven Verkarstung.

Die Lithofazies-Variante „Plattenkalk mit Dolomitbänken“ (am Kamm Östliches Torjoch – Stierjoch) zeichnet sich durch die Einschaltung zahlreicher dolomitischer Horizonte aus. Diese scheinen rein optisch mit dem Plattenkalk ident, lassen sich jedoch im Gelände durch eine deutlich schwächere Reaktion mit verdünnter Salzsäure unterscheiden.

Fazies: Die Plattenkalk-Sedimentation der Lechtal-Decke erfolgte in einem zwischen Karbonat-Plattformen gelegenen Meeresbecken mit stagnierendem Wasseraustausch ohne tethyalen Wasseraustausch. Damit unterscheidet sich der Plattenkalk des Vorkarwendels vom Plattenkalk des südöstlich gelegenen Tirolikums (Region Reit im Winkl bis Schneizreuth), welcher Anklänge an offenmarine Bedingungen zeigt. Genetisch gesehen stellt der „Plattenkalk mit Dolomitbänken“ einen lateralen Übergang zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk dar (PESTAL et al., Erl. Geol. Karte Salzburg 1:200.000, 2009), der offenbar ähnlich den Loferiten des Dachsteinkalkes und des Hauptdolomites eine gewisse wassertiefenabhängige Zyklizität erkennen lässt (CZURDA, Ber. Naturwiss.-Medizin. Ver. Innsbruck, 58, 1970).

Alter: Auch im Plattenkalk fehlen biostratigrafische Marker, weswegen eine relative Altersdatierung von dieser Seite her unsicher erscheint. Durch sequenzstratigrafische Korrelation wird als Alter das Obere Norium (Sevatium) angegeben (PILLER et al., 2004).

Kössen-Formation: Oberes Sevatium (Oberstes Norium) bis Rhaetium

Die Kössen-Formation konturiert als jüngstes triassisch-kalkalpines Schichtglied den Nordschenkel der Karwendelsynklinale. Die Vorkommen erstrecken sich in einem nahe E-W-verlaufenden Band vom markanten Einschnitt des Delpshals über Delpsbach und Baumgartenbach bis zum Jagdhaus Pletzboden. Entsprechend ihrem etwas mergelreicheren Habitus wirken die Gesteine der Kössen-Formation eher talbildend und verlaufen im Baumgartental in den untersten Hangzonen der orografisch linken Talflanke.

Bei der Bearbeitung der Kössen-Formation im Rahmen der Kartierarbeiten wurde auf die Abgrenzung von „Kössener Mergel“ verzichtet. Während diese auf deutscher Seite im Bereich des Lerchkogel-Niederlegers sehr gut auskartierbar ist, erschien eine Differenzierung im Bereich Baumgartental aufgrund mangelnder Aufschlussbedingungen nicht zielführend.

Mächtigkeit: Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation lässt sich im Baumgartental mit 100 bis maximal 150 m angeben.

Lithologie: Die Kössen-Formation hat im Kartiergebiet einen in Relation zum liegenden Plattenkalk deutlich höheren Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechselagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, und b) fossilreichen bioklastischen Kalken (Schilllagen, zerfallene Ammoniten, Gastropoden und Brachiopoden, siehe Abb. 4) charakterisiert werden. Ein einzelner Lesefund von Kössener Riffkalk stammt aus dem Kar unter Scharfreiter und Westlichem Torjoch (*Thecosmilia chordata*, siehe Abb. 4).

Die Kössen-Formation verwittert aufgrund des etwas höheren Tongehaltes erdig-mürb und sehr tiefgründig mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen.

Das Top der Kössen-Formation wird von schwarzen, schieferigen Mergeln und rotbraun bis gelblich verwitternden Tonschiefern gebildet (Eiberg-Subformation). Letztere ist lediglich am Delpshals bzw. am Eiskönigbach aufgeschlossen und müsste ergraben werden.

Fazies: Die Kössen-Formation repräsentiert aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (Facies, 20, 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 verringerte Wassertiefen an.

Alter: Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation mit einigen Ammoniten und Conodonten macht zumindest eine annäherungsweise relative Altersdatierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (in: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P.: Guide, 5th Field Workshop IGCP 458 Projekt, 2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelbergs nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide ins Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSSTYN (mündl. Mitt., 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (weitere Details siehe HORNUNG & ORTNER, in Vorb.; DOBEN, Geol. Karte Bayern 1:25.000, Blatt 8435 Fall, 1996).

Schichtenfolge Trias/Jura

Kendlbach-Formation: Oberstes Rhätium (Obertrias) bis basales Hettangium (Unterer Jura)

Die Kendlbach-Formation repräsentiert eine Art mergeliges „Bindeglied“ zwischen vorwiegend kalkigen-triassischen und jurassischen Schichtfolgen. Die Formation stand gerade in jüngster Zeit im wissenschaftlichen Fokus, als sich unweit der südlichen Blattgrenze des Untersuchungsraumes die Trias-Jura-Grenze biostratigrafisch eindeutig nachweisen ließ (Kuhjoch: siehe u.a. HILLENBRANDT & KMENT, in: GRUBER, A.: Arbeitstagung Geol. B.-A., Achenkirch, 2011). Die beiden kleinräumigen Vorkommen im Kartiergebiet beschränken sich entsprechend der stratigrafischen Position zwischen Kössen- und Adnet-Formation (Delpshals bzw. Einmündung Eiskönigbach in den Baumgartenbach).

Lithologie: Die Basis der Kendlbach-Formation besteht aus feingeschichteten, ockergelben bis ziegelroten, glimmerführenden Ton- und Siltsteinen sowie Tonmergeln (Schattwalder Schichten), die am Delpshals allerdings ergraben werden müssten. Es folgen graue bis bräunliche Tonmergel mit cm-mächtigen Kalksandstein-Linsen (Tiefengraben-Subformation). Die eigentlich darüber liegende Breitenberg-Subformation scheint am Delpshals tektonisch abgesichert zu sein und ist nicht erschlossen.

Fazies: Die Kendlbach-Formation in ihrer Gesamtheit zeigt starke Ähnlichkeiten mit der liegenden Kössen-Formation. Jedoch indiziert die Kombination von ebenflächig ausgeprägter Bankung und das Auftreten von bis zu dm-

mächtigen Mergeln mit primär erhöhtem Gehalt an Organik eine rasche Beckenabsenkung in einem sauerstoffarmen Milieu. Während sich die Mergel aus feinen Suspensionsströmen autochthon gebildet haben, interpretieren KRAI-NER & MOSTLER (Geol.-Paläontol. Mitt. Innsbruck, 22, 1997) die Kalkbänke als biogenschuttreiche Turbidite, die auf einem distalen Abhang zur Ablagerung kamen. Foraminiferen und Echinodermaten sind dabei autochthone Biogene, Schalenschill wurde mit den Turbiditen antransportiert und stellt somit allochthones Material dar.

Alter: Die Kendlbach-Formation ist altersmäßig hervorragend und umfassend datiert. In die jüngste Zeit fallen die biostratigrafischen Untersuchungen der mittlerweile international anerkannten Trias-Jura-Grenze vom Kuhjoch / Karwendel, direkt südlich des Kartiergebietes (ÖK 118 Innsbruck, siehe u.a. HILLEBRANDT & KMENT, 2011). Die aktuelle Studie legt die Trias-Jura-Grenze in den unteren Bereich des Tiefengraben Members (biostratigrafischer Marker *Psiloceras spelae tirolicum*). Somit umfasst die Kendlbach-Formation hochtriassische und tiefjurassische Anteile.

Schichtenfolge Jura

Rotkalkgruppe: Adnet-Formation s.str.; Hierlitzkalk; Klauskalk: ? Hettangium (Unterer Jura) bis Callovium (Mittlerer Jura)

Aus kartiertechnischen Gründen werden alle im Kartiergebiet vorkommenden tiefjurassischen Tiefschwellensedimente wie Adnet-Formation s.str., Hierlitzkalk und Klauskalk zur Rotkalkgruppe zusammengefasst. Die Vorkommen im Untersuchungsraum ziehen entsprechend ihrer tektonischen Position am Nordschenkel der Karwendel-synklinale ähnlich der Kössen-Formation vom Delpshals im Westen über den Wandfuß des Baumgartenjochs und in weiterer Folge nahe des Baumgartenbaches bis zum Jagdhaus Pletzboden.

Mächtigkeit: Sowohl Adnet-Formation s.str., Hierlitzkalk und Klauskalk erreichen jeweils (geschätzte) Gesamtmächtigkeiten von bis zu 15 m.

Lithologie: Im Gelände ist die Rotkalkgruppe leicht von den über- und unterlagernden Schichtgliedern abzugrenzen, allein schon wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (durch feinst im Sediment enthaltenen Hämatit). Wie oben angedeutet, kann die Rotkalkgruppe lithologisch dreigeteilt werden.

a. Die Adnet-Formation s.str. bildet das unterste Schichtglied der Rotkalkgruppe und kann als basal ziegelbis karminrote, aber auch fleischfarbene bis hellrote, dünngebankte (~ 10 cm) und fossilreiche Abfolge mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk und -mergel charakterisiert werden. Zum Hangenden hin wechselt die Färbung von intensiven Rottönen zu hellgrauen bis leicht hellgrüngrauen Knollenkalken. Ungeachtet der Gesteinsfärbung können alle Bänke sekundär gebildete ovale bis irregulär geformte, dunkelrote bis dunkelgraue Hornsteinknollen, stellenweise ganze Hornsteinlagen enthalten. Dunkelgraue bis schwarze Fe-Mn-Krusten kennzeichnen Sedimentationsstopps. Die ausgeprägte Knollenführung kann stellenweise primär durch Subsollution (sensu FABRICUS, Int. Sed. & Petrogr. Series, 9, 1966) oder Auflast (JURGAN, Geol. Rundschau, 58, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden.

Die Bildung von Vertikal- und Horizontalstylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYNS, Geol. Rundschau, 60, 1971). Anders als die durch Stylolithisierung entstandenen bankinternen Tonhütchen existieren den Bänken zwischengeschaltete, ebenfalls karminrote, fossilere Mergel mit Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern. Ganz im Gegensatz dazu führen die Knollenkalke an manchen im Blattgebiet liegenden Lokationen eine reiche Fauna, die sich meist aus Cephalopoden (Ammoniten, Belemniten und Nautiliden) und Brachiopoden zusammensetzt.

- b. Hierlitzkalk liegen über dem Delpshals im basalen Bereich als graue Crinoidenspatkalk mit Kieselnauern vor. Einzelne hellrot gefärbte Bänke können gesteinsbildend aus Crinoiden-Stielgliedern zusammengesetzt sein. Zum Liegenden treten dunkelrot gefärbte, wenig gebankte und weitgehend matrixfreie allodapische Crinoidenspatkalk auf. Sie verzahnen im Bächental mit Knollenkalken der Adnet-Formation s.str.
- c. Rote Bankkalk („Klauskalk“) bilden die mitteljurassische Fortsetzung der Adnet-Formation Knollenkalke. Der Unterschied ist fließend und im Gelände oft nicht sicher nachzuvollziehen, liegt aber in etwas höherem Mergel- und Tonanteil, einer intensiv karminroten Färbung bei gleichzeitigem Fehlen des nodularen Gefüges. Die meist dünngebankten Mergelkalke sind reich an Filamenten (*Bositra buchii*) und Hartgründen.

Fazies: Die Sedimente der Adnet-Formation s.str. sowie Klauskalk wurden vermutlich topographisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies mit entsprechender Mangelsedimentation bis hin zu Sedimentationsausfall (Hartgründe!) gebildet. Bohrspuren an primär gebildeten Konkretionen belegen nach JENKYNS (Eclogae Geol. Helv., 63, 1970) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Hierlitzkalk kennzeichnen Sedimente der oberen bzw. etwas tieferen Hangfazies.

Alter: Das weite Fundspektrum von Ammoniten erlaubt eine zeitliche Einstufung der „Rotkalkgruppe“ auf Kartenblatt Fall von gesichertem Sinemurium bis Callovium. HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte (bereits auf Blatt 8434 Vorderriß) *Angulaticeras taurinum*, welches bereits ins Sinemurium zu stellen ist, notieren aber: „Nicht selten treten größere Konkretionen auf, die umgelagerte Ammoniten des Hettangium enthalten“ (S. 35). RAKÚS (Jb. Geol. B.-A., 136/4, 1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem oberen Hettangium bis unteren Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebiets. Demzufolge startet die Ausbildung kondensierter Rotkalk nach einer Schichtlücke fraglicher zeitlicher Ausdehnung im untersten Jura auf Schwellenregionen – zeitgleich zur Hangfazies von Kendlbach- und Scheibelberg-Formation, bzw. zur Beckenfazies-Abfolge von Allgäu- und Sachrang-Formation.

Allgäu-Formation: Sinemurium bis Callovium

Die Allgäu-Formation baut ähnlich der Rotkalkgruppe die mittleren Hangbereiche unter Delpsjoch und Baumgartenjoch auf und zieht in einem ca. 100 m breiten Ausbiss vom Delpshals östlich bis zur Einmündung des Delpsbaches in

den Baumgartenbach. Weiter östlich verschwinden etwaige Vorkommen unter quartären Deckschichten.

Mächtigkeit: Im Baumgartental erreicht die Allgäu-Formation maximal 150 m.

Lithologie: Normalerweise ließe sich die Allgäu-Formation lithologisch in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt dreigliedern, die nachfolgend zwar beschrieben werden, allerdings in der Karte aus Gründen der besseren Übersicht undifferenziert ausgehalten sind.

Die Unteren Allgäu-Schichten stellen graublaue bis grüngraue, plattige und splittrig brechende Kalke und Mergelkalke. Diese können Pyrit, Pflanzenhäcksel, Anzeichen von Bioturbation (Fress-, Wohn- und Spreitenbauten), sowie Filamente und lagig angeordnete dunkelgraue Kieselknauer enthalten. In die Mittleren Allgäu-Schichten schalten sich bioturbate, Schwammnadeln führende dunkelgraue Mergelschiefer ein, häufig mit der pelagischen Muschel *Bositra* sp. sowie Radiolarien („Sachrang-Formation“). Am Delpsloch ist dieses Schichtglied nicht aufgeschlossen. Die Oberen Allgäu-Schichten (als Synonym auch „Chiemgau-Formation“ im bayerischen Raum) sind durch Zykloteme aus grauen, dm-gebankten bioturbaten Kalken und Mergeln mit Radiolarien und Muschelschill gekennzeichnet.

Fazies: Die zuvor beschriebene Lithologie lässt auf eine typische Beckenfazies mit teilweise eingeschränkten Lebensbedingungen schließen. Zum Hang hin verzahnt die Allgäu-Formation mit synchron abgelagerten Scheibenbergkalken und der Rotkalkgruppe.

Ob das Spezialbecken der weitgehend in sauerstofffreiem Milieu abgelagerten „Sachrang-Formation“ vom Vorkommen im Bächental (BRANDNER et al., in: GRUBER, A.: Arbeitstagung Geol. B.-A., Achenkirch, 2011) weiter westlich bis ins Untersuchungsgebiet reicht, konnte am Delpsloch und in den unzugänglichen Wänden des Massivs Delpsloch – Baumgartenjoch nicht geklärt werden. Sie sollte jedoch theoretisch vertreten sein.

Ruhpolding-Formation: Dogger bis Kimmeridgium (Oberer Jura)

Diese auch als „Ruhpoldinger Radiolarit“ bezeichnete lithologische Einheit verläuft als schmales Band zwischen der liegenden Allgäu-Formation und der hangenden Ammergau-Formation im Kernbereich der Karwendel-Synklinale. Dementsprechend erstrecken sich Ausbisse ähnlich der Allgäu-Formation in den mittleren Hang- und Kambereichen vom Delpshals bis zum Baumgartenbach.

Mächtigkeit: Die Ruhpolding-Formation dürfte im Untersuchungsgebiet lediglich 5 bis 10 m Dicke erreichen.

Lithologie: Die alternierend roten bis rotvioletten, großteils aus Radiolarien aufgebauten ebenbankigen und splittrig brechenden Kieselgesteine sowie radiolarienführende Kalke mit dünnen Tonmergellagen sind im Gelände durch ihre deutliche Gesteinsfärbung oft schon von weitem erkennbar. Insbesondere im hinteren Baumgartental zieht sich die Ruhpolding-Formation als violettes Band an der Wandbasis von Delpsloch und Baumgartenjoch entlang. Allein schon der leichten Kenntlichkeit im Gelände wegen kann beim Ruhpoldinger Radiolarit von einem lithologischen Leithorizont gesprochen werden.

Fazies: Nach VECSEI et al. (in: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J.: Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions,

1989) wurde der Radiolarit mittels Bodenströmungen und low-density turbidity currents unterhalb der Aragonit-, aber meist noch oberhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) als reine Tiefseefazies sedimentiert – im Gegensatz zu GARRISON & FISCHER (Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 14, 1969), die eine Ablagerung des Radiolarits unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD annehmen (heute bei ca. 4.500 m Wassertiefe). Zur Konzentration der Radiolarien kam es wohl durch das Aussortieren von Partikeln mit hydrodynamisch gleichen Eigenschaften – Karbonatlösung ist von sekundärer Bedeutung.

Ammergau-Formation; Barmsteinkalke: Kimmeridgium (Oberer Jura) bis Valangium (Untere Kreide)

Die Ammergau-Formation als oberjurassisches Beckensediment bildet den südlichen und südöstlichen „Rahmen“ des Kartiergebietes und wirkt dort in Verbindung mit massigen, allodapischen Kalkeinschaltungen („Barmsteinkalke“) als Hauptgipfelbildner (u.a. Delpsloch, 1.945 m; Baumgartenjoch, 1.939 m; Flachkopf, 1.410 m).

Mächtigkeit: Im Bereich Baumgartenjoch und Delpsloch dürfte die Maximalmächtigkeit geschätzte 200 m betragen.

Lithologie: Die typische Ausbildung der Ammergau-Formation zeigt dm-gebankte, zart beige bis grünlichgrau gefärbte, dichte und splittrig brechende Radiolarienmikrite mit vorwiegend glatten Schichtbegrenzungen. Charakteristisch sind weiterhin graue bis bräunliche Kieselknauer, vereinzelt finden sich Aptychenreste, etwas häufiger erscheinen bioturbate Strukturen (Grab- und Wohnbauten von Anelliden o.ä.).

Die Nordwände von Delpsloch bis Baumgartenjoch zeigen z.T. mächtige Einschaltungen von hellbräunlichen bis beigefarbenen allodapischen Barmsteinkalken (submarine Karbonat-Schlammströme). Die Bänke bestehen vorwiegend aus Peloidkörnern, typisch sind Kieselknauer, die sich aus der diagenetisch bedingten Auflösung von Radiolarien und Schwammnadeln generieren. Neben dem Modalbestand zeigen sie als weitere wichtige sedimentäre Charakteristika dicke, lateral schnell auslinisende Bänke, Gradierungen und erosive Bankunterseiten.

Die Barmsteinkalke (an der Typlokalität E' Berchtesgadens eigentlich zur „Oberalm-Formation“ gehörend), wittern als Härtlinge rippen- und wandförmig heraus.

Fazies: Die Ammergau-Formation kann als typisch ozeanische Beckenfazies angesehen werden, abgelagert sowohl als Coccolithen- und Nannoplankton-Schlamm (TOLLMANN, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, 1976). Gemäß GARRISON & FISCHER (1969) erfolgte die Ablagerung in einer Tiefe von 3.000 bis 4.000 m (Untergrenze des Bathyals). Die kalkarenitischen Barmsteinkalke stellen Fein- und Grobbrekzien distaler Flachwasserschüttungen dar, die gemäß SPIELER (Jb. Geol. B.-A., 137, 1994) von der Hochzone des Rofengebirges im E stammen und generell von S und SE (proximal) gegen NW, N und NE (distal) geschüttet wurden.

Nomenklatur: Probleme bereitet oft die klare Abgrenzung der deutlich weiter östlich in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden „Oberalm-Formation“. Während die Ammergau-Formation mit monotonen, meist cm- bis dm-gebankten Radiolarienmikriten eine distalere Beckenfazies darstellt, inkludiert die proximalere „Oberalm-Formation“ sehr mächtige arenitische Barmsteinkalke. Die „Oberalm-For-

mation“ in ihrer Typ-Ausbildung als dünnbankige, feinklastische und kieselige Schichtfolge tritt westlich des Untertals nicht mehr auf. Deswegen wurden im Kartiergebiet Oberalmer Schichten und Barmsteinkalke zu „Barmsteinkalken“ zusammengefasst.

Alter: Tithonium bis Berriasium (nach GARRISON, Bull. Can. Petr. Geol., 15, 1967).

Schichtenfolge Kreide

Schrambach-Formation: Valangium bis Aptium (Unterkreide)

Gesteine der Schrambach-Formation in der Kernzone der Karwendelmulde stehen lediglich nördlich Jagdhaus Pletzboden entlang der Forststraße zur Feuersingeralm an.

Mächtigkeit: Maximal 200 bis 300 m im Bächental, im Bereich des Untersuchungsraums wenige Zehnermeter. Absolutmächtigkeiten lassen sich aufgrund starker tektonischer Beanspruchung in Form von Faltung und Überschiebung schwer abschätzen.

Lithologie: Die Schrambach-Formation ist charakterisiert durch graue bis grünlichgraue, cm- bis (seltener) dm-gebauerte Mergelkalke sowie siltige, weiche, blättrige Mergel. Es besteht ein allmählicher Übergang aus der liegenden Ammergau-Formation durch eine stetige Zunahme an Mergeln – die Liegendgrenze der Schrambach-Formation wurde mit dem Ausbleiben von Kieselknauern gezogen.

Fazies: Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (Eclogae Geol. Helv., 90/2, 1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionsströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen.

Quartär

Pleistozän

In den im Kartiergebiet kartierten glazigenen Ablagerungen handelt es sich um Lockergesteine, die während der Würm-Eiszeit sedimentiert wurden. Eine genetische Differenzierung ist nur dahingehend möglich, dass Seitenmoränenbereiche von Lokalglutschern auskartiert werden konnten. Eine Differenzierung in ältere Eiszeitstadien, die gleichfalls zur Landschaftsgestaltung beigetragen haben, erwies sich als unmöglich. Das Würm-Glazial bedeckt alle eventuell vorkommenden älteren glazigenen Sedimente. Ein würmzeitlicher Eishöchststand im Kartiergebiet kann mit den jeweils höchsten kartierten Moränenrelikten rekonstruiert werden: Gletscherschliffe sowie abgerundete Gipfformen unter bzw. am Lerchkogel (1.688 m) belegen Transfluenzen des Karwendelgletschers nach N zum Isargletscher (VAN HUSEN, Die Ostalpen in den Eiszeiten, 1987). Hinzu kommen glazigene Hinterlassenschaften von Lokal eis von deutlich geringerer Ausdehnung (Oberstes Baumgartental bis Einmündung Delpsbach in den Baumgartenbach).

Fernmoräne kalkalpin: Würm

Eine Fernmoräne definiert sich durch den Gehalt an ortsfremden, „exotischen“ Geröll von Lithologien, die von keiner im Untersuchungsgebiet oder in unmittelbar benachbarten Regionen vorkommenden stratigrafischen Einheiten stammen. In keinem der kartierten Vorkommen fanden sich kristalline, sondern ausschließlich kalkalpine Komponenten. Da einige der Geschieben-Lithologien jedoch im Untersuchungsgebiet nicht vertreten sind, wurde

der obige Begriff geprägt, um eine Differenzierungsmöglichkeit zum reinen Lokalglutschers zu erreichen.

Die wesentlichen Vorkommen von o.a. Moränenresten bedecken die unteren Hangbereiche des Baumgartentals bis zur östlichen Gebietsgrenze.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten sind aufgrund des überdeckten prähwürmeiszeitlichen Reliefs sehr unterschiedlich: Ausgehend von einem bis wenigen Metern dürften an den unteren Hängen des Baumgartentales maximale Werte von bis zu 20 m erreicht werden.

Lithologie: Bei beinahe allen kartierten Fernmoränen-Vorkommen handelt es sich um ein matrixgestütztes Gefüge (Matrix: gU bis fS) mit eingestreuten größeren Komponenten, es liegt also eine Mischung aus größtenteils subglazial unter dem Eisstrom abgelagerter Grundmoräne und eingestreuter Obermoräne vor (Definitionen siehe SCHREINER, Einführung in die Quartärgeologie, 1997). Durch den damit verbundenen hohen Überlagerungsdruck, der auf die Moräne wirkte, wurde der ursprüngliche Wassergehalt stark minimiert und hoch verdichtete wie stark konsolidierte Sedimente geschaffen. Durch den primär großen Anteil an tonig-schluffigen Feinmaterialien (= Matrix) war eine sekundäre Wasseraufnahme nicht mehr möglich, weswegen sich das Lockergestein heute überkonsolidiert zeigt.

Alle kartierten Moränen-Vorkommen des zentralen Baumgartentals bis hinauf in die Kammregionen unter Lerchkogel und Trogenköpfl zeigen ein weitgestreutes Spektrum kalkalpiner Lithologien, auch solche, die im Untersuchungsgebiet nicht direkt anstehen (z.B. Reiflinger Kalke, Raibler Kalke, Wettersteinkalk, Steinalmkalk).

Im frischen Zustand zeigt die schluffig-tonige Matrix des Moränenmaterials eine hellgraue bis hellblaugraue Färbung, die im verwitterten Zustand jedoch eine hellbraune bis hellockerfarbene Tönung annehmen kann. Die enthaltenen Komponenten sind überwiegend schlecht gerundet bis angerundet. Ihre Größe ist sehr variabel, wobei der Durchschnitt zwischen 5 und 15 cm liegt. Einzelne Blöcke mit Kantenlängen von 50 cm und mehr sind selten. Durch den glazialen Transport entstandene gekritzte Geschiebe finden sich relativ häufig, sind jedoch, je nach Verwitterungsgrad der Komponenten, oftmals schwer zu erkennen.

Morphologie: Abgesehen von sekundären Merkmalen wie feuchten, teilweise sumpfigen Almwiesen (z.B. Ochsentalalm-Niederleger, Nonnenalm), oft dichtem Bestand mit Niederwuchs (Haselnuss und Birke) sowie feuchtliebenden Pflanzen (Schachtelhalme und Farne) haben sich im Arbeitsgebiet keine primären Morphologie-Merkmale erhalten können.

Alter: Alle kartierten Fernmoränen gehören dem Würm-Glazial an, dessen Maximum vor etwa 22.000–21.000 Jahren vor heute datiert wurde. Der Beginn des Würm-Spätglazials wird bei ca. 16.000 Jahren vor heute angesetzt (DOPPLER et al., Quaternary Science, 60/2/3, 2011).

Moräne (Lokalmoräne): Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial

Im Kartiergebiet waren einzig im oberen Baumgartental direkt unter dem Delpshals die Bedingungen für die Ausbildung für Lokalglutschers gegeben – ausreichende Höhenlage über dem Ferneisstromnetz sowie Firnansammlung. Der „Delpsgletscher“ hatte seine Hauptnährgebiete im Kar unter Baumgarten- und Delpsjoch südöstlich des Schafreiters und floss sowohl dem heutigen Verlauf des Delpsbaches nach SE hin zum Karwendelgletscher, als auch

über die Einsattelung des Delpssees als „Krottenbachgletscher“ ins gleichnamige Tal auf bayerischer Seite ab (vgl. HORNING & GRUBER, in Vorb.).

Mächtigkeit: Sie liegt im Bereich von wenigen Metern bis maximal 20 m und damit höchstwahrscheinlich unter jener von Fernmoränen im Blattgebiet.

Lithologie: Lokalmoränen lassen sich im Kartiergebiet gegenüber Fernmoränen durch das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Die Lokalmoränen im Obersten Baumgartental setzen sich beinahe ausschließlich aus Schichten der Ammergau-Formation und untergeordnet Ruhpoldinger Radiolariten sowie Gesteinen der Rotkalkgruppe zusammen.

Morphologie: Flache Seiten- und Endmoränenwälle verschiedener Rückzugsstadien des Delpsgletschers haben sich rund um den Delpsee und auf Höhe der Delpsalz unter dem Baumgartenjoch erhalten. Sowohl anhand der Talmorphologie des Hochkars zwischen Baumgartenjoch und Westlichem Torjoch, als auch anhand der unterschiedlichen Vegetation lässt sich zumindest eines der jüngeren Rückzugsstadien recht gut erahnen. Ein deutlicher Geländeknick in beidseitigen Schutthängen korreliert mit einem auffallenden Latschenbewuchs, der vermutlich in einer von Hangschutt überdeckten Moräne als Wasserstauer begünstigt wird.

Eisstauschotter: ?Frühes Hochwürm bis Spätglazial

An der Mündung des Eiskönigbaches in den Baumgartenbach unweit E' des Jagdhauses Pletzboden hat sich ein Vorkommen von Eisstauschottern erhalten. Dieses datiert vermutlich auf die Frühphase der Hauptvereisung im Hochwürm zurück, als Nebentäler wie das Eiskönigtal beim Vorstoß des Baumgartengletschers zeitweilig mittels Seitenmoränen abgeriegelt wurden. Das Vorkommen liegt als terrassenähnlicher Körper beidseits des Zwickels beider Bäche über würmzeitlichen Grundmoränen und grenzt zum Baumgartenbach an eine Felsbarriere aus Kössener Schichten und tiefjurassischen Rotkalken.

Mächtigkeit: ca. 10 bis 15 m.

Lithologie und Morphologie: Das benannte Vorkommen unterscheidet sich gegenüber Moränenresten in seiner relativen Gleichkörnigkeit (Sande und Kiese) bei gleichzeitigem Fehlen einer Ton- und dem seltenen Auftreten einer Schluff-Kornfraktion. Damit zeigt es mit unreifen Sanden und Grobkiesen eine deutlich erhöhte Homogenität und darüber hinaus eine durch Korngrößenvariationen hervorgerufene (subhorizontale) Schichtung. Wie bereits oben angedeutet, besteht ein Onlap zur unterlagernden Moräne, der jedoch nicht direkt erschlossen ist. Die Grundmoräne selbst ist im Eiskönigbach sowie an der Fahrstraße am orografisch rechten Hang zur im Schotterkörper gelegenen Kiesgrube aufgeschlossen. Die leicht nach NE zum Baumgartenbach abfallende, 40 m über heutigem Bachniveau liegende Oberfläche der Eisstauschotter, die Eintiefung eines Trockentales sowie die Imbrikationsgefüge sprechen für eine Ablagerung des Terrassenkörpers durch den Eiskönigbach.

Fazies: Die Zusammensetzung der beschriebenen Sedimente, ihre stratigrafische Position zu anderen quartären Ablagerungen wie Moränen inklusive Onlap, weiters eine deutlich Terrassen-Oberfläche zeigen klar eine glazilakustrine Genese als Eisrandsedimente und/oder Eisstauseimente an.

Holozän

Schuttkegel: Holozän

Schuttkegel und/oder Schuttfächer sind ein häufig auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Sie bedecken einerseits die Hochkare wie unter Delp- und Baumgartenjoch, andererseits reichen sie als einzelne Schuttkegel an beiden Hangseiten bis in die Niederungen des Baumgartentales hinab.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Schuttkegel und -fächer liegt für gewöhnlich im Meterbereich, kann jedoch wie bei den größten Arealen im Hochkar unter Baumgartenjoch und Delpsjoch auf geschätzte 20 m und mehr anwachsen.

Lithologie / Morphologie: Die Schuttkegel setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls sehr schlecht gerundetem Lokalmaterial zusammen. Besonders die leicht erodierbare Ammergau-Formation neigt zur Ausbildung weitläufiger Schuttfächer (Baumgartenjoch, Delpsjoch).

Hangschutt, Hangschutt blockreich sowie geringmächtige Hangschuttdecke: Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Flanken der höheren Gebirgszüge des Kartiergebietes wie Schuttfächer vor allem im Hochkar unter Delpsjoch und Baumgartenjoch verbreitet. Dort ist auch eine gute Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit reichlichen Komponentendurchmessern von mehr als 20 cm) vom Wandfuß bis zur Karbasis zu beobachten.

Mächtigkeit: Sie liegt für gewöhnlich im Bereich von wenigen Metern, kann jedoch am Hangfuß von Hochkaren auch 20 m und mehr betragen.

Lithologie: Die Lithologie der Schuttfelder wird durch das lokal Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Plattenkalk zu tafeligem bis blockigem Detritus, die Ammergau-Formation produziert eher kleinstückigen Schutt.

Schuttablagerungen auf erkennbarem Untergrund mit Mächtigkeiten von weniger als 70 cm wurden in der geologischen Karte mit einer eigenen Übersignatur „Hangschuttdecke“ versehen.

Anmoor bis humusreiche Böden: Holozän

Lediglich im Bereich des Delpssees liegen ausgesprochen vernässte bis anmoorige Bereiche, letztere mit humusreichen Böden vor. Größere, zusammenhängende Areale fehlen. Die Mächtigkeiten von Anmoor bzw. humusreichen Böden betragen höchstwahrscheinlich wenige Dezimeter.

Auenschotter, Talfüllung: Holozän

Das Baumgartental ab Mündung Delpsbach ist mit Fluss-, Bach- und Überschwemmungs-Ablagerungen aufgefüllt, die z.T. den rezenten Talboden bilden.

Mächtigkeit: Es können lediglich Abschätzungen der Gesamtmächtigkeit gegeben werden, die sich bei ca. 10 m im Bereich Pletzboden belaufen dürften.

Lithologie: 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 über Sande bis hin zu Schluffen. Strömungsbedingte Einrege-

lungen von Komponenten in Kies- und Steingröße sind häufig.

Terrassenrand oder Erosionskante: Holozän

Die augenscheinlichsten und gleichzeitig einzigen „Terrassenränder“ zeigt das Eisstauschotter-Vorkommen an der Einmündung des Eiskönigbaches in den Baumgartenbach. Daneben sind vor allem in Moränenresten durch perennierende und periodisch fließende Bäche mehr oder weniger tief eingeschnittene Erosionsrinnen unterschiedlicher Breite zu beobachten.

Künstliche Ablagerungen (Damm bzw. Halde): Industriezeitalter

Einzig der westlichste Teil der Deponie von Aushubmaterial des TIWAG-Stollens und Seeaushubmaterial vom Speicher Pleziboden zählt zu den anthropogen verursachten Ablagerungen des Untersuchungsgebietes.

Massenbewegungen

Rutschmassen

Der methodische Verschnitt aus Geländearbeit und Interpretation digitaler Geländedaten (frei zugängliche DGM-Daten aus TIRIS) resultierte in einer flächendeckenden Überarbeitung von Massenbewegungen. Über den gesamten Untersuchungsbereich konnten so Rutschmassen lokalisiert werden, die einerseits im Gelände als solche ohne weiteres einsehbar waren, sich andererseits aber auch in unzugänglichem Terrain befanden, so z.B. in den steilen, felsdurchsetzten Waldfluchten am orografisch linken Hang des Baumgartentals. Insbesondere dort machen Vegetation bzw. Überdeckung mit Schutt und Humus, vor allem aber die fehlende Perspektive im Gelände eine großräumige Einsicht unmöglich. Die Feldarbeit gestattete dort – wenn überhaupt – nur die punktuelle Erhebung von Massenbewegungs-Anzeichen (z.B. Nackentälchen, Abrisskanten, Sackungsmassen, Säbelwuchs, etc.).

Die meisten Rutschungen bzw. Gleitungen im Festgestein werden durch die Gesteinslagerung im Nordschenkel der Karwendelmulde verursacht: das generelle Südfallen der Schichten und die strikte Südexponiertheit der Hänge unter Stierjoch und Östlichem Torjoch resultieren in einer hangparallelen Schichtung von Plattenkalk und Kössener Schichten, die oftmals im ebenflächig gebankten und zudem von Mergelfugen durchsetzten Plattenkalk kleinräumige Gleitschollen hervorbringt. Eine ähnliche Situation zeigt die Südabdachung von Delpsjoch und Baumgartenjoch, jedoch hier in Gesteinen der Ammergau-Formation.

Größere Massenbewegungskörper finden sich einerseits unter Schafreiter und Westlichem Torjoch, wo ein augenfälliger Plattenkalk-Blockstrom den Kargrund erreicht

und vor allem im Gelände morphologisch erhaben deutlich sichtbar ist. Lockergesteinsbegründete Rutschmassen zeichnen die moränenbesetzten Hänge in Talnähe aus, so im Bereich der Ochsentalm und Nonnenalm.

Tektonischer Bau

Das gesamte Kartiergebiet liegt zur Gänze im Nordflügel der Karwendel-Synklinale, einer großtektonischen Struktur, die sich von der Region Mittenwald durch das Karwendel und das nördliche Rofan-Massiv zieht und letztendlich östlich der Achentaler Überschiebung in der Thiersee-Synklinale ihre Fortsetzung bis ins Unterinntal findet.

Der Nordschenkel der der Einengungsrichtung entsprechend nordvergente Karwendelmulde ist gekennzeichnet durch ein generelles Südfallen der Schichten, wobei das Streichen nicht strikt E–W-gerichtet erscheint, sondern flexurelle Verbiegungen in WNW- und ESE-Richtung vor allem im Oberen Baumgartental anhand des Ausbisses geringmächtiger jurassischer Einheiten offensichtlich sind.

Sowohl der schluchtartige Durchbruch der Dürrach im mittleren Bächental nach N zum Sylvensteinspeicher, als auch der Sattel zwischen Westlichem Torjoch und Stierjoch erlauben Einblicke in den internen strukturellen Aufbau des Nordschenkels an zwei Punkten:

- a. Im Bereich Dürrach–Durchbruch besteht die bereits in GRUBER (2007) erwähnte E–W-streichende Aufschiebung von Hauptdolomit auf Plattenkalk mit Bewegung der Hangendscholle nach N. Aus diesem Grund reicht der Hauptdolomit bis etwa 1.550 m Seehöhe hinauf, erreicht auf der anderen Seite (Blatt 88 Achenkirch) jedoch gerade 1.250 m. GRUBER (2007) erklärt dies mit der lateralen Einengung der Überschiebung westlich der Dürrach und dem Achsenabtauchen nach ENE bis ESE: noch unter dem Kote 1.602 m grenzt Hauptdolomit zumindest in einem Teilbereich ungestört an Plattenkalk.
- b. Vom Westlichen Torjoch und Schafreiter lassen sich in der Stierjoch-Westwand im Plattenkalk zahlreiche Spezialfaltungen mit nordwärts durchscherten Achsen beobachten, die jedoch den unterlagernden Hauptdolomit nicht zu betreffen scheinen. Dies liegt einerseits in der deutlich erhöhten tektonischen Mobilität von dünn- bis mittelbankigen Kalk-Mergel-Wechselfolgen des Plattenkalks in Relation zum rigideren Hauptdolomit, andererseits natürlich in der fortschreitenden N-gerichteten Einengung, Faltung und Steilstellung der bereits an der Dürrach beobachteten Aufschiebungsstruktur.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Gebiet zwischen Gsolltörl – Ilgner Alpl und Fölz auf Blatt 102 Aflenz

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2010 wurden die im Jahr 2008 begonnenen Arbeiten in der Aflenzener Trias der Mürzalpen-Decke im Bereich der Westflanke des Feistringgrabens fortgesetzt und

die bisherigen Ergebnisse im Rahmen einer gemeinsamen Exkursion mit Richard Lein (Department für Geodynamik und Sedimentologie der Universität Wien) und Leopold Krystyn (Institut für Paläontologie der Universität Wien) diskutiert.

Zusätzlich wurde die Ostflanke des Bergzuges zwischen Gsolltörl – Ilgner Alpl – Rустeck bis zum Fölzbach (Kote 690 m. ü. A.) geologisch neu aufgenommen.

Die Bestimmung der im Zuge meiner Geländetätigkeit entnommenen Conodontenproben erfolgte durch Leopold Krystyn (Institut für Paläontologie der Universität Wien), dem dafür an dieser Stelle besonders gedankt werden soll.

Aufnahmegebiet Gsolltörl – Ilgner Alpl – Rusteck – Fölz

Der südlichste Teil des Arbeitsgebietes wird von den Gesteinen der Norischen Decke (GWZ) eingenommen. Dabei sind die grünlichgrauen bis silbergrauen Schiefer der Gerichtsgraben Gruppe als stratigrafisch ältester Anteil der Schichtfolge im Bereich der Südostflanke des Rusteck (1.298 m. ü. A.) bis in eine Höhe von maximal 1.080 m. ü. A. nachweisbar. Im Hangenden folgt typisch entwickelter Blasseneckporphyroid der, wie dem Kartenbild entnommen werden kann, als bis zu dreihundert Meter mächtige Platte vom Rusteck mittelsteil nach Nordwesten einfällt.

Die Kontaktfläche zwischen dem Blasseneckporphyroid und der unterlagernden Gerichtsgraben Gruppe konnte bisher oberhalb des Gehöftes Schwaighofer (bei 930 m. ü. A.) nachgewiesen und danach in mehreren Aufschlüssen bis unmittelbar südwestlich des Gehöftes Friedler verfolgt werden. Ab diesem Punkt ist sie dann durch die Talfüllung des Fölzbaches verdeckt, danach jedoch an der östlichen Talseite, ca. 70 Meter weiter südlich, wieder sichtbar.

Über dem Blasseneckporphyr folgen geringmächtige graue bis grünliche Schiefer der Rad-Formation. Diese konnten am Sattel zwischen Rusteck und Wolfgrube zwischen 900 und 920 Meter Seehöhe nachgewiesen werden, sind jedoch nördlich Rusteck in Folge der Hangschutt Bedeckung nicht mehr aufgeschlossen. Ab der Jagdhütte nördlich Rusteck wird der Blasseneckporphyroid von geringmächtiger Präbichl-Formation transgrediert. Die Radschiefer wurden an dieser Stelle offenbar bereits im Perm erosiv entfernt und sind vermutlich auch in den anderen Bereichen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit erhalten. Auf Aufschlüsse in geringmächtigen Radschiefern trifft man erst wieder im Bereich unmittelbar oberhalb des Fölzerbaches westlich des Gehöftes Friedler. Sie enthalten dort am Kontakt zum unterlagernden Blasseneckporphyroid einen nur wenige Meter mächtigen Span eines dunkelgrauen Bänderkalkes, der bisher leider keine Conodonten geliefert hatte und daher zeitlich noch nicht genauer eingestuft werden konnte.

Wie bereits erwähnt, werden die Radschiefer und der unterlagernde Blasseneckporphyroid von Präbichl-Formation transgrediert. Diese bildet eine maximal dreißig Meter mächtige Lage aus rotbraunen bis grauioletten Grobsandsteinen und Brekzien mit überwiegend Quarzkomponenten. Im Hangenden geht sie ohne scharfe Grenze in grauioletten Werfener Schiefer über. Im Gegensatz zur typischen Entwicklung am Polster bei Eisenerz, konnten im Komponentenbestand der Präbichl-Formation am Sattel nördlich Rusteck und auch in der östlichen Fortsetzung bisher keine Kalk- oder Lyditklasten nachgewiesen werden. Das Gestein ist insgesamt feinkörniger als an der Typlokalität – enthält jedoch bis zu Zentimeter große, angulare Quarzbruchstücke und ist damit von den auflagernden grauioletten Werfener Schichten unscharf abtrennbar.

Die Werfener Schichten setzen im Arbeitsgebiet immer mit grauioletten, Hämatit-reichen, Schiefertönen-Siltsteinen ein, die nördlich Rusteck ca. hundert Meter Mächtigkeit erreichen. Der Übergang in die hangenden grünen Werfener Schichten erfolgt über eine, in ihrer Mächtigkeit bisher nicht genau fassbare Wechsellagerung von violetten und

grünen Werfener Schichten. Die Gesteinsfarben wechseln oft im Bereich weniger Dezimeter. Ob diese Gliederung innerhalb der Werfener Schichten im ganzen Arbeitsgebiet entwickelt und auch kartierbar ist, lässt sich derzeit noch nicht beurteilen.

Am Top der Werfener Schichten gehen diese unter Wechsellagerung in die dort zu erwartenden, dunkel- bis hellgrau gefärbten, typischen Werfener Kalke über. Diese erreichen eine Mächtigkeit von ca. vierzig Metern. In den grünen Werfener Schichten beiderseits des Fölzer Baches sind jedoch auch in tieferen Teilen der Schichtfolge bereits dunkle, sandige Kalklagen zu beobachten, die dem Typus der Werfener Kalke entsprechen. Nimmt man für die Werfener Schichten östlich des Fölzer Baches ein mittleres Einfallen von 25 Grad nach Nordosten an, so erhält man für die Mächtigkeit der Schichtfolge den überaus hohen Wert von 700 m. Dieser erscheint jedoch unrealistisch hoch und wird vermutlich durch in den Werfener Schichten verlaufende, kartierungstechnisch nicht erfassbare Abschiebungen verursacht. Nördlich Rusteck erreichen die Werfener Schichten eine immer noch beachtliche Mächtigkeit von ca. 450 m, die jedoch realistisch erscheint. Im Hangenden gehen die Werfener Kalke innerhalb weniger Meter, unter Einschaltung von dünnplattigen, schwarzen Dolomitbänken, in einen dunkelgrauen bis schwarzen, intern laminierten (teilweise Algenlaminite), mittelbankigen Dolomit über. Für diesen kann, aufgrund der abweichenden Fazies, nur mit Vorbehalt der Begriff Gutenstein-Formation verwendet werden. Die Gutenstein-Formation erreicht eine Mächtigkeit von ca. 200 Metern.

Im Hangenden geht der dunkelgrau bis schwarze Dolomit in einen hellgrauen, zuckerkörnigen Dolomit und dolomitischen Kalk, der teilweise anisische Grünalgen führt, über. Dieser kann als Äquivalent der Steinalm-Formation angesehen werden. Die Mächtigkeit der Steinalm-Formation kann im Profil südlich der Aflenzer Bürgeralm mit maximal 60 m abgeschätzt werden – teilweise fehlt sie jedoch, vermutlich tektonisch bedingt, vollständig.

Über der Steinalm-Formation folgt ein geringmächtiger, dunkelgrauer bis schwarzer, dünnbankiger, kieseliger Bankkalk bis Hornsteinknollen-Flaserkalk. Dieser ist in seiner lithologischen Ausbildung und stratigrafischen Stellung sehr gut mit dem basalen Hornsteinknollenkalk der Reifling-Formation vergleichbar. Innerhalb der einzelnen Profilabschnitte durch die basale Reifling-Formation sind jedoch regionale Unterschiede feststellbar.

Profil Jauringgraben

Im Bereich des Wasserfalles im oberen Jauringgraben setzt die Reifling-Formation über der unterlagernden Steinalm-Formation entlang einer gut erkennbaren, scharfen Grenzfläche über einem zwischengeschalteten, dünnen Tonhäutchen ein. Die Reifling-Formation ist innerhalb der ersten drei Meter der Schichtfolge als dunkelgrauer bis schwarzer, mittelbankiger und relativ ebenflächiger bis welligschichtiger, hornsteinfreier Kalk ausgebildet. Im Bereich der Bankfugen treten rote Tone in Häutchen und Zentimeter mächtigen Lagen auf. Darüber folgt ein ca. zehn Meter mächtiger, dünnschichtiger, schwarzer Knollenkalk mit roten Tonsteinlagen.

Die Basis der Reifling-Formation im Jauringgraben konnte mit einer Probe, die aus der ersten Bank unmittelbar über der Grenzfläche zur unterlagernden Steinalm-Formation entnommen wurde, und zahlreiche Conodonten der

Art *Paragondolella bifurcata* Budurov & Stefanov enthielt, in das Pelsonium eingestuft werden.

Der lithologische Wechsel vom liegenden Bankkalk zum hangenden Knollenkalk innerhalb der basalen Reifling-Formation konnte mit einer Probe von der Basis des Knollenkalkes, die zahlreiche Conodonten der Arten *Paragondolella bifurcata* Budurov & Stefanov und *Paragondolella excelsa* Mosher enthielt, zeitlich an die Basis des Illyrium gestellt werden.

Forststraßenprofil südwestlich Am Stand: Im Bereich der neuen Forststraße, die entlang der Ostflanke des Bürgergrabens verläuft, ist die Basis der Reifling-Formation im Hangenden der dolomitisierten Steinalm-Formation als typisch dunkelgrau bis schwarz gefärbter, mikritischer und Hornstein führender Knollenkalk ausgebildet. Die Mächtigkeit des Knollenkalkes kann an dieser Stelle auf ca. zehn Meter abgeschätzt werden.

Profil Fölzklamm

In der Schlucht, die unmittelbar westlich oberhalb des Kleinkraftwerkes in der Fölzklamm beginnt, steht ein schwarzer, ebenflächig-plattiger bis welligschichtiger, stark kieseliger bis Hornsteinlagen führender Kalk an, der bisher leider keine Conodonten geliefert hat. Die Schichtfolge grenzt im Liegenden tektonisch an Wettersteindolomit in Riff-Fazies und wird im Hangenden von einem aberrant entwickelten, ladinischen Reiflinger Bankkalk überlagert (siehe folgende Beschreibung).

Der basale Anteil der Reifling-Formation wird in allen bisher beschriebenen Profilen im Hangenden von einem gelblichgrau bis mittelgrau, teilweise intensiv rosa gefärbten, variabel im Dezimeter bis ca. 50 Zentimeter-Bereich gebankten, teilweise große weiße Hornsteine führenden, im unteren Abschnitt der Schichtfolge mikritischen, im oberen Abschnitt allodapischen Kalk überlagert.

Dieser ist besonders im stratigrafisch liegenden Anteil als bunt (gelblichgrau bis intensiv rosa) gefärbter, mikritischer Kalk anzusprechen, geht jedoch gegen das Hangende in einen mittelgrau bis hellgrau gefärbten Bankkalk über. Die Kalkbänke im Übergangsbereich zu den liegenden, schwarzen Knollenkalken zeigen neben der auffälligen Färbung meist auch eine interne Flaserung. Bei den, in diesem Abschnitt der Schichtfolge im Bereich der Bankfugen und zwischen den Kalkknollen im Inneren der Bänke auftretenden, grünen kieselig-tonigen und orangegelben Bestegen könnte es sich um Spuren von Tuffiten handeln.

Der bunt gefärbte Anteil der Reifling-Formation stellt im Gelände einen gut verfolgbaren Leithorizont dar. Dies ist besonders in den Profilen von der Fölzklamm bis in den Bereich der Westflanke des Ilgner Alpl (1.506 m. ü. A.) von Bedeutung. In diesem Abschnitt grenzt der bunt gefärbte Bankkalk der Reifling-Formation teilweise direkt an den liegenden dunklen Dolomit der Gutenstein-Formation. Der basale, dunkle Knollenkalk der Reifling-Formation ist offenbar tektonisch abgeschert. Im Grenzbereich zwischen der Steinalm-Formation und dem Knollenkalk der Reifling-Formation im Sockelbereich der Bürgeralm sprechen für eine Fortsetzung dieses Abscherhorizontes nach Osten.

Im stratigrafisch hangenden Abschnitt der Schichtfolge treten allodapische Kalke auf, die mit Typen innerhalb des ladinischen Grafensteig Kalkes verglichen werden können. Die Korngröße und Häufigkeit der karbonatubiditischen Einschaltungen scheint entlang der Südflanke der Aflenzer

Bürgeralm von Osten nach Westen bis in den Bereich des Eisentales und des Ilgner Alpl zuzunehmen. Besonders schöne Aufschlüsse in diesem Teil der Schichtfolge befinden sich am Ende der Forststraße die vom Gsenk über den Achnerriegel Richtung Eisental führt und am Nordost streichenden Kamm des Ilgner Alpl. Aufgrund der Zunahme der Korngrößen in den allodapischen Kalken im Sockel der Bürgeralm und am Ilgner Alpl kann das Liefergebiet/der Paläohang, von dem das Material geschüttet wurde, in diesem Bereich vermutet werden.

Am Nordwesthang des Ilgner Alpl tritt der beschriebene Bankkalk in vollständig dolomitisierter Form als an der Basis grau-rosa sonst hellgrau gefärbter, zuckerkörniger Dolomit großflächig zwischen 1.100 m und 1.400 m Seehöhe auf. Eine Probe, die aus dem Buntdolomit an der Forststraße (Kehre bei 1.200 m. ü. A.), die vom Schwarzenbachgraben auf das Ilgner Alpl führt, entnommen wurde, enthielt die Conodonten *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE, *Neogondolella cornuta* BUDUROV & STEFANOV, *Paragondolella excelsa* MOSHER und kann daher zeitlich in das obere Anisium (Illyrium) gestellt werden.

Diese Conodontendaten sowie Proben aus dem liegenden, bunt gefärbten Abschnitt des Bankkalkes im Bereich der Fölzschlucht (*Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE & *Paragondolella inclinata* KOVACS) und dem hangenden allodapischen Kalk nördlich des Ilgner Alpl (*Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE) erlauben vorerst eine stratigrafische Einstufung der Serie in das obere Anisium (Illyrium) – Grenzbereich zum Ladinium? bis in das untere Karnium (Julium).

Am Ilgner Alpl geht sowohl der aberrant entwickelte Reiflinger Kalk als auch vermutlich der -Dolomit lateral in einen hellgrauen, mittelbankigen Gerüstbildner führenden Schuttkalk über. Dieser ist südlich des Luckertstein Sattels aufgeschlossen und stellt in Bindeglied zum Wettersteinkalk in Riff- u. Vorriff-Fazies dar.

Im Hangenden des hellgrauen allodapischen Bankkalkes tritt im gesamten Sockelbereich der Bürgeralpe und auch am Ilgner Alpl ein geringmächtiger, gelblich-ocker anwitternder dunkelgraubrauner bis schwarzer Bankkalk auf. Dieser ist im Gipfelbereich des Ilgner Alpl besonders gut aufgeschlossen und als variabel von zehn bis 20 Zentimeter gebankter, stark bioturbierter, zahlreiche feine Echinodermen Bruchstücke und gelbliche bis rote, mergelige Zwischenlagen enthaltender Bankkalk ausgebildet. Seine Mächtigkeit kann an dieser Stelle mit ca. zehn Meter abgeschätzt werden. Darüber folgt der schwarze Schieferthon der Halobien-schichten die die Schichtfolge am Ilgner Alpl abschließen.

Ein weiteres, mächtigeres Vorkommen des beschriebenen dunkelgrauen bis schwarzen Bankkalkes befindet sich im Hangenden des allodapischen (Grafensteig) Kalkes im Eisental im Liegenden schlecht aufgeschlossener Halobien-schiefer.

Unmittelbar östlich des Eisentales nimmt die Mächtigkeit der Schichtfolge rapide ab. Der schwarze Bankkalk ist dann nur mehr lückenhaft als maximal wenige Meter mächtige Lage am Top der Reifling-Formation und im Liegenden der Halobien-schiefer nachweisbar. Der Grenzbereich zu den hangenden Halobien-schiefern ist in mehreren Profilen – so auch an der neuen Straße auf die Bürgeralm – deutlich sichtbar tektonisch überprägt.

Vermutlich handelt es sich hier um einen bedeutenden Abscherhorizont, der erst östlich des Arbeitsgebietes im Bereich Ranboden (1.272 m. ü. A.), von der Rücküberschie-

bung der oberkarnisch-norischen Karbonatplatte über die liegenden karnischen Halobien-schiefer und Karbonatzüge gekappt wird.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2011 über geologische Revisionsbegehungen auf Blatt 103 Kindberg

AXEL NOWOTNY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Revisionsbegehungen des Jahres 2011 auf Blatt ÖK 103 Kindberg betrafen den Bereich zwischen dem Mürztal im Süden und dem Troiseckkristallin im Norden.

Das Liegende junger Ablagerungen im Mürztal sind Neogene Wechsellagerungen von rötlich bis bräunlichen Feinkies bis Schlufflagen. Innerhalb dieser Abfolge finden sich inkohlte Lignitstücke in fein gebänderten Feinsand-Schlufflagen. Das Einfallen dieses Schichtpaketes ist mit 30° nach N. Diese neogenen Vorkommen sind bereits auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag (CORNELIUS, Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag, 1936) beschrieben und finden sich durchwegs am Südrand des Mürztales. Die Verkippung der Schichten und die größere Ausdehnung von Vorkommen in gegen S gerichteten Taleinschnitten, könnte ein Hinweis für eine Überschiebung dieser Neogenvorkommen sein.

Im Mürztal sind drei Terrassenniveaus erkennbar. Die tiefste besteht hauptsächlich aus rezenten Kies- und Sandvorkommen der Mürz und wird zum Teil noch wirtschaftlich genutzt. Die nächste Terrasse liegt etwa 10–20 m höher und besteht aus grauem fest gelagertem Grob- Feinkies. Teilweise finden sich auch gut gerundete Steine innerhalb dieser Abfolge. Darüber folgt eine Lehmkappe welche im hangenden Anteil rostbraun und aus Sand und Schluff besteht, gegen das Liegende Grobsandlagen zeigt. Die höchste Terrassenstufe zeigt einen nur gering ausgebildeten Kieskörper und dafür eine mächtig ausgebildete Lehmbedeckung, hauptsächlich von abgeschwemmtem Rotlehm aus dem südlich gelegenen Hinterland. Diese lehmigen Ablagerungen wurden in der bereits aufgelassenen Ziegelei von Mitterdorf genutzt.

Der Nordbereich des Mürztales zeigt keine ausgeprägten Terrassen. Lediglich der Karner Kogel nördlich von Krieglach zeigt eine mächtige Folge junger Ablagerungen, welche von CORNELIUS (Geol. Spezialkarte Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag, 1936), NIEVOLL (Geol. Karte Troiseckkristallin, unveröff., Geol. B.-A., 1985) und MAGIERA (Geol. Karte Tertiär- und Quartärsed. Mürztal, unveröff., Geol. B.-A., 1994) in das Neogen gestellt wurde.

Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung aus Fein- und Grobkonglomerat, teilweise auch brekziös, innerhalb einer kalksandigen Matrix. Auf Grund der horizontalen Lagerungsverhältnisse und der Ausbildung erscheint die zeitliche Einordnung nicht zwingend. Möglicherweise handelt es sich um Quartäre Ablagerungen.

Gegen N ist der Grobgnéis-Komplex mächtig ausgebildet. Innerhalb des Komplexes finden sich Einschaltungen von Rittiser Quarzit, welcher vor allem im Hangenden mächtig ausgebildet ist, auch geringmächtig ausgebildete Horizonte von Schieferen, die sowohl als Hüllschiefer, aber auch als feldspatfreie, phyllonitisierte Lagen innerhalb des Grobgnaises gedeutet werden könnten. Das generelle Einfallen des Grobgnaises ist 15° bis 30° nach N bis NE. Der Bereich wird durch mächtige Störungszonen mit konjugierten Störungen, teils mit ausgebildeten Harnischflächen, welche steil SW und NE verlaufen, zerlegt. Die junge Überlagerung ist gering und besteht hauptsächlich aus mächtigem Verwitterungsgrus des Grobgnaises, welcher wirtschaftlich für den Wegebau genutzt wird. Im Hangenden des Grobgnaises folgen Phyllite bzw. Phyllonite, die im frischen Zustand meist grünlich, sonst rostbraun verwittern. Auf Grund ihrer flach nach N einfallenden Lagerung, welche ident zur Lagerung des Grobgnaises ist, können diese als Hüllschiefer gedeutet werden. Nördlich der Phyllitzone, welche vom E im Bereich des Feistritzbaches durchgehend bis in den W im Bereich des Stollingerbaches beobachtet werden kann, folgen mesozoische Sedimente. Die mesozoischen Sedimente umfassen Dolomite und hellen, teilweise gebänderten Kalken bzw. Kalkmarmoren, die zumeist stark tektonisiert sind. Diese Gesteine wurden in den zitierten Karten größtenteils als Rauhwachen zusammengefasst. Das Einfallen beträgt 40° bis 70° nach N. Einzelne Karbonatvorkommen scheinen als Schollen innerhalb des Phyllonitbereiches aufzutreten. Das Auftreten dieser Schollen lässt die Möglichkeit offen, dass es sich bei einem Teil der Phyllonite auch um prograde Phyllite handelt, welche zur Basis der permomesozoischen Gesteine des Semmering gehören. Nördlich dieser Zone folgt das Troiseckkristallin. Es handelt sich um Paragneise bis Glimmerschiefer mit S-parallel eingeschalteten Aplit- und Amphibolitlagen. Das Schichteinfallen beträgt 30° bis 60° nach N. Im Gegensatz zum Bereich des Grobgnaises ist im Gebiet des Troiseckkristallins häufig eine mächtige Rotlehmüberlagerung zu beobachten.

Bericht 2011 über geologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 114 Holzgau

KATRIN BÜSEL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das im Sommer 2011 kartierte Gebiet umfasst die nördliche Talflanke des Lechtales zwischen den Orten Holzgau/Oberwinkel im Südwesten und Elbigenalp im Osten. Im Norden erstreckten sich die Aufnahmen von der Jöchlspitze (2.226 m) über das obere Modertal und das Bernhardseck (1.812 m) bis zur Gibler Alpe (1.209 m).

Aufgrund der Dominanz von kalkig-mergelig-tonigen Obertrias-, Jura- und Kreide-Gesteinen ist das Gelände bis in die Gipfelregionen mit dichter Vegetation bewachsen und durch vorwiegend rundliche Landschaftsformen geprägt. Darin tief eingeschnitten sind der an der Ostseite der Jöchlspitze entspringende Modertalbach, der zwischen Lachenkopf (1.903 m) und Grünberg in einer tiefen Klamm nach Süden durchbricht, als auch der Stienebach, der vom Bernhardseck nach Osten und damit schräg zum Hang nach Untergiblen entwässert. Weiters fällt die große E-W-Talung von Benglerwald-Seesumpf-Klapf im unteren Hangbereich auf, die lithologisch-strukturelle Ursachen (Kössen-Formation, Faltenbau) hat.

Stratigrafie

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit bildet die felsige und schrofige Lechtal-Flanke zwischen Schönau und Obergiblen. Er liegt hier als Teil des in der Schichtfolge reduzierten, überkippten SE-Schenkels der Holzgau-Lermoos-Synklinale in inverser Lagerung vor. Im Bereich Benglerwald ist er großflächig aufgeschlossen; bei Obergiblen zieht der Hauptdolomit in Form eines schmalen Streifens am Hangfuß entlang und keilt östlich der Ortschaft aus. Der Hauptdolomit ist lithologisch unterschiedlich ausgebildet: Entlang dem Fahrweg von Schönau zur Bergstation der Jöchlspitzbahn (z.B. auf 1.120 m) ist er von einem dichten Störungsbündel durchzogen, sodass keine Bankung mehr zu erkennen ist. Im Anschlag zeigt sich hier ein Kataklasit. Nördlich von Stockach erkennt man wiederum eine gute Bankung in variabler Mächtigkeit. An der Lechbrücke westlich von Stockach und am Fahrweg zur Jöchlspitze-Bergstation auf 1.420 m stehen dunkelgraue bis schwarze, dm-mächtige bis massig ausgebildete Bänke vom Typ Seefelder Schichten an. Entlang des genannten Fahrweges wechsellagern diese mit schwarzen Tonschiefern.

Orografisch links des Modertalbachs, auf einer Höhe von 1.240 m, ist der Hauptdolomit dickbankig und dolomikritisch ausgebildet, wobei einzelne Schichtfugen mit grünen Tonen ausgekleidet sind. Auch hier sind cm-mächtige, im Anschlag dunkelgraue, feinkristalline Bänke mit bituminösem Geruch, ähnlich den Seefelder Schichten eingeschaltet.

Plattenkalk

Die im Anschlag dunkelgrauen bis schwarzen Kalke und Dolomite stehen auf der Verflachung über dem Bengler

Wald (laut ÖK 114; auf der AV-Karte als Holzgauer Wald bezeichnet) an und bilden den Rahmen der Geländemulde nördlich von Kraichen beim Gasthaus Benglerwald und Seesumpf. Nördlich vom Gasthaus Klapf stehen kataklastisch zerbrochene Dolomite in Wechsellagerung mit Kalkbänken an. Auf einer Höhe von ca. 1.280 m auf dem Steig vom Gasthaus Klapf nach „Am Hof“ sind 15–25 cm mächtige, weißlich und gelblich anwitternde, von Stromatolithen durchzogene und teilweise Fossilien führende Bänke aufgeschlossen. Einige Bänke zeigen deutliche Bioturbations Spuren, die sich in Form von knolliger Bankung und mit gelbem Mergel verfüllten Wühlgängen zeigen. Auch entlang der Liftrasse der Jöchlspitzbahn bis rund 1.580 m Höhe und am Fahrweg zur Bergstation dieser Bahn zwischen 1.320 und 1.580 m Höhe ist diese lithologische Ausbildung anzutreffen. Die Kalkbänke wittern in der Regel hellgrau bis blaugrau an.

Kössen-Formation

Die Kössen-Formation ist entlang dem unteren Abschnitt des Modertalbachs bis auf eine Höhe von rund 1.200 m sowie westlich und östlich davon in der Senke beim Gasthaus Benglerwald und im Seesumpf aufgeschlossen. Letztlich ist die hohe mechanische Inkompetenz der Kössener Schichten für die Entstehung des Höhentales von Benglerwald/Seesumpf verantwortlich. Des Weiteren ist die Kössen-Formation als Streifen zwischen 1.500 und 1.600 m auf der Südseite der Jöchlspitze aufgeschlossen. Hierbei handelt es sich um steilstehende, mehrere Meter mächtige, schwarze Mergel mit einzelnen dünnen Kalkbänken, die aufgrund ihrer Wasser stauenden Wirkung zum Austritt mehrerer Quellen und zu Vernäszungszonen führen. Die aufgrund der Kalk-Mergel-Wechsellagerung differentielle Verwitterung führte zur Bildung von kleinen Senken und Rücken. Entlang dem Modertalbach findet sich eine Wechsellagerung aus schwarzen Mergeln und überwiegend gelblich anwitternden, im Anschlag dunkelgrauen bis schwarzen Kalken mit Feinschillagen. Es treten auch 10er Meter mächtige Abfolgen aus cm-dm-mächtigen Kalken mit welliger bis fast ebener Bankung auf, bei denen Mergellagen sehr geringmächtig oder gar nicht ausgebildet sind. Auf der Liftrasse der Jöchlspitzbahn auf einer Höhe von 1.575 m ist der invers gelagerte Übergang vom Plattenkalk in die Kössen-Formation gut aufgeschlossen.

Allgäu-Formation

Aufschlüsse aus Allgäu-Formation ziehen sich von der Südseite der Jöchlspitze über den Modertalbach und den Grünberg bis an die Westseite des Stienebaches hin. Am Grünberg lässt sich eine Abfolge aus mergeligen und bräunlichen Kalken mit z.T. deutlich schwarzen Flecken (oberhalb „Am Hof“) beobachten; vermutlich liegen hier Untere Allgäu-Schichten vor. Die Bankungsflächen sind eben bis wellig. Mittlere Allgäu-Schichten sind nicht aufgeschlossen; ab einer Höhe von rund 1.600 m sind hellgraue Mudstones mit schwarzen Flecken und einer Mächtigkeit von 10er Metern ausgebildet, die der Ammergau-Formation zum Verwechseln ähnlich sehen. Hier treten Mergellagen stark zurück, dafür sind bis 1 cm mächtige Tonlagen zwischen den Kalkbänken eingeschaltet.

Ruhpolding-Formation

Die roten, grünen und schwarzen Radiolarite der Ruhpolding-Formation sind im Arbeitsgebiet – vermutlich aus tektonischen Gründen – geringmächtig ausgebildet. Im Gelände findet man meist nur kleine Aufschlüsse oder Lestesteine davon. Westlich vom Stienebach wurden cm-, selten mächtigere, intensiv rot und dunkelgrün gefärbte Kieselgesteine aufgenommen. In der Südwestflanke der Jöchlspitze tritt der Radiolarit aufgrund des Geländeverchnitts breitflächiger auf; entlang des Wanderweges zum Gipfel stehen dünnbankige und im Meter-Bereich verfaltete, rote Radiolarite an (siehe auch A. GRUBER, dieser Band).

Ammergau-Formation

Die Ammergau-Formation stellt eine Folge von hellgrau und blaugrau anwitternden, oft wellig oder knollig gebankten Radiolarienmikriten dar, die teilweise gelbe Hornsteine führen.

Östlich der Bergstation der Jöchlspitzbahn, unterhalb des Lachenkopfs, sind rote und bläuliche Gesteinsvarietäten ausgebildet, die weiters brekziiert sind.

Der Übergangsbereich zwischen der Ammergau-Formation und der überlagernden Lech-Formation ist im Nord- und im Südschenkel der Holzgau-Lermoos-Synklinale (siehe unten) unterschiedlich ausgebildet: Im Nordschenkel kommt es zu einer Wechsellagerung aus eben gebankten, mikritischen Kalken mit grüngrauen Tonsteinen der Lech-Formation und einzelnen darin eingeschalteten, braunen, mit rauer Oberfläche anwitternden, arenitischen Lagen. Oft weisen die Kalke deutliche Bioturbationsspuren in Form scharf abgegrenzter schwarzer Flecken und „verwischter“ Grautöne auf. Die Bankungsdicke schwankt zwischen 5 und 40 cm, die Bankungsflächen sind deutlich knollig ausgebildet.

Im Südschenkel ist die Ammergau-Formation im Übergangsbereich dünnbankig und abschnittsweise weinrot gefärbt. Auch verkieselte Lagen treten hier auf. Auch hier kommt es zu einer Wechsellagerung aus mikritischen grauen Kalken sowie weinrot gefärbten Mergeln und verkieselten Bänken der Ammergau-Formation mit grün-grau gefärbten Tonsteinen der Lech-Formation. Diese Wechsellagerung ist an der Bundesstrasse westlich von Untergiblen/Elbigenalp bestens aufgeschlossen.

Lech-Formation

Meist handelt es sich um grün-graue Tonsteine und Mergel, aber auch um Silt- und Sandsteine, die unterschiedlich stark von schwarzen Bioturbationsspuren durchzogen sind. Östlich der Bergstation der Jöchlspitzbahn sind Spitzfalten aus fein geschichteten Sand- und Siltsteinen aufgeschlossen.

Im Gebiet „Am Balster“ liegen graue, grünliche oder rot gefärbte Lithologien vor. Der Übergang von der Ammergau-Formation erfolgt im Nordschenkel der Holzgau-Lermoos-Synklinale allmählich und über mehrere 10er Meter. Der Übergang im Südschenkel erfolgt ebenfalls in Form einer Wechsellagerung, wobei sowohl die Ammergau-Formation als auch die Lech-Formation weinrot gefärbt sein können.

Tektonik

Das gesamte Gebiet ist Teil der E–W-streichenden Holzgau-Lermoos-Synklinale, der Großfaltenstruktur in der Lechtal-Decke im mittleren Lechtal schlechthin. Im Arbeitsgebiet ist sowohl der aufrechte NW- als auch der

überkippte SE-Schenkel der Synklinale vorhanden. Der aufrechte Nordschenkel ist im Abschnitt Jöchlspitze – Elbigenalp nochmals großräumig sekundär verfault. Dadurch folgt im Nord-Süd-Profil auf eine Synklinale mit inversem Südschenkel im oberen Modertal eine enge N-vergente Antiklinale im Bereich Jöchlspitze – Lachenkopf und unmittelbar südlich folgt der Kern aus Lech-Formation einer weiteren Synklinale mit inversem und zerscherter Südschenkel. Sekundäre Verfaltungen in den Schenkeln selbst (z.B. im Gebiet Benglerwald/Seesumpf und des mittleren Modertalbaches) und nach Norden durchreichende Störungen (Überschiebungen) haben zu einer starken Verkürzung und zu Schichtreduzierungen/Schichtausfällen geführt. Die Synklinalkerne aus Lech-Formation sind dadurch stark zerschert. Diese Strukturen sind insbesondere an den Abhängen gegen Holzgau/Oberwinkel und Schönau gut auskartierbar.

Gebiet östlich und südlich der Jöchlspitze

Anhand der Verbreitung der Lech-Formation im oberen Modertal, die dort den Kern der Synklinale bildet, ist östlich von Rothornjoch und Jöchlspitze ein abruptes Umbiegen des Streichens der Synklinale nach Südsüdwest zu erkennen.

Der Ostgrat der Jöchlspitze ist in tieferen Bereichen aus Lech-Formation aufgebaut, jedoch wird diese entlang dem Grat durchwegs, wenn zum Teil auch nur geringmächtig, von Ammergau-Formation überlagert bzw. überschoben. Zwischen Jöchlspitze und Lachenkopf fehlen Aufschlüsse aus Lech-Formation, an der Südseite der Jöchlspitze sind auf Höhe der Bergstation der Jöchlspitzbahn nur kleine Aufschlüsse vorhanden, nach Südwesten in Richtung Oberwinkel wird das Ausbeißen zunehmend breiter. So entsteht der Eindruck, dass die Synklinale genau im Scharnierbereich durchgeschert ist und der Kern von der Ammergau- und Allgäu-Formation des inversen Südschenkels der Synklinale überschoben wurde. Demnach sind die Aufschlüsse aus stark zerscherter Allgäu- und Ammergau-Formation im Gebiet von Lachen und nördlich von Oberwinkel als Reste des Südschenkels zu sehen, der infolge durchreichender Überschiebungen den Kern der Synklinale fast vollständig zuschiebt.

Stienebach und Modertal

Sowohl der Oberlauf des Modertales als auch der Stienebach verlaufen entlang des Kerns der Holzgau-Lermoos-Synklinale. Die nach Süd und Südwest einfallende Lech-Formation reicht beim Bernhardseck je nach Geländeverschnitt unterschiedlich weit bis auf den Grat hinauf. Zahlreiche Vernässungszonen und Quellaustritte markieren das Ausbeißen im Gelände. Aufgrund ihres mechanisch inkompetenten Verhaltens wittert diese Formation stark zurück. Die Nordvergenz der Großfaltenstruktur bewirkt eine Überlagerung der Lech-Formation durch die invers gelagerte Ammergau-Formation des Südschenkels. Reste dieses inversen Schenkels bilden auch den Berg Rücken zwischen Bernhardseck und Stienebach.

Im Bereich von „Am Balster“ ist ein kleiner Berg Rücken der Talflanke vorgelagert. Seine Entstehung ist durch eine sekundäre, E–W-streichende Faltenstruktur im Südschenkel zu erklären, welche zu einer großflächigeren Überlagerung der Lech-Formation durch die Ammergau-Formation führt. Daher ist in tiefer eingeschnittenen Gräben die liegende Lech-Formation aufgeschlossen, ein Großteil des Rückens wird hingegen von der Ammergau-Formation aufgebaut.

Gebiet nördlich von Stockach und Kraichen

Im Südschenkel der Holzgau-Lermoos-Synklinale erkennt man nördlich von Schönau anhand von schräg zugeschnittenem Plattenkalk und Kössen-Formation eine größere Aufschiebung. Als Abscherungshorizont dienen die mergelreichen Kössener Schichten. Der Schichtausfall infolge dieser Aufschiebung ist nicht groß, da Kössen-Formation auf Allgäu-Formation liegt.

Diese hangende Einheit im Südschenkel der Holzgau-Lermoos-Synklinale weist intern weitere Deformationsstrukturen auf. Nördlich von Kraichen, im Gebiet von Seesumpf und der Talstation der Jöchlsplitzbahn ist im inversen Südschenkel eine SW-NE-streichende Synklijalstruktur mit der Kössen-Formation im Kern ausgebildet, welche allseits von Plattenkalk umrahmt ist. Im Norden schließt sich eine Antiklinale mit Hauptdolomit im Kern an. In der Schlucht des Modertalbachs auf einer Höhe von 1.260 m ist saiger stehender Hauptdolomit zu sehen, der von nach Südost einfallenden Schichten aus Plattenkalk tektonisch überlagert wird.

Diese Synklinale wird im Westen entlang einer nach Süd und Südwest einfallenden Störung zugeschoben. Gut aufgeschlossen ist die Störung an der Straße zur Jöchlsplitzbahn westlich der Brücke über den Modertalbach. Plattenkalk ist auf die Kössen-Formation aufgeschoben, wodurch es zu nordvergenger Faltenbildung in den Mergeln der Kössener Schichten gekommen ist.

Quartär und Massenbewegungen

Terrassen bei Seesumpf und Gasthaus Benglerwald

Die strukturgeologisch vorgegebene Längstalung nördlich von Kraichen im Bereich von Seesumpf und Gasthaus Benglerwald mit den im Kern aufgeschlossenen weichen Kössener Schichten wurde erosiv (v.a. auch glazial) stark ausgeräumt. Die zum Lechtal vorgelagerten Rücken sind vom Eis rund geschliffen (Rundhöcker). Nördlich der Lechbrücke bei Bach finden sich Reste einer verfestigten, mergel- und tonreichen Grundmoräne.

In der genannten Längstalung selbst sind in mehreren Aufschlüssen unverfestigte, teilweise gut gerundete und gekritzte Block- und Kieskomponenten bis auf Höhe der zum Lechtal vorgelagerten Rücken anzutreffen. Orografisch links des Modertalbachs auf einer Höhe von 1.300 m ist eine steil ins Lechtal geneigte Terrasse aus geschichteten Sandlagen mit deutlich gekritzten Blöcken erhalten. Sie befindet sich rund 100 m über dem tiefsten Punkt der Längstalung. Insofern ist anzunehmen, dass diese Talung einstmals völlig mit glazialen und fluvioglazialen Sediment aufgefüllt war. Wie die Erosionskanten der Terrassen zeigen, erfolgte ihre Ausräumung von drei Seiten bzw. durch drei Gerinne. Orografisch rechts des Modertalbachs grub sich ein Gerinne aus dem Westen in Richtung Osten ein, welches beim Gasthaus Benglerwald und nördlich der Talstation der Jöchlsplitzbahn nach Nordost bzw. Süd geneigte Terrassen mit steilen Böschungen stehen ließ. Weitere Terrassen sind orografisch links nördlich von Seesumpf erhalten. Diese wurden an der Westseite vom Modertalbach erodiert. Für deren südseitige Erosionsböschung kommt der Bach in Frage, welcher von „Am Hof“ über Seesumpf in den Modertalbach entwässert. Möglich ist auch, dass der Modertalbach (kurzfristig, z.B. als im Lechtal noch Topteis lag) über Seesumpf und die Schwelle beim Gasthof Klaf geflossen ist.

Oberlauf des Modertalbaches östlich der Jöchlsplitz

Reste einer quartären Eisrandterrasse befinden sich auf der Südseite des Bergrückens zwischen Rothornjoch und Bernhardseck (unterhalb von Mutte). Die schmale Terrasse ist im westlichen Teil mit einem flach nach Südost geneigten Schwemmfächer bedeckt, der offensichtlich aus Richtung des Bernhardstals geschüttet wurde. Das Sediment, welches die Terrasse aufbaut, besteht aus grobem Schotter, Kies und Blöcken in einer grobsandigen bis tonigen, gelblichen Matrix. Eindrucksvoll ziehen sich die muschel- und keilförmigen Anrisse im Lockermaterial von der Terrassenkante auf etwa 1.900 m bis zum Modertalbach hinab.

Im Kessel zwischen Jöchlsplitz und Rothornjoch befinden sich zwischen 1.820 m und 1.860 m Höhe die seitlichen Endmoränenwälle eines kleinen spätglazialen Gletscherstandes. Der nördliche, markant ausgebildete Wall wird zusehends von einem Murschutfächer überdeckt. Am Hang über dem nördlichen, markanten Wall auf 1.860 m ist eine zum Modertalbach hin einfallende Lage aus versinterter Schutt aufgeschlossen. Da heute an dieser Stelle kein Wasser vorzufinden ist, kann sich der Sinter nur während anderer Abflussverhältnisse gebildet haben, wie sie vielleicht während eines spätglazialen Gletscherstandes bestanden.

Auch die Nordflanke des Kessels ist mit Moränenstreu und Resten von toniger Grundmoräne ausgekleidet.

Rutschungen am Südhang von Jöchlsplitz und Lachenkopf

Am Ostgrat der Jöchlsplitz ist eine größere Rotationsrutschung in der Ammergau-Formation ausgebildet. Die verkippte Rutschscholle bildet eine mit kleinen Seen überzogene Verebnung. Nach Osten geht die Ausbruchsnische in eine tiefgreifende, SE-NW-streichende Doppelgratbildung über, die mit weiteren Zerrgräben den Ostgrat der Jöchlsplitz zerschneidet. Durch die geringmächtige Überlagerung von „weicher“ Lech-Formation durch „harte“ Ammergau-Formation ist der gesamte Gratbereich instabil. Südlich vom Lachenkopf befindet sich eine lang gezogene Verebnung, die durch das Absacken/Abgleiten einer Felscholle am Übergang von der Allgäu-Formation in die Ruhpolding-Formation entstanden ist.

Massenbewegung Benglerwald

Eine Massenbewegung größeren Ausmaßes ist am Südosthang des Lachenkopfs entwickelt: In dem durchschnittlich ausgeglichenen Hangprofil mit vertikal bis steil SE-fallenden Allgäu-Schichten und invers auflagernden Kössener Schichten (siehe Abschnitt Tektonik in diesem Kartierungsbericht) erkennt man zwischen ca. 1.400 und 1.600 m Höhe eine auffallende Ausbauchung mit einigen markanten Zerrgräben. Etwas höher am Hang ist in einem primär konvexen Bereich in den Allgäu-Schichten ein ebenso markanter Abriss ersichtlich. Die gesamte Massenbewegungsstruktur erstreckt sich über 200 Höhenmeter, wobei die Akkumulationszone in Relation zur Abtragungszone ca. die 3-fache Fläche umfasst. Der vertikale Massenversatz beträgt maximal 70 m, zu beiden Seiten hin nimmt er kontinuierlich bis zum normalen Schichtverlauf ab. Die Massenbewegung erscheint daher lateral nicht entkoppelt. Die Zerrgräben verlaufen durchgehend z.T. über die gesamte Struktur. Besonders deutlich sind diese auf einer Höhe von etwa 1.540 m ausgebildet. Am Fuß der Akkumulationsmasse stehen an einem Forstweg steil

in den Hang einfallende Kalke der Kössener Schichten an, die durch Kippprozesse herausgeklappt sind: Sie bilden in etwa den „gestauchten Hangfuß“. Im Westen ist der Böschungsfuß sehr steil vorgewölbt ausgebildet, im Osten hingegen flacher.

Interpretation: Die weicheren Kössener Schichten im Unterhang und die kompetenteren Allgäu-Schichten im Oberhang führten vermutlich zu einem initialen Kriechprozess mit plastischer Deformation in den Kössener Schichten und einer sukzessiven Steilstellung bis Überkipfung beider Formationen (Toppling mit antithetischen Zerrgräben). Es entwickelte sich folglich zwar ein deutlicher Abriss mit Massendefizit im Oberhang, infolge der fehlenden lateralen Entkoppelung ist die Massenbewegung jedoch in einem initialen Zerreißungs- und Topplingprozess verblieben. Daher ist die Akkumulationszone als zwar deformierte, aber im Wesentlichen im Verband verbliebene, zusammenhängende Gesteinsmasse zu betrachten.

Rotationsrutschung im obersten Modertal

Der Kessel zwischen der Jöchelspitze und der Rothornspitze ist durch eine Felsstufe in einen höher und einen tiefer gelegenen Bereich unterteilt. In diese Felsstufe hat sich der Modertalbach aus dem höher gelegenen Teil in Form einer kleinen Klamm eingegraben. Das tiefer gelegene Gebiet ist mit einem Murschuttfächer bedeckt. An der Felsstufe im Zwickel von Bach und Murschuttfächer hat sich eine große Rotationsrutschung aus der Lech-Formation gebildet, wobei auch das vorgelagerte Murschuttmaterial mitbewegt wurde. Die stauende Wirkung der Ammergau-Formation im Untergrund und der zeitweise hohe Wassereintrag von zwei Seiten führten in den Tonsteinen der Lech-Formation zu erhöhtem Porenwasserdruck, welcher die Rutschung auslöste.

Bericht 2010–2011 über die Aufnahme ausgewählter gravitativer Massenbewegungen und deren geologischen Rahmen auf Blatt 114 Holzgau

ALFRED GRUBER & MICHAEL LOTTER

Nach ersten Überblicksbegehungen im Herbst 2009 wurde in den Jahren 2010 und 2011 eine systematische Aufnahme (Prozessanalyse und Kartierung) signifikanter, landschaftsprägender gravitativer Massenbewegungen, verteilt über das gesamte Kartenblatt ÖK 114 Holzgau, durchgeführt. Die Arbeiten werden im Jahr 2012 fortgesetzt.

Nur in den wenigsten Fällen sind die betreffenden Massenbewegungen als solche bekannt oder bereits beschrieben worden. Es handelt sich also überwiegend um Neu- bzw. Erstaufnahmen.

Massenbewegung Brünstwald/Bernhardstal (Elbigenalp)

Im äußeren Bernhardstal ist am SE-Hang zwischen Balschtebach im Osten, Bernhardsbach im Süden und Wolfebnerbach im Westen eine großflächige Massenbewegung (ca. 0,5 km²) entwickelt, die durch den erosiven Einschnitt an der Front (Bernhardsbach) wie auch im seitlichen Profil (Balschtebach) einen außergewöhnlich guten Einblick in den Bewegungsmechanismus ermöglicht. Dabei erschließt sich ein exemplarisches Beispiel einer durch die lithofaziellen, strukturellen und morphologischen Ver-

hältnisse induzierten Bergzerreißung mit anschließender „sackend-kippender“ Kriechmasse, die durch einen markanten, bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen Hakenwurf („flexural toppling“) und sekundäre Steinschlag- und Felssturzerscheinungen charakterisiert ist.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Die Massenbewegung Brünstwald/Bernhardstal liegt in der Lechtal-Decke, im NNW-Flügel der WSW-ENE streichenden Holzgau-Lermoos-Synklinale. Der NNW-Flügel der Synklinale besteht aus aufrechten, fast durchgehend steil SSE fallenden bis vertikal stehenden Schichtfolgen. Der SSE-Schenkel ist überwiegend überkippt. Den Kern der Synklinale bilden als jüngstes Schichtglied zwischen Holzgau und Elbigenalp die Lechtaler Kreideschiefer (Lech-Formation). Weiter nach ENE besteht der Kern zumeist aus Ammergau-Formation (z.B. Pfeilspitze). Zwischen Holzgau und Elbigenalp ist der Kern der Synklinale infolge von Überschiebungen von Teilen des Südflügels über weite Strecken verkürzt und durchreibend nach N bis NW überschoben.

Bei Elbigenalp wird die Nordflanke des Lechtales ausschließlich vom NNW-Flügel der Synklinale aufgebaut. Durch das nach Osten spitzwinkelig zum Lechtal zulauende Schichtstreichen und durch zahlreiche NW-SE streichende dextrale Blattverschiebungen rücken Tal-auswärts immer ältere Schichtglieder des NNW-Flügels der Synklinale ins Lechtal vor.

Im Norden baut eine sehr mächtige, gleichförmige Hauptdolomit-Plattenkalk-Schichtfolge den Großteil der Hornbachkette auf. Erste Mergel-Tonstein-Einschaltungen zum Lechtal hin zeugen vom Übergang zur Kössen-Formation. Diese besteht aus einem Wechsel von mächtigen Mergeln und Tonsteinen und sehr fossilreichen, cm- bis dm-dicken Kalken, die im oberen Abschnitt ein An- und Abschwellen und damit eine laterale Verzahnung mit dem dickbankigen bis massigen Oberrhätalk zeigen. Morphologisch äußert sich dieser fazielle Wechsel durch eine selektive Verwitterungscharakteristik mit (sub-)parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Tälchen und Einschaltungen in der Kössen-Formation und scharf herausstehenden Felskämmen und -rücken im Oberrhätalk. Das Haglertal, der Luxnacher Sattel (2.093 m), der Balschtesattel und die südlich anschließenden Gipfel des Pfeiler (2.206 m) und der Rotwand (2.262 m) sind daraus resultierende morphologische Elemente. Dem Oberrhätalk lagern wenige Meter mächtige rote Unterjura-Kalke vom Typ Adneter Kalke und schließlich die möglicherweise über 1.000 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselfolge der Allgäu-Formation auf. Die Allgäu-Formation zeigt aufgrund der vorherrschenden, dm-dicken, vielfach verkieselten Kalke in Verbindung mit der Steilstellung der Schichten relativ schroffe Landschaftsformen. Die Mittleren Allgäu-Schichten sind v.a. durch Mergel und lokal schiefrige Mn-führende Mergel (Manganschiefer) repräsentiert. Der Bernhardsbach hat sich teilweise in diese eingegraben, sie stehen aber auch am Eingang des Bernhardstales am Südhang gegenüber der Einmündung des Balschtebaches und am Nordhang westlich der Jausenstation Kasermundl an.

Die glaziale Überprägung ist insbesondere im Querschnitt des mittleren Bernhardstales und in den Hochkaren der Hornbachkette gut dokumentiert. Auf der Nordseite des Bernhardstales reicht die Grundmoränenbedeckung noch bis 200 Höhenmeter über dem Talboden hinauf. Die Sei-

tentäler des Balschte- und Wolfenbaches zeigen v.a. im unteren Bereich trotz der nachfolgenden fluviatilen Eintiefung noch Seiten- und Endmoränenreste.

Strukturelle und morphologische Disposition

Der gesamte WSW–ENE streichende Schichtstapel des NNW-Flügels der Holzgau-Lermoos-Synklinale ist durch ein straffes Bündel von steilen bis vertikalen, NW–SE streichenden dextralen Seitenverschiebungen segmentiert. Diese Störungen mit Versätzen von wenigen Metern bis einigen Dekametern sind besonders eindrucksvoll im Bereich Birgertal/Brunnenkar westlich und am Westgrat der Rotwand östlich der Massenbewegung Brünstwald ausgebildet. Die prägnanten Störungen greifen weit durch und bedeuten für die Entwicklung der Massenbewegung einen hohen Durchtrennungsgrad des Gebirges in Form der lateralen „Entkopplung“ der Schichtfolge in Streichrichtung durch fehlende Materialbrücken. Die tiefen Einschnitte des Balschte- und Wolfenbaches sind die Folge der spät- bis postglazialen fluviatilen Erosion vorzugsweise entlang dieser Störungsrichtungen. Zusammen mit der glazialen Überformung ist damit ein in das Bernhardstal vorspringender, an drei Seiten (Richtung NE, SE und SW) steil abfallender Rücken mit einer Abfolge aus Oberrhätalk plus Rotkalk (wenige Meter mächtig) und Allgäu-Formation heraus präpariert worden. Mit den glazial und erosiv übersteilten Hangflanken stellt dieser das Areal der Massenbewegung dar.

Charakteristik und Prozessanalyse

Der rückwärtige, nördliche Prozessbereich im stratigrafisch Liegenden der Massenbewegung Brünstwald/Bernhardstal wird durch das Auftreten der ersten Mergel und Tonsteine im oberen Plattenkalk unmittelbar am Fußweg zur Hermann-von-Barth-Hütte markiert. Ca. 200 Meter westlich der Querung des Balschtebaches setzen erste Hanginstabilitäten, wie Steinschlag und kleine Felsstürze, ein. Anzeichen für (potenzielle) Ablösebereiche sind das Stauchen (Ausbauchen/„buckling“) und Zerschneiden von Schichtbänken mit mehr oder weniger ausgeprägtem Auswärtkippen und schichtparallelem Abgleiten von steil mit dem Hang fallenden Gesteinsplatten sowie ein aufgelockertes Gesteinsverband mit Herausbrechen von Steinen und Blöcken direkt an markanten Störungsflächen. Der hangend nach SSE anschließende Wechsel von Mergeln/Tonsteinen und Kalken in der Kössen-Formation und die vertikal und lateral relativ kleinräumige Faziesverzahnung mit dem Oberrhätalk (dickbankige bis massige Kalke) ergeben einen engräumigen Wechsel von mechanisch stark unterschiedlich kompetenten Lithologien. Daraus folgt ein selektives, an Zerrgräben und Nackentälchen erinnerndes Relief aus (sub-)parallel zum Streichen verlaufenden Rinnen und Tälchen versus Käme und Rücken, das hier jedoch durch differentielle Verwitterung der Gesteine im Bereich von mehreren Metern und Zehnermetern bedingt ist.

Mit dem Fazieswechsel der „weichen“ Kössen-Formation zum hangenden, spröde-kompetenten Oberrhätalk prägen sich die bereits genannten, NW–SE streichenden dextralen Störungen durch, die in Winkeln von 60°–70° zum Streichen die Schichtung durchschlagen. Die Erweiterung dieser Störungen zu Zerrspalten und Zerrgräben ist ein klarer Indikator initialer Bergzerreißungsprozesse. Die großräumige Aufweitung des Gebirgsverbandes erfolgt hier somit seitlich ca. in Streichrichtung und wird ermöglicht durch das fehlende Widerlager der Einschnitte des Balschte- und

Wolfenbaches. Bergseitig zu den liegenden, duktil-feinklastischen Sedimenten der Kössen-Formation wird die Aufweitung vermutlich über Schicht-parallele Bewegungen kompensiert.

Zum Hangenden ist der Oberrhätalk zunächst durch zwei morphologisch deutlich heraus präparierte, im Schichtstreichen zueinander etwas versetzt verlaufende Höhenrücken charakterisiert. Deren Gebirgsverband ist aufgrund der beschriebenen Zerreißungsprozesse, die hier zunehmend allseitig auch entlang anderer Trennflächen einschließlich der Bankung ausgebildet sind, stark aufgelockert bis hin zu oberflächlichen Blockschuttbildungen.

An der talseitigen Front dieser Oberrhätalk-Rücken hin zum Bernhardstal werden die Felsschrofen vorwiegend aus steil mit dem Hang nach SSE fallenden Schichtbänken aufgebaut. In ihnen ist das obenstehend für die hangenden Partien des Plattenkalks bereits beschriebene gravitative Stauchen mit Ausbauchen, Zerschneiden und Auswärtkippen der Bankung im Fußbereich sowie Nachrutschen der über dem Bruch liegenden Schichtplatten zu beobachten. Ausgehend von dem steilen SSE-Fallen (ca. 70°–80°) ist partiell auch eine sukzessive Senkrechtstellung bis Überkipfung der Bankung hangauswärts erkennbar. An diese Felswände, die noch durch die steil normal stehende Bankung charakterisiert sind, schließt sich im scharfen strukturellen und morphologischen Übergang, praktisch nur über wenige Schichtbänke hinweg, ein durch tiefgreifenden Hakenwurf komplett „umgeklappter“ und flach invers hangeinwärts nach NNW fallender Oberrhätalk an. Dieser durch die gravitative Umlagerung bedingte strukturelle und morphologische Wechsel äußert sich in einer Geländestufe bzw. Hangverebnung, die durch den stark aufgelockerten bis hin zu Blockschutt zerlegten, invers liegenden Oberrhätalk gekennzeichnet ist.

Die Entwicklung des Hakenwurfs in der vorliegenden Dimension dürfte durch ein gravitatives Felskriechen mit sukzessivem Überkippen der ursprünglich steil normal fallenden Schichtbänke im Sinne eines "flexural toppling" begründet sein. Die relativ weniger kompetenten Gesteine der hangenden Allgäu-Formation, die die Hauptmasse des betroffenen Bereiches ausmachen, stellen den eigentlich relevanten lithologischen Faktor der gravitativ induzierten Überkipfung dar.

Seitlich zum Balschtebach wird der Hakenwurf durch eine NW–SE streichende Störung, die auf der Karte unter der Trasse der Materialeilbahn zur Barth-Hütte ca. parallel dazu verläuft, abrupt nach NE begrenzt.

Durch die Eintiefung des Balschtebaches ist es möglich, den Aufbau und Tiefgang der Massenbewegung seitlich einzusehen. Die gesamte, bergseitig sowie im seitlichen Profil unter dem Hakenwurf steil SSE fallende bis senkrecht stehende Abfolge Oberrhätalk, Rotkalk und Allgäu-Formation wird auf halber Hanghöhe durch das Kippscharnier scharf abgeknickt. Dadurch lässt sich ein Tiefgang des Hakenwurfs in der Größenordnung von 30 bis 50 Meter ableiten. Das Scharnier ist völlig gebrochen, jedoch ist maximal nur eine initiale Scherung entlang der flach hangauswärts fallenden Bruchfläche erkennbar. Das Schichtpaket über der Bruchfläche ist als Ganzes soweit hangauswärts/-abwärts gekippt, dass die Schichtung flach invers gegen den Hang einfällt. Der Rotationswinkel beträgt somit ca. 70°–90°. Der Rotkalk-Horizont ist dabei für

die Analyse des Bewegungsmechanismus ein wichtiger, farblich hervortretender Marker: er ist quasi „in situ“ an einer einzigen Bruchfläche mit der entsprechenden Rotationsbewegung „umgeklappt“, ohne dass ein Abscheren der über der Bruchfläche liegenden Partie auch nur um wenige Dezimeter erkennbar wäre.

Möglicherweise erleichtern beziehungsweise ermöglichen die durchschlagenden NW–SE-Störungen a priori erst diesen Bewegungsmechanismus durch "Entkopplung" der Schichtbänke vom seitlichen Widerlager. Zudem segmentieren die Störungen den Kipp-Prozess in unterschiedlich steil invers einfallende bzw. unterschiedlich stark rotierte Anteile quasi in der Art von nebeneinander liegenden Reihen von Dominosteinen. Durch die im wesentlichen reine Kippung sind Rotkalk und Allgäu-Formation zusammenhängend im Schichtverband erhalten, intern aber stark zerlegt. Der hangaufwärts invers aufliegende Oberrhätalk liegt demgegenüber größtenteils nur noch als Schollenmosaik im reliktschen Verband bis hin zu Blockschutt zerlegt vor.

Der Hakenwurf wird durch einen weiteren Bewegungsmechanismus überprägt: Die starke Auflockerung und kleinstückige Zerlegung des Gebirges ermöglicht die Ausbildung von Scherflächen, die mit dem Hang, aber steiler als die Hangneigung zum Bernhardtal hin einfallen. Diese durchschlagen die gesamte Konstellation des Hakenwurfs glatt durch dessen basales Scharnier hindurch und bewirken eine sackungsähnliche Treppung mit kleinen Versatzbeträgen bei anteilig hoher vertikaler Bewegungskomponente der abgesetzten Felsschollen.

An der Front der gekippten Felsmasse zum Bernhardtal kommt die Allgäu-Formation über der Grundmoränenauskleidung des Hanges zum liegen: Moräne taucht unter den flach invers in den Hang einfallenden Schichten ein. Auch dies spricht für einen mehr oder weniger reinen Toppling-Prozess, ohne Erweiterung der Bruchfläche des Scharniers zu einer Gleitfläche.

An den steilen Flanken des Massenbewegungsareals hin zu den beschriebenen Bacheinschnitten haben sich aufgrund der starken Auflockerung des Gebirgsverbandes, wie auch aufgrund der vorliegenden Konstellation Festgestein (Allgäu-Formation, Oberrhätalk) auf Lockergestein (Moräne) sekundäre Anbrüche mit vorgelagerten Sturzmassen ausgebildet. Der große frische Sturzkegel im Brünstwald und die ebenso frischen Blockhalden von Ausbrüchen hin zum Balschbach zeigen die anhaltende Aktivität dieser sekundären Prozesse an. Partiiell bewirkt auch die erosive Ausräumung der Grundmoräne am Hangfuß durch den Bernhardtal ein Unterschneiden und Nachbrechen des umgekippten Allgäu-Schichten-Verbandes. Die hohe Schuttanlieferung aus den Randbereichen der Massenbewegung Brünstwald/Bernhardtal bewirkt ein hohes Geschiebepotenzial für den unteren Bernhardtal.

Massenbewegung Petersbergalpe/Hornbachtal

Diese etwa 0,3 km² große, sowohl hinsichtlich der markanten Ausbruchsnische wie auch des Ablagerungsbereichs klar umgrenzte Massenbewegung, befindet sich im hinteren Hornbachtal. Sie liegt an dessen Südseite zwischen der Einmündung des Salbbaches von NW und des Tränkbaches von S unmittelbar östlich der Petersbergalpe.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Die Massenbewegung Petersbergalpe liegt in der Allgäu-Decke, die im Taleinschnitt des Hornbachtals vorwiegend in dessen unteren Einhängen zutage tritt. Meist wenige hundert Höhenmeter über dem Talboden verläuft die Deckenüberschiebung der aufliegenden Lechtal-Decke. Die Lechtal-Decke baut – mit Ausnahme der Berge am Allgäuer Hauptkamm im Westen zwischen dem Hornbachtal und dem Talschluss – sämtliche höhere Gipfel in der Talumrahmung auf. Der Hangbereich der Massenbewegung wird von einer flach nach S bis SW einfallenden Schichtfolge aus Kössen-Formation, Oberrhätalk, Unterjura-Rotkalk und Allgäu-Formation aufgebaut. Steile N bis NW-gerichtete, der nahen Deckengrenze zuzuordnende Aufschiebungen verdoppeln die Abfolge Kössen-Formation – Oberrhätalk am nordöstlichen Abbruchrand, der in der Karte treffenderweise als „Faule Wand“ bezeichnet wird. Wenige hundert Meter oberhalb der Ausbruchsnische wird die Allgäu-Formation durch den Hauptdolomit der hangenden Lechtal-Decke abgeschnitten.

Strukturelle und morphologische Disposition des Abrissbereichs

Die involvierte Schichtfolge stellt geomechanisch einmal mehr eine typische „Hart-Weich“-Wechselfolge unterschiedlich kompetenter Gesteine dar. Zusammen mit der tektonischen Situation (Nähe Deckengrenze, Schichtverdoppelung, primär-tektonisch bedingte Auflockerung) sowie der glazialen Talformung hat dies zu einer getrepten Hangmorphologie mit steilen Wandstufen und weniger steilen Zwischenbändern geführt.

Die nach NW gerichtete Ausbruchsnische ist schon von weitem als konkav-halbrunde, teils über 200 Meter hohe Felswand in der Allgäu-Formation erkennbar. Unmittelbar unterhalb schließt eine kompakte Ausbruchsmasse an. Die Form und Ausbildung der Ausbruchsnische wird durch verschiedene Störungsflächen und deren Verschneidungslinien, teilweise auch im Verschnitt mit den Schichtflächen bestimmt. Auffällig sind mehrere N–S bis NNW–SSE streichende Störungsflächen, die vertikal stehen bzw. steil W-fallend sind. Sie laufen nach unten teilweise listrisch aus und streichen teils spitzwinkelig in die Wand hinein. Weiters treten NW–SE streichende, vertikale Störungsflächen hervor, deren Verschneidung mit den zuvor genannten Störungen säulenförmige Felskörper bzw. entsprechende Hohlformen ausbildet. Zudem sind die Kalk-Mergel-Folgen der Allgäu-Formation im Meter-Bereich (um NE–SW streichende Achsen) verfaltet und durch kleine Aufschiebungen mit Bewegung der Hangendscholle nach NW gekennzeichnet.

Die unterste SW-Begrenzung der Ausbruchsnische liegt bereits im Oberrhätalk und wird durch eine einzige markante Störungsfläche gebildet (S 210/80, dextral), die auch den Ausgang des Tränktals kappt. Die Wandstufe des sehr kompetenten, dickbankigen Oberrhätalks (mit Wasserfall des Tränkbaches) wird dadurch schräg abgeschnitten.

Insgesamt ist somit eine komplexe strukturelle Situation mit unmittelbarem Einfluss der nahen Deckengrenze erkennbar, wobei die Ausbruchsnische eindeutig tektonisch vorgezeichnet ist.

Charakteristik der Massenbewegung gemäß der Ausbildung des Ablagerungsbereichs

Die steilwandige, nischenartige Ausbildung des Abrissbereichs in der Allgäu-Formation sowie das grobe Block-

werk aus Oberrhätalk und Rotkalk im distalen Ablagerungsgebiet ergeben zunächst den Eindruck einer zumindest teilweise stürzenden Bewegung. Der Talboden ist hier zwischen 1.220 m und 1.280 m Seehöhe über den gesamten Talquerschnitt verschüttet und blockiert worden, wobei die abgefahrene Masse am nordwestlichen Gegenhang bis fast 1.300 m Höhe hinauf reicht. Durch die Abriegelung des hintersten Hornbachtals ist es in der Folge zur Aufschotterung des dahinter liegenden Talbodens gekommen, dessen Verebnung heute den Almboden der Petersbergalpe darstellt. Der Hornbach hat sich im weiteren Verlauf mehrere Zehnermeter tief in die Ablagerungen der Massenbewegung eingeschnitten und ist heutzutage in diesem Abschnitt weitgehend trocken gefallen. Beim Gang durch das trockene Bachbett ist die Zusammensetzung der Masse aus großen, mehr oder weniger regellos abgelagerten, teils vertikal aufgestellten Blöcken und Felschollen mit Kantenlängen bis 30 m und Kubaturen bis weit über 1.000 m³ zu sehen. Dies lässt auf eine gewisse Dynamik der abgelaufenen Bewegung schließen. Im distalen Anteil des Ablagerungsgebietes lässt sich dabei eine Materialsortierung in der Form erkennen, dass der ursprüngliche stratigrafische Aufbau des Herkunftsgebietes sich in der räumlichen Verteilung der Blöcke und Felschollen wieder findet. So treten im Randbereich an der Stirn und den unteren Flanken der Ablagerung häufig Blöcke aus Oberrhätalk und Rotkalk auf. Der Großteil der beschriebenen Block- und Schollenmasse besteht aber aus Allgäu-Formation, wobei der zentrale und proximale Anteil ausschließlich aus dieser gebildet wird. Deren Felschollen lassen dabei zum Zentrum der Ablagerung und zum Herkunftsbereich hin zunehmend Zusammenhänge erkennen. Folglich lässt sich die proximale, bis in die Ausbruchsnische hinaufreichende Hauptmasse zwar als stark aufgelockert, aber weitgehend im Gesteinsverband erhalten, bezeichnen.

Für die Prozessanalyse von Kinematik und Dynamik der Massenbewegung bedeutet dies, dass nur sehr untergeordnet, und zwar im Wesentlichen für die randlichen Oberrhätalk-/Rotkalk-Blöcke, Anzeichen für eine stürzende Bewegung vorhanden sind. Die weitestgehend zusammenhängende Hauptmasse aus Allgäu-Formation muss hingegen als Felsgleitung mit einer hohen Vertikalkomponente umgelagert worden sein.

Aus dem Geländebefund ist somit ein mehrphasiges Entstehungsszenario denkbar: Das initiale Versagen des durch die glaziale Talformung übersteilten und durch die „Hart-Weich“-Wechselfolge getreppten Hangprofils dürfte von einem Wegbrechen der unteren Oberrhätalk-/Rotkalk-Wandstufe ausgegangen sein. Diese wird von steil stehenden Störungen durchtrennt und zudem von der mechanisch schwachen Kössen-Formation unterlagert, teilweise durch deren erosive Ausräumung sogar unterschritten. Die initiale Prozessphase hat damit eine wahrscheinlich stürzende Dynamik erreicht. Dadurch konnten die in der Ausbruchsnische erkennbaren, oben beschriebenen Störungsflächen als Ablöse- bzw. Bewegungsflächen gravitativ aktiviert werden: Das mächtige Schichtenpaket der auflagernden Allgäu-Formation ist als Ganzes (en bloc) entlang der steilen listrischen Flächen „nachgesackt“. Der oberste Teil der akkumulierten Masse aus Allgäu-Formation ist dabei im Verband im untersten Teil der Ausbruchsnische auf Höhe des hier ursprünglich durchziehenden Oberrhätalks und Rotkalks verblieben.

Mit dem Begriff der „Hangsackung“ lassen sich zwar Teile der Bewegungscharakteristik (hohe Vertikalkomponente) und der Geländemorphologie (Verflachung und Grabenstrukturen am Top der Gleitmasse) beschreiben, insgesamt liegt jedoch für die Hauptbewegungsmasse kein „sackend-kriechender“, sondern eben ein gleitender Bewegungsablauf vor, für den ebenfalls eine gewisse Dynamik, nämlich eine vollständige Abriegelung des Talbodens innerhalb relativ kurzer Zeit anzunehmen ist.

Die Massenbewegung Petersbergalpe/Hornbachtal ist daher vermutlich eine mehrphasige komplexe Massenbewegung. Hierbei ist zwar nicht der initial-ursächliche, aber der hauptsächliche Prozess, bezogen auf die Kubatur der Massenumlagerung, als Felsgleitung zu bezeichnen. Über das Alter der Massenbewegung ist nichts bekannt. Der gesamte Prozess ist in relativ kurzer Zeit abgelaufen und zeigt heute keinerlei Aktivität mehr. Allerdings hat die abgeglittene Masse aus Allgäu-Schichten den unteren Lauf des Tränkbaches stark nach NW abgedrängt, so dass rezent anhaltend durch das Wiedereinschneiden des Baches unterhalb des Wasserfalls eine randliche Ausräumung der Gleitmasse mit Uferabbrüchen erfolgt. Die Verflachung am Top der Gleitmasse ist z.T. durch sandig-kiesig-kleinblockige Schutthalden aus Steinschlag und kleineren Blockstürzen der Abbruchwand wieder aufgefüllt. Größere Nachstürze, die eine signifikante Rückböschung der Ausbruchsnische zur Folge gehabt hätten, fehlen jedoch völlig.

Massenbewegung Brandkopf/Bschlabs

Die ca. 0,25 km² große Massenbewegung liegt an der SW-exponierten Seite des Bschlaber Tales am Hang zwischen Kanzertal und Geretal, unmittelbar nördlich bis westlich der Ortschaft Bschlabs. Der ca. N-S verlaufende Rücken des Brandkopf (1.715 m) stellt die östliche Abrisskante dar und liegt bereits auf ÖK 115 Reutte, so dass der Blattschnitt zu ÖK 114 mitten durch den Abrissbereich verläuft. Der Ablagerungsbereich der von NNE nach SSW auffällig langgestreckten Rutschmasse liegt zum Großteil auf ÖK 114. Die Bschlaber Landesstraße quert den unteren Akkumulationsbereich oberhalb der Streimbach-Schlucht. Mittels Fernerkundung (Tiris: Laser- und Luftbildatlas Tirol) ist die Umgrenzung des Herkunfts- und Akkumulationsbereichs klar vollziehbar.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Die Holzgau-Lermoos-Synklinale nimmt in SW-NE-Queerung das gesamte vordere Bschlaber Tal ein. Der Kern der Synklinale (Ammergau-Formation) ist im scharfen Kamm der Pfeilspitze (2.469 m) sichtbar, umrahmt von den dunkelroten Bändern des Radiolarites. Während der NW-Schenkel der Synklinale eine vollständige, aufrechte Schichtfolge aufweist, ist der SE-Schenkel tektonisch reduziert und liegt überkippt vor.

Die Massenbewegung Brandkopf ist in den Schichten der Allgäu-Formation, der Kendlbach-Formation (Schattwalder Schichten) und der Kössen-Formation des überkippten SE-Schenkels der Holzgau-Lermoos-Synklinale bzw. einer nach SE anschließenden Antiklinale entwickelt. Die große Mächtigkeit der Allgäu-Formation ist in diesem Abschnitt teils primär sedimentär durch Brekzienbildungen und anhaltende arenitische Schüttungen, teils tektonisch durch intensive Verfaltung und Überschiebungen bedingt. Sedimentäre Brekzien sind beispielsweise am Grat Hochpleise-Pfeilspitze südlich des Stablsees schön entwickelt. Am Forstweg zum Brandkopf im seitlichen Abrissgebiet der

Massenbewegung auf ca. 1.560 m Höhe ist die Kössen-Formation mit enger Verfaltung im Meter- bis Dekameter-Bereich (Chevron-Falten mit durchgescherten Scharnieren, Achsen NE-SW streichend) in Form typischer, dunkler Kalk-Mergel-Folgen bestens aufgeschlossen. Im Großen und Ganzen fällt die Schichtung hier steil invers nach S bis SSE ein. Der morphologische Einschnitt unmittelbar nördlich des Brandkopfes (bereits auf ÖK 115 Reutte gelegen) hat lithologische Ursachen: hier ist ein etwa 15 m mächtiges Band aus roten und bräunlichen bis grünlichen, feinblättrigen Mergelaufgeschlossen, das spitzwinklig nahezu mit dem Hang, aber etwas steiler fallend, in den Abrissbereich hineinstreicht. Diese auffällig roten Mergel stellen die obertriassischen Schattwalder Schichten, als Teil der Kendlbach-Formation dar. Sie liegen hier in steil inverser Lagerung vor und gehen nach N und NW stratiform in ebenso invers liegende Allgäuschichten über. Die Schattwalder Schichten ziehen nach NE zur Bortigscharte (2.089 m) im Grat zwischen Bsclaber Kreuzspitze (2.462 m) und Egger Muttekopf (2.311 m) hoch, wo sie weithin sichtbar im steilen bis überkippten NW-Schenkel und im aufrechten SE-Schenkel einer südöstlich an die Holzgau-Lermoos-Synklinale anschließenden Antiklinale mit der Kössen-Formation im Kern auftreten. Diese Antiklinale setzt sich nach SW in den Bereich des Brandkopfes fort.

Disposition und Prozessanalyse

Bei der Massenbewegung Brandkopf/Bsclabs handelt es sich um eine „alte“, rezent vermutlich weitestgehend inaktive, tiefergreifende Felsgleitung in den Schattwalder Schichten und in der Allgäu-Formation. Wie im S-exponierten oberen Herkunftsbereich (bei den Lawinerverbauungen) erkennbar ist, dürfte sich der wesentliche Bewegungsanteil als Gleiten entlang der S bis SE einfallenden Schichtflächen entwickelt haben. Diese streichen etwas steiler als die Hangneigung schleifend-spitzwinklig zur Hangoberfläche aus. Genau dort streicht auch das erwähnte Band aus roten Mergeln in den Abrissbereich hinein, das eine markante Schwächezone für den Gebirgsverband im geomechanischen Sinne darstellt. Das Auftreten der feinblättrigen Mergel an dieser Stelle dürfte für das Hangversagen maßgeblich mitverantwortlich sein.

Die nach oben schmal konusförmig zulaufende Hohlform des Abrissbereichs greift etwas oberhalb vom Niveau der Landesstraße bei ca. 1320 m bis etwa 1940 m weit in die Allgäuschichten hinauf. Der östliche Abrissrand an der Westseite des Brandkopfes ist als relativ scharfe, steile Geländekante zumeist in den Kössenener Schichten erhalten, während der westliche Randbereich (gegen das Kanzertal hin) abgerundeter bzw. stärker verwittert vorliegt.

Die Rutschmasse lässt sich von der Verflachung im Niveau der Forstwegegabelung Kanzertal – Brandkopf, bei ca. 1.530 m im unteren Drittel der Abriss-Hohlform einsetzend, bis zum felsigen Steilabbruch in die Streimbach-Schlucht als kupiertes, unruhiges Gelände abgrenzen. Nach oben wird die Rutschmasse von jüngerem Hangschutt aus dem Abrissbereich eingesedimentiert. Unterhalb der Landesstraße wird die Masse an ihrem Westrand von einem Hauptdolomit-Rücken mit auflagerndem Hang-/Lawinschutt begrenzt. Die östliche Begrenzung auf diesem Niveau bilden ca. randparallele Moränenrücken, die spätglaziale Wallformen eines Lokalgletschers aus dem Gere-Tal (südlich der Bsclaber Kreuzspitze) oder Erosionsformen von Grund-

moräne darstellen könnten. Der Akkumulationsbereich endet distal am Steilabfall der Streimbach-Schlucht, die sich in steil invers SE fallende, anstehende Allgäu-Formation ca. 25 bis 50 Höhenmeter eingetieft hat. Ca. 20 bis 30 m über dem heutigen Bachniveau sind in zwei Nischen Bachschotter des Streimbaches erhalten, die ein vormaliges Bachniveau darstellen. Der Geländebefund lässt darauf schließen, dass die ca. 15 bis 20 m mächtige Front der Rutschmasse diesen Bachschottern aufliegt und somit ca. 30 m über dem heutigen Bachniveau endet. Jüngere Anbrüche an der Stirn lagern das Rutschmaterial kanalisiert zum heutigen Bachverlauf um.

Massenbewegungen Gappenfeldbach und Lochgehrenkopf (Vilsalptal)

Das Vilsalptal und dessen umgebende Höhenzüge südlich des Tannheimer Tales lassen ein schwerpunktmäßiges Auftreten großflächiger gravitativer Massenbewegungen auf ÖK 114 erkennen. Die postglaziale Talentwicklung des Vilsalptales selbst, einschließlich des Vilsalpsees, ist im Zusammenspiel mit den geologischen Verhältnissen wesentlich durch direkten oder indirekten Einfluss von Massenbewegungen mitgestaltet worden.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Der mächtige Murschuttkegel, den der Gappenfeldbach ins Vilsalptal vorgeschüttet hat, zeigt das hohe Geschiebepotenzial dieses steilen Seitentales auf. Bachaufwärts schneidet sich der Bach in Allgäu-Formation (Nordseite) und in Plattenkalk/Oberrhätkalk (Südseite) der Allgäu-Decke ein. Letztgenannte Gesteine liegen stark aufgelockert als Schollen und große Blöcke in einem noch erkennbaren Verband vor und sind offensichtlich durch eine „alte“, rezent bereits stark durch Erosion überprägte Felsgleitung in diese Position gekommen. Weiter aufwärts ab der Bachgabelung steht im südlichen Quellbach überwiegend Tannheim-Formation, im Nördlichen Tannheim- und Losenstein-Formation und höher oben wieder Radiolarit und Allgäu-Formation an. Dieser engräumige Wechsel in der Schichtfolge resultiert aus einer engen isoklinalen Verfaltung und aus intensiver Verschuppung.

Disposition und Prozessanalyse

Die Massenbewegungen, die vorzugsweise nordseitig entlang des Gappenfeldbaches bzw. des nördlichen Quellbaches entwickelt sind, stellen signifikante Geschiebeherde dar. So wird der nördliche Quellbach orografisch rechts durch mehrere aktive kleinere, sowie im kesselartigen Talabschluss auch durch eine großflächige und tiefergreifende Rutschung „zugeschoben“.

Die Folge ist eine permanente Unterschneidung und Ausräumung des Materials entlang des Bachlaufs durch Uferanbrüche wie beispielsweise auf ca. 1.520 m Höhe, wo im Bachbett selbst und am Hangfuß des Gegenhangs eng verfalteter, generell steil SSE fallender Radiolarit ansteht. Die betreffende Rutschung findet sich in stark aufgelockerten bis kleinklüftig völlig zerlegten Schichten der Allgäu-Formation und im Radiolarit, wobei größere Felspartien/-blöcke in der feinen Matrix „mitschwimmen“. Der Abrissbereich (gestaffelte Abrisskanten) dieser Rutschung liegt auf ca. 1.600 bis 1.660 m Höhe, wobei die hohe Teilbeweglichkeit des kleinklüftig zerlegten Gebirges und eine offensichtlich hohe Vertikalkomponente der Bewegung dem steilen Hangbereich einen Sackungs-ähnlichen Charakter verleihen.

Die große Rutschmasse im Talschluss des nördlichen Quellbaches (Quellbereich westlich unterhalb des Grates Lochgehrenkopf – Sulzspitze) ist in der Tannheim-Formation entwickelt (schwarze Mergel, Silt- und Tonsteine). Im Verschnitt des Hanges mit dem Bachverlauf läuft diese nach unten spitz zu und läuft auf 1.580 m Höhe aus, da der Stirnbereich vom Bach laufend unterschritten und ausgeräumt wird. Tektonisch intensiv beansprucht liegt hier der Übergang von invers liegender Allgäu-Formation zu darin eingeschuppter Tannheim-Formation vor. Sowohl Schichtung als auch Störungen fallen steil nach SE ein. Neben der teilweise markanten Hauptabbrisskante ist die Rutschmasse intern mehrfach durch nachrangige bzw. sekundäre Anbrüche gegliedert. Der Hauptabbriss greift teilweise bis auf den Kammverlauf hoch. Die tektonisch beanspruchten und zudem verwitterungsanfälligen dünnbankigen, feinklastischen Allgäu- und Tannheimer Schichten liegen bereits ab der Hauptabbrisskante kleinstückig blockig-steinig-kiesig zerlegt mit einem hohen Feinanteil vor. Daher weist die aus typischen Sackungsstrukturen sich entwickelnde Rutschmasse praktisch einen „Locker-material-Charakter“ auf und ist durch mehrere gestaffelte bzw. „aufgesetzte“ Rotationsrutschungen gekennzeichnet. Es handelt sich insgesamt also um eine tektonisch und lithologisch grunddisponierte, tiefgreifende Rutschmasse in veränderlich festen Gesteinen mit einem Tiefgang von vermutlich mehreren 10er Metern.

Eine weitere Massenbewegung fällt ca. 600 bis 700 m westlich des Lochgehrenkopf bereits auf der topografischen Karte auf: An der Hangkante zu den unterhalb folgenden Felsschrofen Richtung Vilsalptal wird eine Felsnische als Hohlform durch ein dünnes Felsband nachgezeichnet, während sich im NW-exponierten Hang unmittelbar unterhalb eine „ausgebauchte“ Felswand anschließt. Es handelt sich hier um eine große initiale Felsgleitung mit stark vertikalem Bewegungsanteil, die die mittelsteil S bis SE fallende Abfolge aus Plattenkalk, Kössen-Formation und Oberrhätalk entlang talparalleler Störungen um nahezu 50 m tiefer gesetzt hat. Auf halber Wandhöhe ist diese „abgesackte“ Felspartie „stecken geblieben“: der unterlagernde Hauptdolomit zieht nur wenig gestört durch die Wand. Die abgesetzte Masse ist allerdings stark segmentiert in Felsschollen und Wandauswärts kippende Felstürme. Auch streichen an deren Basis im Übergang zum Hauptdolomit Hangauswärts fallende Störungsflächen aus. Die vermutlich rezent aktive Bewegung wird offensichtlich durch den mehr oder weniger kontinuierlichen Abbau von Teilmassen in Form von Steinschlag, Blockschlag und kleineren Felsstürzen an der talseitigen Front der „abgesackten“ Gesamtmasse kompensiert. So hat sich unterhalb eine ansehnliche, aber relativ kleinstückige Sturzhalde entwickelt, da während dem Sturzvorgang ein Zerbersten überwiegend in kleinere Blöcke erfolgt. Die Gefahr eines Absturzes größerer Teilmassen oder gar der Gesamtmasse ist schwer einzuschätzen, da die entsprechenden Bereiche praktisch nicht zugänglich sind. Allerdings muss allein aufgrund des starken Auflockerungsgrades und der extremen Steilheit des Geländes von einer permanenten Felssturz-Gefahr auch größerer Anteile ausgegangen werden.

Bericht 2011 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen auf Blatt 114 Holzgau

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Sommermonaten 2011 wurde auf dem Blatt ÖK 114 Holzgau ein ca. 10,7 km² großes Gebiet in den Allgäuer Alpen im Einzugsgebiet des Höhenbachtals, zwischen dem Lechtal bei Holzgau im S, der Öfnerspitze (2.575 m) im Norden und der Jöchlspitze (2.226 m) im Osten im Maßstab 1:10.000 kartiert. Die Schichtfolge reicht vom Hauptdolomit (Norium) bis zur Lech-Formation der höheren Unterkreide (Aptium – Albium) und umfasst, mit Ausnahme eines Kleinvorkommens von Allgäu Schichten in einem Fenster der Allgäu-Decke (siehe unten), nur Schichtglieder der Lechtal-Decke.

Stratigrafie

Hauptdolomit und Seefelder Schichten

Die sub- bis supratidalen Plattformkarbonate des Hauptdolomits sind im kartierten Gebiet in typischer Ausbildung in Form von dm-gebankten, mittelgrauen Dolospariten, Dolomikriten und Algenlaminitbänken entwickelt. Selten treten in der Abfolge auch geringmächtige Einschaltungen aus feinst laminierten, bituminösen Dolomiten und bituminösen intraformationellen Brekzien auf, die der Fazies der Seefelder Schichten entsprechen, jedoch nicht kartierbar sind. Da die stratigrafische Liegendgrenze im Arbeitsgebiet fehlt, kann lediglich eine Mindestmächtigkeit von ca. 600 m angegeben werden.

Plattenkalk

Es handelt sich um durchwegs gut gebankte, hell- bis mittelgraue, sparitische bis mikritische Kalke, die mit dünnen Mergellagen alternieren. In den meist verkarsteten, zwischen 10 und 50 cm dicken Bänken, sind Spuren von Bioturbation und Tempestitlagen ein häufig auftretendes Charakteristikum. Die Mächtigkeit dürfte maximal 70 bis 90 m betragen.

Kössen-Formation

Dieses Schichtglied ist nordöstlich der Unteren Rossgumpenalpe gut aufgeschlossen und besteht dort aus einer Wechselfolge von mehrere Meter mächtigen, dunkelgrauen, graubraun anwitternden Mergeln und Abfolgen aus dm-dicken bioklastischen Kalkbänken, die mit cm- bis dm-dicken schwarzen Tonschieferlagen alternieren. Wiederholt sind ockerfarben anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue mergelige Kalke eingeschaltet, welche für die Kössen-Formation charakteristisch sind. Im oberen Drittel des Profils tritt außerdem eine bis zu 4 m mächtige, dickgebankte Kalkrippe auf, bei der es sich um eine Verzahnung mit dem stratigrafisch hangenden Oberrhätalk handeln dürfte. Am Top des Profils leitet eine ca. 2 m mächtige Einheit aus dm-dicken, welligen bis knolligen Kalkbänken zum Oberrhätalk über. Die Gesamtmächtigkeit der Kössen-Formation wird im beschriebenen Profil auf 60 bis 70 m geschätzt. Bereichsweise sind die Mächtigkeiten auf maximal 20 m reduziert (z.B. nordwestlich von Platz und von Wartegg), wofür tektonische Ursachen ausschlaggebend sein dürften (siehe Tektonik).

Oberrhätalk

Der Oberrhätalk ist im gesamten Arbeitsgebiet als markante Wandstufe erkennbar. Er besteht in der Regel aus

mittelgrauen Kalken mit bis mehrere Meter dicken, massig entwickelten, häufig stark verkarsteten Bänken, in die vereinzelt dünne Kalkbänke von 10 bis 30 cm eingeschaltet sind. Häufig auftretende und typische Makrofosilien sind dm-große Korallenstöcke und bis zu 20 cm große Megalodonten. Nordwestlich von Wartegg weicht die Fazies deutlich von der oben beschriebenen Ausbildung ab. 1–3 m dicke Kalkbänke wechsellagern hier mit dm-dicken dunkelgrauen welligen Kalkbänken, welche diffus (fleckig) verteilte, beige Mergel enthalten. Daneben treten auch Einschaltungen von dunkelgrauen Kalkbänken und schwarzen Mergeln auf, wie sie für die Kössen-Formation charakteristisch sind. Offensichtlich handelt es sich hier um einen Verzahnungsbereich zwischen den beiden genannten Schichtgliedern. An der orografisch rechten Talflanke des Höhenbachtals, westlich des Simms Wasserfalles, sind in die dickbankigen Kalke des Oberrhätalkes in einem ca. 5–7 m breiten, von Abschiebungen begrenzten Grabenbruch 5 m mächtige, dm-gebankte, dunkelgraue Kalke eingeschaltet, die mit 10 cm dicken, dunkelgrauen Mergellagen alternieren (Kössen-Formation). Im Nahbereich der Ränder dieses sehr kleinen Intraplattform-Beckens ist der Oberrhätalk in Schollen zerlegt (Megabrekzie). Darüber scheinen die Bänke des Oberrhätalkes wieder durchzuziehen, bzw. diese scheinen den Grabenbruch zu plombieren. Die beschriebenen Strukturen und die unterschiedlichen Faziesentwicklungen lassen auf eine synsedimentäre Extensionstektonik an der Grenze Rhätium/Unterjura schließen (siehe Tektonik). Auf den Oberrhätalk folgen direkt die Rotkalke oder die Allgäu-Formation (vgl. GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 117–123, 2011; Bereich Gramais, Grießbachalpe, Bach).

Rotkalk-Gruppe (Adnet-Formation, Debrite (Resedimente))

Dieses Schichtglied ist zwischen dem Simms-Wasserfall im Süden und dem Karjoch im Norden mehrmals gut aufgeschlossen. Knapp 200 m östlich der Jausenstation Uta (1.236 m) folgen über dem Oberrhätalk zunächst typische fleischrote Knollenkalke, gefolgt von hellgrau anwitternden, im frischen Bruch mittelgrauen und hellroten mikritischen Kalken. Die Bankdicken liegen im Bereich von 5–15 cm. Mit der Lupe sind neben Radiolarien bereichsweise auch gehäuft auftretende uniseriale Foraminiferen zu erkennen. Im obersten Abschnitt des Profils folgen dm-gebankte, grau-rot marmorierte debritische Kalke, welche vereinzelt Crinoidenstielglieder enthalten. Die Mächtigkeit der Rotkalke dürfte im beschriebenen Profil ungefähr 15 m betragen. Da der Oberrhätalk, wie bereits erwähnt, im gesamten Arbeitsgebiet als markante Wandstufe ausgebildet ist, tritt der Rotkalk als Schwellenfazies nahezu überall auf. Lediglich in den Aufschlüssen am Simms-Wasserfall im Höhenbachtal scheinen die Rotkalke entweder primär oder tektonisch bedingt zu fehlen. Eine weitere Ausnahme bildet ein kleiner, ca. 30 m breiter Grabenbruch im Oberrhätalk, der westlich des Simms-Wasserfalles, knapp außerhalb des Arbeitsgebietes (Blattschnitt zu ÖK 113 Mittelberg) aufgeschlossen ist. Hier wird die Schwellenfazies der Rotkalk-Gruppe vollständig von der Beckenfazies der Allgäu-Formation vertreten.

Allgäu-Formation (Untere, Mittlere und Obere Allgäu Schichten)

Entlang des Höhenbaches sind die Allgäu Schichten an einem nahezu durchgehenden Profil gut aufgeschlossen. Es

handelt sich um eine typische Wechselfolge aus deutlich geschichteten Kalken und Mergeln. Hellgrau-braun anwitternde, dm-dicke, oftmals fleckige Kalkbänke wechsellagern mit cm- bis dm-dicken, hellgrau-bräunlich anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen, dünnblättrigen Mergeln. Die Kalkbänke, bei denen es sich meist um Kalkarenite handelt, weisen häufig eine Lamination (Anlagerungsgefüge) im Millimeter-Bereich auf. Wiederholt sind bis zu 20 cm dicke Hornsteinlagen eingeschaltet. Am Top der Allgäu-Formation treten diese Chertlagen gehäuft auf. In einem bereits beschriebenen Profil nordwestlich von Wartegg treten in den oben erwähnten Kalk-Mergel-Wechselfolgen wiederholt 10–20 cm dicke, feinst laminierte (Anlagerungsgefüge) Bänke mit einem hohen siliziklastischen Anteil auf. Weiters kommt in der Abfolge ein ca. 2 x 3 m großer Block aus einer sedimentären Kalkbrekzie vor, wobei die Bänke an der Basis deutliche Anzeichen einer synsedimentären Deformation aufweisen. Trotz der guten Aufschlussverhältnisse entlang des Höhenbachs und in einem Profil zwischen dem Strahlkopf (2.388 m) und der Rothornspitze (2.393 m) war eine klare Unterscheidung in Untere, Mittlere und Obere Allgäu Schichten nicht möglich, da der Manganschiefer-Horizont primär zu fehlen scheint. Lediglich konnte für die Mittleren Allgäu Schichten das charakteristische, gehäufte Auftreten von dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln in einer Mächtigkeit von mehreren Metern am Gumpensattel (2.260 m) festgestellt werden. Aufgrund der Schutt- und Vegetationsbedeckung erachtete es der Verfasser als nicht sinnvoll, sie in abgedeckter Form auf der Karte einzutragen. Die Mächtigkeit der Allgäu-Formation dürfte im Profil im Höhenbachtal ca. 250 m betragen. Die scheinbare, höhere Mächtigkeit der Allgäu-Formation im Profil zwischen dem Strahlkopf (2.388 m) und der Rothornspitze (2.393 m) dürfte zum Großteil durch die intensive kompressive Überprägung bedingt sein.

Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)

Diese Formation tritt im Gelände häufig als markante, gut gebankte Wandstufe auf. Sie besteht im unteren Abschnitt aus 5 und 15 cm dicken, dunkelgrünen Chertlagen, die mit dünnen dunkelgrauen Tonlagen alternieren. Nordwestlich der Jöchelspitze (2.226 m) treten über der Allgäu-Formation graubeige und hellrote Varietäten auf. Im oberen Abschnitt der Abfolge sind die Chertlagen in der Regel weinrot gefärbt. Die Mächtigkeit der Ruhpolding-Formation beträgt im Kartierungsgebiet 15–20 m.

Ammergau-Formation

Dieses Schichtglied ist in typischer Weise ausgebildet. Im durchgehend aufgeschlossenen und kaum gestörten Profil im Höhenbachtal tritt über dem Radiolarit zunächst eine ca. 10 m mächtige, ziegelrot gefärbte Wechselfolge von cm- bis dm-dicken Kalkbänken und dm-dicken Mergellagen auf. Bei den Kalken handelt es sich um die typischen Radiolarienmikrite, wie sie für die Ammergau-Formation kennzeichnend sind. Darüber folgen hell- bis mittelgraue Kalke und Mergel mit vereinzelt, cm-dicken Chertlagen. Am Top der Abfolge (oberste 30 m) sind die mikritischen grauen Kalkbänke bis zu 30 cm dick. Der 5 bis 10 m mächtige Übergangsbereich zur Lech-Formation ist durch das vermehrte Auftreten von dm-dicken mittel- bis dunkelgrauen Mergellagen gekennzeichnet. In manchen Bänken tritt auch Quarzdetritus auf. Im Höhenbachtal wird für die Ammergau-Formation eine Mächtigkeit von 150–200 m angenommen.

Lech-Formation

Die Lech-Formation (auch „Lechtaler Kreideschiefer“) ist als Kern der Holzgau-Lermoos-Synklinale unmittelbar nördlich von Holzgau aufgeschlossen und bildet das jüngste Schichtglied der Lechtal-Decke. Es handelt sich um hellgraue bis schwach oliv-grüne, feinblättrig brechende Mergel, in die wiederholt dunkelgraue Mergel bis Ton-schiefer eingeschaltet sind. Vereinzelt treten kompakte, dm-mächtige, graugrünliche mikritische Kalkbänke auf. Die Lechtaler Kreideschiefer sind im Kern der Holzgau-Lermoos-Synklinale stark kompressiv überprägt.

Quartäre Ablagerungen

Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Die flachen bis mittelsteilen Wiesen und Weideflächen zwischen dem Höhenbachtal und Schiggen, unmittelbar nördlich von Holzgau, sind zum Großteil von einer geringmächtigen Grundmoräne bedeckt, wie anhand weniger, zumeist flachgründiger Aufschlüsse und morphologischer Kriterien festgestellt werden konnte. Lediglich in der Baugrube für die ostseitige Verankerung der neuen Hängebrücke des „Adlerweges“ über das Höhenbachtal, konnte die Grundmoräne an einem guten Aufschluss beschrieben werden. Es handelte sich um stark kompaktierte, graubraune Diamikte mit bis zu 5 cm großen, angerundeten, untergeordnet subangularen und subgerundeten Komponenten aus Kalk, Dolomit, Mergel und vereinzelt Radiolarit. Es traten zahlreiche gekritzte Geschiebe und facettierte Komponenten auf. Die sandig-schluffige Matrix war bis in 0,5 m Tiefe verwittert (verbraunt). In der zweiten Baugrube (westseitige Verankerung der Hängebrücke) orografisch rechts über dem Höhenbachtal, nordwestlich von Holzgau, war ebenfalls eine gut konsolidierte Grundmoräne aufgeschlossen, die an der Westseite von ca. 0,5–1 m mächtigen, schlecht sortierten Sanden und Kiesen überlagert wurde. Bei der beschriebenen Grundmoräne dürfte es sich um jene des mächtigen Lech-Gletschers zur Zeit des Würm-Hochglazials handeln.

Moränen von Lokalglatscherständen (Würm-Spätglazial)

Ca. 600 m südöstlich der Unteren Rossgumpenalpe (1.360 m) ist am Almweg orografisch links über dem Höhenbach eine stark konsolidierte, graubeige Moräne mit angularen bis subangularen Komponenten aufgeschlossen. Die Größe der überwiegend dolomitischen, vereinzelt auch kalkigen Komponenten liegt im Kieskorn-Bereich, untergeordnet treten auch Steine und Blöcke auf. Es dürfte sich hier um eine Grundmoräne des Lokalglatschers aus dem Höhenbachtal handeln. Die glazial überprägten flachen Hänge und Verebnungen zwischen dem Oberlauf des Rossgumpenbaches und der Ramstallspitze (2.533 m) sind über weite Bereiche von Moränenstreu bedeckt, im Nordteil sind noch größere Moränenreste vorhanden. Das schwach kompaktierte, komponentengestützte Material besteht ausschließlich aus eckigen bis angerundeten Hauptdolomit-Komponenten. Im Bereich des Öfnerkares sind End- und Seitenmoränenwälle einer spätglazialen Vorstoßphase morphologisch eindrucksvoll erhalten. Die korngestützten, matrixarmen Sedimente bestehen aus angularen bis subangularen Kieskomponenten, Steinen und Blöcken aus dem Hauptdolomit. Wiederholt sind Gletscherschliffe aufgeschlossen, welche die ehemalige Fließrichtung des Gletschereises anzeigen.

Eisrandsedimente (Würm-Spätglazial)

Im Bereich der Unteren Rossgumpenalpe sind orografisch links und rechts des Höhenbaches spätglaziale Eisrands-terrassen erkennbar und an einzelnen Stellen erosiv angeschnitten. Es handelt sich um schlecht sortierte, komponentengestützte, überwiegend aus Kies und Steinen bestehende Sedimente mit einer undeutlichen Schichtung. Die Matrix besteht aus Grob- und Mittelsand. In einzelnen Niveaus treten bis 1 m große, angerundete bis subgerundete Komponenten gehäuft auf. Das Komponentenspektrum setzt sich zum überwiegenden Teil aus Dolomit (Hauptdolomit) und untergeordnet aus Kalk (Plattenkalk, Oberrhätalk) zusammen. Vereinzelt treten auch Gerölle aus der Gosau (Gosau vom „Hohen Licht“, auf ÖK 113 Mittelberg) sowie Kalke und Mergel der Kössen-Formation und der Allgäu-Formation auf.

Murschuttsedimente (Holozän)

An beiden Seiten des Höhenbachtals sind im Bereich zwischen dem Simms-Wasserfall und der Unteren Rossgumpenalpe (1.360 m) mehrere Murschuttkegel ausgebildet und an einigen Stellen am Höhenbach erosiv angeschnitten. Die Grobfraktion besteht zum überwiegenden Teil aus Grobkies, Steinen, untergeordnet treten auch bis über 1 m große Blöcke auf. Die Matrix ist sandig-schluffig und scheint oberflächlich größtenteils ausgewaschen zu sein. Das Material der Murschuttsedimente stammt zum überwiegenden Teil aus der Kössen- und der Allgäu-Formation.

Hang- und Blockschutt

Hangschuttkegel und -schürzen treten vor allem am Fuß der Felswände und felsdurchsetzten Steilhänge des Hauptdolomits und des Plattenkalkes auf. Dies betrifft große Areale entlang des Höhenbachtals, des Rossgumpenbachs sowie das Öfnerkar und die Kare westlich des Krottenkopfes (2.656 m), der Ramstallspitze (2.533 m) und des Karjochs (2.300 m). Bevorzugte Liefergebiete für die Hangschuttkegel sind dabei Störungszonen, an denen das Gestein tektonisch zerrüttet und somit wesentlich erosionsanfälliger ist.

Felssturzablagerungen

Ein größeres FelssturzaREAL befindet sich nördlich des Simms-Wasserfalles, orografisch links über dem Höhenbach. Das Material stammt zur Gänze aus einer ca. 100 m hohen Wand im allgemein grobblockig verwitternden Oberrhätalk. Zudem ist das Gestein an mehreren NW-SE-streichenden Haupt- und den damit zusammenhängenden Zweigstörungen zerlegt.

Vernässungszonen, Torf- und Moorablagerungen

Mehrere kleine Vernässungszonen befinden sich innerhalb der Lech-Formation im Bereich der Gföllwiesen und bei Schiggen. Ebenso sind die flachgründigen Rutschmassen in der Allgäu-Formation von Vernässungen betroffen.

Rutschmassen (Erd-Schuttströme, oberflächennah)

Wie bereits oben erwähnt, treten die kartierten, oberflächennahen Rutschmassen südwestlich der Rothornspitze und südlich der Jöchls Spitze in der Allgäu-Formation auf.

Daneben gibt es noch einige kleinräumige Rutschmassen, die jedoch im Kartierungsmaßstab von 1:10.000 nicht darstellbar sind.

Anthropogene Ablagerungen

Diese betreffen im kartierten Gebiet vor allem Aufschüttungen an Forstwegen und entlang des Almweges ins Höhenbachtal.

Tektonik

Tektonischer Rahmen

Das kartierte Projektgebiet gehört zur Lechtal-Decke, die nördlich vorgelagerte Allgäu-Decke befindet sich – bis auf ein winziges Fenster nordöstlich des Mädelejochs (1.973 m) – knapp außerhalb.

Tektonische Hauptphasen (Sedimente und Strukturen)

Die tektonischen Hauptstrukturen sind die generell ENE–WSW-streichende, SSE-vergente Holzgau-Lermoos-Synklinale im Südteil des Projektgebietes, des Weiteren eine große, ca. NE–SW-streichende Überschiebung zwischen der Ramstallspitze (2.533 m) im NE und der Vorderen Rossgumpenalpe (1.350 m) im SW. Die Hangendscholle dieser Überschiebung wird in der Literatur auch als Ramstall-Schuppe bezeichnet, deren Begrenzung nach Osten hin unklar ist. Eine weitere erwähnenswerte Großstruktur ist eine generell NW–SE-streichende, NE-vergente Abschiebung zwischen der Jöchls Spitze (2.226 m) im NE und Wartegg im SW.

Extensionstektonik in der Obertrias (?)

Der Oberrhätalk wird von zahlreichen morphologisch markant hervortretenden, steil nach NE bis E einfallenden Störungen mit sinistralen Versätzen zerhackt. Anhand struktureller und fazieller Befunde kann angenommen werden, dass es sich hierbei um ehemalige Abschiebungen handelt, die später im Zuge der alpidischen Kompressionstektonik in der Raumlage verkippt wurden und daher heute scheinbar als sinistrale Seitenverschiebungen vorliegen. Werden die Schichtlagerungswerte in die Horizontale rotiert, so treten Störungsflächen hervor, die steil nach ENE bis E einfallen, wobei die Schersinnindikatoren Abschiebungen anzeigen. Größere Abschiebungen mit Versätzen zwischen 50 und 300 m befinden sich nördlich des Simms-Wasserfalles, bei Platz, bei Wartegg und nordwestlich des Gumpensattels. Wie bereits erwähnt, scheinen unterschiedliche Faziesentwicklungen in der Kössen-Formation und im Oberrhätalk an eine synsedimentäre Extensionstektonik gebunden zu sein. Während der Oberrhätalk bei Wartegg die Kössen-Formation stratigrafisch überlagert, ist an einem Profil unmittelbar nördlich einer NW–SE-streichenden Störung mit einem Versatz von ca. 250 m, eine Verzahnung zwischen den beiden Formationen entwickelt (siehe Kapitel Stratigrafie).

Der ebenfalls im Stratigrafie-Teil beschriebene, westlich des Simms-Wasserfalles aufgeschlossene, kleine Grabenbruch mit Kalken und Mergeln der Kössen-Formation innerhalb des Oberrhätalkes kann als weiteres Beispiel für eine bereits im Rhätium aktive Extensionstektonik gesehen werden.

Jurassisch-kretazische Extensionsstrukturen

- Abschiebung südwestlich der Jöchls Spitze (2.226 m)

Südwestlich der Jöchls Spitze ist der Radiolarit an einer in diesem Bereich ca. E–W-streichenden Störung sinistral um ca. 200 m versetzt und in einzelne, tektonisch begrenzte, 10er Meter große Scherkörper zerlegt. Kleinstrukturen, wie bis zu 30 cm breite, teils mit Quarz verheilte Klüfte, Versätze und antithetisch verkippte Schollen im dm-Maßstab im Radiolarit und in der stratigrafisch hangenden Ammergau-Formation, weisen klar auf Extensionstektonik hin. Zudem treten in dem beschriebenen Bereich Kleinfalten und vereinzelt kleine, dm-große Überschiebungen auf, die der eoalpinen und der meso- bis neoalpinen Einengungsphase

zuzuordnen sind und die beschriebenen Extensionsstrukturen überprägen. Bei der oben beschriebenen Störung handelt es sich somit offensichtlich um eine kompressiv überprägte kretazische Abschiebung.

- Grabenbruch westlich des Simms-Wasserfalles

Westlich über dem Simms-Wasserfall ist knapp außerhalb des kartierten Gebietes (auf ÖK-Blatt 113 Mittelberg) ein weiterer kleiner Grabenbruch im Oberrhätalk aufgeschlossen. Der Oberrhätalk erreicht allgemein eine Mächtigkeit von ca. 30 m, darüber folgen die Knollenkalke der Adnet-Formation und die Allgäu-Formation. Im Bereich des Grabenbruchs ist der Oberrhätalk nur ca. 2 m mächtig und wird direkt von der Allgäu-Formation überlagert, die somit die Grabenfüllung bildet. Dieser Aufschluss stellt ein eindrucksvolles Beispiel einer synsedimentären Extensionstektonik im Unterjura dar.

Eoalpine (prä-gosauische) Einengungsstrukturen

- Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der liegenden Allgäu-Decke im N und der hangenden Lechtal-Decke im S ist knapp außerhalb des Projektgebietes, nördlich des Muttlerkopfes (2.366 m) aufgeschlossen. Wie bereits erwähnt, treten nordöstlich des Mädelejochs (1.973 m) Allgäu Schichten der Allgäu-Decke in einem kleinen (ca. 70 x 30 m) tektonischen Fenster innerhalb des Hauptdolomits der Lechtal-Decke auf. Die Allgäu-Formation ist extrem zerschert und verfalltet, wobei es deutliche strukturelle und morphologische Hinweise für Deformationen an einer ca. E–W-streichenden sinistralen Seitenverschiebung gibt.

- Überschiebungen

Die bereits erwähnte ca. NE–SW-streichende Überschiebung zwischen der Ramstallspitze (2.533 m) im NE und der Vorderen Rossgumpenalpe (1.350 m) im SW bildet die N-Begrenzung der aus der Literatur als Ramstall-Schuppe bekannten tektonischen Einheit. An dieser Struktur sind die Schichtfolgen der Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössen-Formation, Oberrhätalk) verdoppelt. Im Höhenbachtal sind ca. 500 m südlich der Unteren Rossgumpenalpe (1.360 m) in der Liegendscholle der Überschiebung noch der Rotkalk und basalste Teile der Allgäu-Formation aufgeschlossen. Dies trifft ebenso auf einen kleinen Bereich zwischen der Unteren Rossgumpenalpe im SW und dem Gumpensattel (2.260 m) im NE zu, wo eine von der Überschiebung plombierte NW–SE-streichende Abschiebung zu erkennen ist. In analoger Weise enden die größeren Abschiebungen in der Hangendscholle (Ramstall-Schuppe) an der Überschiebung. Es handelt sich somit um ältere, transportierte Abschiebungen. Aufgrund der Streichrichtung der Überschiebung und gemessener Schergefüge kann angenommen werden, dass sie im Zuge der eoalpinen Deckentektonik entstanden sein muss. Eine ähnliche Struktur ist am südlichen Ende des Karjoches (2.350 m) aufgeschlossen, wo eine kleine, NW-vergente Überschiebung von Oberrhätalk über die Kössen-Formation eine ältere Abschiebung abschneidet, an der die Adnet-Formation nach E neben den Oberrhätalk abgeschoben ist.

- Faltenstrukturen und Schergefüge

Die Holzgau-Lermoos-Synklinale streicht im Arbeitsgebiet, wie aus dem Kartenbild erkennbar ist, ENE–WSW und dürfte daher bereits eoalpin angelegt worden sein. Groß-

fallen nördlich der Ramstallspitze (2.533 m) und nördlich der Krottenkopfscharte (2.350 m) dürften mit der eoalpinen (prä-gosauischen) Überschiebung der Rammstall-Schuppe zusammenhängen. Zahlreiche ca. SW-NE-streichende Kleinfalten weisen ebenso wie gemessene Schergefüge auf die eoalpine Einengungsphase hin.

Strukturen der meso- bis neoalpinen Kompressionsphase (Eozän bis Miozän)

Die meso- bis neoalpine Kompressionsphase führte über weite Bereiche zur Steilstellung der stratigrafischen Abfolgen und zur Verfaltung bzw. Verkippung der älteren tek-

tonischen Strukturen. Die auf der geologischen Karte gut erkennbare Antiklinale südlich der Jöchlspitze (2.226 m) ist ein Beispiel für die Überprägung einer eoalpinen Struktur durch die tertiäre Einengungsphase. Im Aufschlussmaßstab lässt sich die tertiäre Kompressionsphase an zahlreichen Kleinfalten mit ENE-WSW-streichenden Faltenachsen und NNE- bis NE-vergenten Schergefügen belegen. Im Kern der Holzgau-Lermoos-Synklinale, die, wie bereits erwähnt, eoalpin angelegt sein dürfte, zeigen die Schichtlagerungswerte sowie Kleinfalten und Schergefüge ebenfalls die Überlagerung der beiden alpidischen Deformationsphasen an.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Innsbrucker Quarzphyllit / Nördliche Grauwackenzone auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen a. G.

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die Aufnahmen des Jahres 2011 waren auf die baldige Flächendeckung von Blatt 121 ausgerichtet. Logistische Überlegungen traten in den Hintergrund, weswegen die geplante Gesamtkartierung im Talschluss des Kelchsau-Tals zurückgestellt werden musste. Ein Schwerpunkt der Aufnahmen lag im Umkreis des Schafsiedel-Gebirgsstocks, einer weitgehend unberührten Landschaft, die lediglich ein touristischer Wanderweg von der Bamberger Hütte aus erschließt. Hier wurden 11 km² neu aufgenommen.

Zur Lösung der übergeordnet wichtigen Frage der Grenzziehung zwischen Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit und der Bedeutung der Augengneise wurde weiterhin ein auf Blatt 120 gelegener Teil von 3 km² Fläche aufgenommen. Dieser befindet sich an der Westflanke des Kelchsautales am Hengstkogel.

Umgrenzung des Bereichs

Das Hauptaufnahmegebiet erstreckt sich im Umfeld des Schafsiedel mit 2.447 m Seehöhe vom Frommbachtal am westlichen Blattrand bis zu den Wildalmseen, im Norden begrenzt durch Überlebensscharte und Manzenkar. Im Süden wurde jeweils bis zum Grenzgrat des Salzachtals kartiert, welches die Gipfelreihe von Schwebenkopf, Fünfmandling und westlichem Salzachgeier (2.348 m Seehöhe) umfasst.

Die Spezialaufnahme am Hengstkogel erstreckt sich jeweils von der Talung der Kelchsau bis zum Hengstkogelgrat. Dieser stellt die südliche Fortsetzung des Bergrückens dar, der am Großen Feldalphorn in der vorderen Kelchsau beginnt. Im Süden wurde die Kartierung im Quarzphyllit eingestellt, etwa im Bereich Siedeljoch und Großdostalm.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Innsbrucker Quarzphyllit

Der Innsbrucker Quarzphyllit umfasst 80 % des Kartiergebietes. Generell handelt es sich hier petrografisch um

eher quarzreiche Quarzphyllite. In den Gipfelregionen des Schafsiedel, aber auch an der Leitenspitze, dem Fünfmandling und Salzachgeier stehen vor allem Serizitquarzite an, die entsprechend die Funktion der Gipfelbildner übernehmen. Die eher blockig-bankig absondernden Serizitquarzite sind intensiv verfaltet und verzahnen auch lateral mit glimmerreicherem Quarzphyllit. Das makroskopische Gefüge ist identisch mit den bisher aufgenommenen Quarzphyllit-Bereichen (HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2. 2011; Jb. Geol. B.-A., dieser Band). Es zeigt intensive Kleinfältelung. Überschneidungsrelationen belegen mindestens drei Falten- und Schieferungsgenerationen. Die Durchschieferung der Quarzphyllite in verschiedenen Raumrichtungen hebt sich in der Summe hinsichtlich der Teilbarkeit auf und führt makroskopisch zur Absonderung von Megablöcken, wie sie eigentlich nur bei massigen Gesteinen zu erwarten wären.

Grünschiefer

Als Besonderheit und Leithorizont lässt sich ein Grünschiefer über die Wildalmseen bis zur Schafsiedel-Nordflanke und weiter Richtung Schafsiedel-Nordwestgrat verfolgen. Er folgt etwa dem Wanderweg von der Bamberger Hütte zum Schafsiedel und war bei den östlich gelegenen Kartierungen von 2010 bereits als Leithorizont verwertbar. Die Gesteine sind wandbildend und unterlagern flächig den Gipfel des Schafsiedel. In Gestalt einer Faltenstruktur endet der über 8 km verfolgbare Grünschieferzug am Küharnbachtrogl.

Ein weiterer Grünschieferzug setzt oberhalb der Frommalm ein und lässt sich auch nach Querung des Frommbachs am Westhang wiederfinden. Eine zunächst vermutete Verbindung zum o.a. Grünschiefer des Schafsiedel war durch die Kartierung bisher nicht nachweisbar.

Die blaugrünen Gesteine sondern im Vergleich zum Quarzphyllit plattig-bankig ab. Es handelt sich um retrograd überprägte Amphibolite. Nach mikroskopischen Daten der Vorjahre bilden reliktsche gemeine Hornblende, Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit und Calcit neben Erzphasen den Mineralbestand.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Dass Generalstreichen lässt sich sowohl an den Serizitquarziten, als auch am Grünschieferzug der Wildalmseen ablesen, obwohl im Detail intensive Kleinfaltung vorliegt. Es herrscht durchgängig ein NW-Streichen (ca. 120°) vor. Die Fallwerte variieren jedoch sehr stark, von annähernd

vertikalen Raumlagen bis zu söhlicher Lagerung. Die Verstellung ist durch mesoskalige duktile Faltenstrukturen verursacht. Die Faltenachsen streichen parallel zum Lagerbau (ca. 120°) und sind subhorizontal. Eine Querausfaltung um eine konstruierbare vertikale Achse ist im Bereich Oberer Wildsee-Schafsiedel zu vermuten. Umlaufendes Streichen mit leicht nach SE abtauchender Achse verursacht die Beendigung des Grünschieferzugs nördlich der Niederfeldental. So bilden auch die mesoskaligen Strukturen eine mehrphasige duktile Faltung ab.

Die wesentlichen Sprödstörungen, kontrollierbar durch Versätze im Grünschieferzug oder in den Serizitquarziten, verlaufen etwa NE–SW, aber auch NW–SE. Versatzbeträge bleiben gering, auch die morphologische Wirksamkeit ist untergeordnet.

Kartierung Hengstkogel

Der Bereich zwischen Hengstkogel und dem Kelchsautal ist sehr bedeutsam für die Charakterisierung der Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone und die Abschätzung von Versatzbetrag und Richtung an den Sprödstörungen im Kelchsau-Haupttal. Leider sind die Aufschluss- und Begehbarkeitsbedingungen sehr ungünstig. Die Gesteine der Grauwackenzone gehören allesamt zum Typ der stärker deformierten und erhöht metamorphen Anteile. Trotzdem ist die Zuordnung eindeutig, da nahe der Grenze zum Quarzphyllit Einschaltungen von Kalkschiefern, basaltischen Pyroklastika und ein Gabbrogang auftreten. Die Siliziklastika sind sowohl vom Typ Löhnersbach-Formation als auch vermehrt vom Typ Schattberg-Formation.

Auffallend ist, dass stofflicher Lagerbau und Schieferungsrichtung im Quarzphyllit diskordant gegen die Grenze zur Grauwackenzone liegen und nicht parallel zum sedimentären Lagerbau der Grauwackenzone verlaufen. In Teilstücken ist die Grenze durch einen trennenden Augengneis markiert. In anderen Bereichen handelt es sich um einen duktilen Übergang. Auffälligerweise ist an zwei Stellen ein Ankerit-Chloritschieferzug als Mobilisatband unmittelbar an der Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone zu finden. In diesem Fall ist die Grenze bereits im Gelände ohne weitere Dünnschliff-Befunde gut definiert.

Für den Sprödiversatz im Kelchsau-Tal lässt sich durch den Vergleich der Lage der Augengneiszüge und der Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone zwischen Osthang und Westhang ein recht geringer Horizontalversatz von 150 m in dextraler Richtung festmachen. Frühere Schätzungen sind daher zu revidieren. Wichtiger erscheinen talparallele Störungen in halber Hanghöhe (ca. 1.600 m) unterhalb des Hengstkogels. Hier wird ein am Hengstkogelgrat gut auffindbarer, 150 m breiter Augengneiszug abgesichert und ist talwärts nicht mehr vorhanden. Allerdings ist zu bedenken, dass die Augengneiszüge nicht zwingend als lang anhaltende Lagen ausgebildet sein müssen, sondern auch intrusionsartig begrenzte Körper darstellen können.

Quartär, Massenbewegungen

Quarzreicher Quarzphyllit und Serizitquarzite sind ergiebige Schuttlieferanten. Entsprechend sind die Kare um den Schafsiedel, Schwebenkopf, Fünfmading und Salzachgeier von erheblichen Blockschuttmassen erfüllt. Die Unterscheidung zwischen Lokalmoränen und Blockgletschern fiel nicht leicht, sodass die getroffenen Zuordnungen als Vorschlag gelten müssen. Das Frommbachtal ist weitgehend von Lokalmoräne ausgekleidet, wobei auch hier Wallformen als Relikte jüngster Gletscherstände interpretiert wurden. Verdichtete Fernmoräne findet sich lediglich im Einzugsbereich der Transfluenzzone am Salzachjoch.

Sofern möglich, wurden innerhalb der Schuttströme einzelne Bergsturzmassen ausgeschieden und Abrissnischen zugeordnet. Die Gipfelgrate zeigen die charakteristischen Zerrspalten. Insbesondere bei den blockig absondernden Serizitquarziten ist auch von Toppling auszugehen.

Auch für die Sonderkartierung Hengstkogel kann durchgängig von einer Sackung der Flanke Richtung Kelchsautal ausgegangen werden. Dies erschwert die klare Grenzziehung zwischen Quarzphyllit und Grauwackenzone erheblich.

Bergerreißungen im Gratbereich begleiten das Geschehen. Die bekannten Eisstaukörper im Umfeld der Westendorfer Terrasse reichen im Kelchsautal bis in den Bereich der Großdostal hinein.

Blatt 121 Neukirchen a. G.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen a. G.

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Im Jahr 2009 stand die flächendeckende Bearbeitung der Talschlüsse im Windau- und Kelchsautal an, um die Einzugsgebiete der genannten Bachläufe bis zur Gipflur des Grenzgrates zum Salzachtal abzudecken. Es galt, temporäre Befahrungserlaubnisse für schwer zugängliche Gebietsteile zu nutzen. Zusammen mit der Geländeaufnahme PANWITZ (Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2011) ist damit der Grenzstreifen längs der Bundesländergrenze Tirol/

Salzburg vom Salzachjoch bis zum Speikkogel kartiert. Die vom Autor aufgenommene Fläche umfasst etwa 14 km².

Umgrenzung des Bereichs

Der hier beschriebene Abschnitt umfasst das weitere Umfeld der Bamberger Hütte im Kurzen Grund (Kelchsau) bis zum Salzachjoch. Die Westgrenze liegt auf der Linie Manzenkaralm – Wildalmsee. Die Nordgrenze schließt an die Aufnahmen von HEINISCH & PANWITZ (Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) an, die Ostgrenze an die Aufnahmen von PANWITZ (2011). Die Berggipfel des Dristkopf, Kröndlhorn, Mitterkopf und Freimoserkopf bilden die Südgrenze des Aufnahmsgebietes. Damit liegt ein erheblicher Teil vegetationsfreien, wenig bebauten Hochgebirges im Kartiergebiet.

Die Begehung des Manzenkar wurde leider aus jagdlichen Gründen untersagt (Hirschbrunft). Diese Fläche muss daher im Folgejahr nachgereicht werden.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Der bei weitem überwiegende Anteil der Fläche wird von Innsbrucker Quarzphyllit gebildet. In diesen konkordant eingeschaltet findet sich im südwestlichen Gebietsteil ein bis zu 200 m mächtiger Grünschieferzug. Dieser ist sowohl an der Bamberger Hütte als auch an den Wildalmseen gut aufgeschlossen.

Innsbrucker Quarzphyllit

Die für die Großeinheit „Innsbrucker Quarzphyllit“ namensgebenden Gesteine sind sehr monoton. In der Tendenz bestehen sie petrografisch überwiegend aus quarzreichen Quarzphylliten bis Serizit-Quarziten. Bei frischem Bruch variieren sie in der Farbe von hell-silbrig bis dunkel-silbrig-grau, je nach Grafitanteil. In der Gelände-Bearbeitung fällt es schwer, eine Hauptfoliation zu definieren, da die Gesteine bereits makroskopisch eine mehrphasige Faltung und Fältelung zeigen. Dies korrespondiert mit den Dünnschliffbildern einer intensiven plastischen Internverformung. Weite Bereiche sind also als Protomylonite zu identifizieren. Der Wechsel zwischen quarzreichen und quarzärmeren Lagen vollzieht sich in verschiedenen Skaligkeiten vom Dünnschliff- bis in den Aufschluss-Maßstab. Daher ist es nicht möglich, scharfe Grenzen zwischen Quarzitlagen und durchschnittlichem Quarzphyllit zu definieren. Um trotzdem die petrografische Variation und die Raumlage der Abfolgen sichtbar zu machen, wurden exemplarisch Serizit-Quarzite auskartiert. Gehäuft treten diese längs des Grates vom Kröndlhorn bis Molterfeldspitze auf und sind entsprechend morphologisch wirksam. Markante Quarzzüge queren auch die Talfurche zwischen Gasthof Wegscheid und Bamberger Hütte und führen zur lokalen Ablenkung des Bachverlaufs. Die Gesteine lassen sich nicht beliebig weiterverfolgen sondern keilen eher linsig aus. Eine Verwendung im Sinne stratigrafischer Leithorizonte oder Interpretation als primäre Schichtgrenzen ist daher nicht möglich.

Einige wenige bereits vorliegende Dünnschliffdaten zeigen die Existenz zweier verschiedener Gefügebereiche:

- Junge Schieferungsgefüge mit Serizit, also phyllitischem Habitus.
- Ältere geschonte Teilgefüge in Mikrolithons mit erhaltenem grobschichtigem Hellglimmer und Chlorit-Pseudomorphosen nach Biotit.

Eine flächendeckende Dünnschliff-Bearbeitung steht noch aus. In dieser Hinsicht ist die abgegebene Manuskriptkarte daher als vorläufig zu betrachten. Ein nachträglicher mikroskopischer Nachweis von Biotit ist nicht auszuschließen.

Grünschiefer und Amphibolite

Die im Gelände eher plattig absondernden Gesteine mit charakteristisch blaugrüner Farbe sind gute Leithorizonte. Bei größerer Mächtigkeit wirken sie als Härtlinge und werden gipfelbildend oder bilden Kartreppen. Neben einigen kleineren Vorkommen mit m-Mächtigkeiten bildet der Bereich um die Wildalmseen, die Bamberger Hütte und das Kröndlhorn einen weitgehend zusammenhängenden Grünschieferzug, der über 200 m Mächtigkeit erreichen kann.

Die Gesteine erscheinen deutlich weniger wellig geschiefert als der Quarzphyllit. Trotzdem sind sie intensiv im Centimeter-Bereich, aber auch im Zehnermeter-Bereich gefaltet. Nach der Geländeansprache ist eine Mineralassoziation von Chlorit, Epidot, Albit, Calcit mit gelegentlich

erhaltener aktinolithischer Hornblende zu erwarten. Dünnschliffdaten liegen noch nicht vor.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Trotz der intensiven Kleinfaltung ergibt die Kartierung ein recht einheitliches Generalstreichen von WNW-ESE bei mäßig steiler bis vertikaler Lagerung. Hierbei dominiert das Südfallen der Serien. Dieser generelle Bau wird durch den beschriebenen markanten Grünschieferzug gut abgebildet.

Die intensive Faltung der Gesteine ist im Grenzbereich zwischen Grünschieferzug und Quarzphyllit durch entsprechende Schichtwiederholungen gut belegbar. Das prägende Achsialgefüge liegt parallel zum Generalstreichen, wobei die Faltenachsen flach (0 bis 20°) eintauchen. Die Abtauchrichtung variiert; jedoch überwiegt ein Abtauchen nach ESE. Weitere Deformationen modifizieren diesen generellen Bau. Offensichtlich ist auch eine eher kleinräumige Verbiegung der Serien um vertikale Achsen.

Sprödstörungen, als zeitlich letzter Deformationsakt, verlaufen in den Haupttälern. Anhand des Grünschieferzuges werden im unmittelbaren Umfeld der Bamberger Hütte Details nachvollziehbar. Die talparallel, etwa N-S verlaufende Störung im oberen Bereich des Kurzen Grundes und des Salzachjochs unterbricht den Verlauf des Grünschieferzuges. Sie fächert in mehrere Parallelstörungen auf. Unter der Annahme, dass die Fortsetzung des Grünschieferzuges unter einer größeren Rutschmasse verborgen ist, ergäbe sich ein lateraler Versatzbetrag von 200 m. Sich X-förmig kreuzende weitere Sprödstörungen sind NW-SE und NE-SW angeordnet.

Quartär, Massenbewegungen

Gut erhaltene Lokalmoränen sind in den Karen rund um die Gipfel zu finden (u.a. Kröndlhorn, Molterfeldspitze). Die intensiv glazial überprägte Landschaft bietet reichlich überfahrende Härtlinge, Gletscherschliffe und Kartreppen mit reizvollen Kaskaden von Karseen, wie die als Tourismusziel bekannten Wildalmseen.

Der Talschluss des Kurzen Grundes mit den Übergängen ins Salzachtal (Salzachjoch, 1.983 m, Nadernachjoch, 2.100 m) ist glazial stark eingeebnet. Eine Transfluenz von Eismassen aus dem Gerlosgebiet ist daher wahrscheinlich. Ein Grundmoränenschleier bedeckt den Bereich flächig und führt zur Ausbildung von Vernässungszonen. Auffällige Leitgeschiebe konnten jedoch nicht festgestellt werden.

Die in den NW-gerichteten Karen des Kröndlhorn, Kröndlbergs und der Molterfeldspitze auskartierten Wallformen wurden zwar als Endmoränen der letzten Rückzugsstadien interpretiert, ein abschließendes kurzes Blockgletscherstadium ist jeweils nicht auszuschließen.

Der Quarzphyllit ist aufgrund seiner petrografischen Besonderheiten ein hervorragender Lieferant von grobem Blockschutt bis zur Hausgröße. Daher findet er sich als exotisches Geschiebe im gesamten tieferen Kelchsautal und bis weit hinaus in das Alpenvorland (Grafiing bei München).

Analog zu massigen Gesteinen ist eine große Anfälligkeit für Hanginstabilitäten gegeben. Offensichtlich unabhängig vom tektonischen Gefüge, häufig quer zur Haupt-Streichrichtung, sind alle Gipfel und Grate rein gravitativ durch ausgeprägte Zerrspaltensysteme zerteilt. Eine ausgepräg-

te Großgleitung betrifft den Hang östlich Kuhwildalm und Goldbründl. Die Abrissnische endet in Gipfelnähe auf 2.200 m; der Fuß der Gleitung verlegt den Vorfluter auf 1.700 m.

Nach morphologischen Kriterien ist die Massenbewegung aktiv und stellt ein zu überwachendes Georisiko dar.

Siehe Bericht zu Blatt 120 Wörgl von HELMUT HEINISCH

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet 2011 befindet sich im hinteren, d.h. südlichen Teil des Kleinsölktales zwischen dem Schwarzensee (1.163 m) im S und dem Kesslerkreuz im N. Es hat eine Fläche von ungefähr 14 km² und ist folgendermaßen umgrenzt: Putzentalm (1.354 m) – Schwabalm – Schwarzenseebach – Wände N der Sacherseealm (1.050 m) – Kesslerkreuz (989 m) – Karolinenhütte (Jhtt.) – Jh. Kleinalm (1.131 m) – Winningrinne – Kl. Kesselspitze (1.971 m) – Felswände östlich des Schwarzenseebaches – Innere Neualm (1.490 m) – Lemperkarspitze (1.963 m) – Putzentalm.

Das präquartäre Grundgebirge dieses Gebiets gehört zur Gänze dem Schladminger Kristallinkomplex an. Es besteht aus einem alten Dach aus variszischen mittel- bis hochgradig metamorphen Gneisen und darin eingedrungenen sauren Plutoniten, welche durch die alpidische grünschieferfazielle Metamorphose zu Metagraniten und Granitgneisen umgewandelt wurden. Trotz der mit der alpidischen Metamorphose einhergehenden Verschieferung sind die ursprünglichen Intrusionskontakte stellenweise noch gut erhalten.

Die variszischen Gneise im Umkreis des Schwarzensees (1.163 m) und an der Ostseite des Schwarzenbachtals (Abschnitt Grafenalm bis Breitlahnhütte) umfassen klein- bis mittelkörnige Biotitplagioklasgneise, Zweiglimmergneise und quarzische Gneise. Migmatische Varietäten treten im S nur untergeordnet und lokal auf (z.B. Lagenmigmatite am unteren Ausgang der Schönleitenrinne), werden gegen N jedoch häufiger. Sie bilden dort die einhüllende Randfazies der sauren Metaplutonite.

In der Umgebung der Vorderen Neualm (1.410 m) treten innerhalb der genannten Gneisvarietäten (Paragneise?) auch Lagen aus intermediären bzw. mesokraten Gneisen mit oft 2 cm langen, seltener sogar bis zu 3 cm langen, porphyrischen Hornblendestängeln auf. Diese Hornblenden sind flächig bzw. garbenartig geregelt, lassen jedoch keine bevorzugte lineare Orientierung erkennen. Die feinkörnige Grundmasse dieser Hornblendegneise besteht vorwiegend aus Feldspat (wahrscheinlich Plagioklas) und etwas Quarz. Hellglimmer ist nur in Spuren vorhanden. Biotit scheint zu fehlen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich bei diesen Hornblendegneisen um Metavulkanite, die eventuell aus andesitischen bis dazitischen Tuffen oder Laven hervorgegangen sind. Insgesamt sind diese Gesteine relativ hell. Da sie nicht von dunklen Amphiboliten begleitet werden, unterscheiden sie sich deutlich von den bimodalen Metavulkaniten des Gollingkomplexes, der große Teile des zentralen und westlichen Schladminger Kristallinkomplexes

aufbaut. Die genannten Hornblendegneise treten gehäuft im S und im Hangenden der zuvor erwähnten Paragneisserie auf, wobei innerhalb des Hornblendegneisareals die Paragneise mengenmäßig überwiegen. Die Hornblendegneise bilden innerhalb der Paragneise relativ dünne Lagen, deren Mächtigkeit oft nur wenige Dezimeter beträgt. Das Erscheinungsbild spricht eher für metamorphe Tuffe oder Tuffite, aber nicht für Abkömmlinge ehemals mächtiger Lavastöme.

Die granitoiden Gesteine an der nördlichen und südlichen Talflanke bei der Sacherseealm (1.050 m) bilden anscheinend einen zusammenhängenden, ehemals vielleicht lakolithischen Pluton mit geringer lithologischer Variabilität, der alpidisch metamorphosiert und tektonisch überprägt wurde. Er löst sich im S in mehrere Lamellen auf, die z.T. noch den ursprünglichen Intrusionsverband erahnen lassen, aber auch eine tektonische Plättung bzw. Auswälvung erfahren haben. Das vorherrschende Gestein dieses Plutons ist ein relativ heller, mittelkörniger, eher schwach vergneister Metagranit oder Metagranodiorit mit gleichmäßig verteilter Biotit. Das Gefüge ist vorwiegend gleichkörnig; porphyrische Varietäten mit bis zu ca. 10 mm großem Feldspat treten nur lokal auf (z.B. westlich der Sacherseealm, im Graben des Stiegerbaches).

Am Pitterhofberg bzw. an den Hängen südlich der Karolinenhütte (Jhtt.) tritt im Hangenden der Metaplutonite und der sie begleitenden Paragneise eine mächtige Abfolge aus retrograd metamorphem Paragneis auf. Das feinkörnige, dickplattige Erscheinungsbild dieser Paragneise stellt eine lithologische Konvergenz zu gneisartigem oder quarzitischem Wölzer Glimmerschiefer dar. Bis zum Vorliegen eines genauen Befundes mittels Dünnschliffmikroskopie vermute ich aber, dass diese Gesteine dem Schladminger Kristallinkomplex angehören. Östlich vom Sagschneider treten in dieser Abfolge auch feinkörnige, stark chloritisierete Amphibolite auf.

Die quartäre Sedimentbedeckung des Kartierungsgebietes umfasst holozänen Blockschutt, Auenablagerungen und Verlandungssedimente am Rande des Schwarzensees.

Als spektakuläre Besonderheit tritt zwischen dem Nordufer des Schwarzensees und der Grafenalm eine Bergsturzmasse auf. Sie erstreckt sich in SW–NE–Richtung über eine Länge von fast 1 km, bei einer Breite von gut 400 m. Unter Einbeziehung ihrer nördlichsten Ausläufer erstreckt sie sich sogar über eine Distanz von 2 km. Die Bergsturzmasse bildet die natürliche Abdämmung des Schwarzensees, der im Hinblick auf seine Genese eine Ausnahme innerhalb der Seen der Niederen Tauern darstellt. Die meisten, wenn nicht alle anderen Seen der Niederen Tauern sind nämlich durch glaziale Übertiefung und/oder durch die abdämmende Wirkung von Moränen entstanden. Der Schwarzensee-Bergsturz dürfte sich aus dem Steilhang WNW der Harmeralm bzw. aus der Ostflanke des

Kleinen Gnasen (2.244 m) gelöst haben. Jedenfalls ist dort in 1.800 bis 1.900 m Seehöhe eine deutliche Abrisskante zu erkennen. Demnach wäre der Bergsturz von WNW nach ESE abgegangen und dann nach NNE entlang der Talachse umgelenkt worden. Über das Alter des Bergsturzes (spätglazial oder holozän) möchte ich kein abschließendes Urteil abgeben. Die sehr unregelmäßige Form der Toma-

landschaft mit Hügeln und abflusslosen Hohlformen sowie die mit der Hauptmasse nicht zusammenhängenden Blockhaufen ganz im N sind möglicherweise darauf zurückzuführen, dass die Bergsturzmasse zunächst noch auf einem abschmelzenden Restgletscher zu liegen kam, und sich im Zuge der weiteren Abschmelzung Toteislöcher und fluvioglaziale Ausspülungen gebildet haben.

Blatt 136 Hartberg

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Grobgnais- und Strallegg-Komplex auf Blatt 136 Hartberg

ALOIS MATURA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die Aufnahmen im Bereich von Puchegg südlich Voralpe gegen Osten bis zum unteren Steinbachgraben ausgedehnt.

Der Leukokrater, ± deutlich porphyrische, weitgehend homogene **Puchegg-Orthogneis** (örtlich neben Muskovit mit ein wenig Biotit) zeigt gegen Norden zu stärker phyllonitische Ausbildung bis hin zum Auftreten von Leukophyllit. Vereinzelt ist Sericit-Quarzit mit idiomorphen Zirkonen eingelagert. Die Schieferung fällt im Allgemeinen flach gegen Westen bis Süden ein und stellt sich gegen Norden und Nordosten bis zu mittelsteilem Einfallen auf.

Von Südosten, vom Steinhöfviertel her, spitzt **Strallegg-Gneis** sichelförmig in den Puchegg-Orthogneis hinein. Daneben wurden noch einige weitere Einlagerungen von Strallegg-Gneis im Puchegg-Orthogneis gefunden. Beim Lechenbauer im Steinhöfviertel tritt innerhalb des Strallegg-Gneises an mehreren Stellen Leuchtenbergit-Sericit-Quarzphyllonit bis Sericitquarzit auf, der makroskopisch und auch durch den Gehalt an Leuchtenbergit an den Disthenquarzit aus dem Kernbereich des Strallegg-Komplexes erinnert.

Gegen Nordosten zu werden Puchegg-Orthogneis und Strallegg-Gneis mittelsteil von einer wechsellagernden basischen bis intermediären **Metavulkanitserie** des **Waldbach-Komplexes** unterlagert. Dazu gehört ebenflächiger, plattig-lageriger Gneis oder Schiefer (? Metatuffit), Amphibolit, örtlich gebändert, Hornblendegneis, Hornblendegabenschiefer, Chlorit-Hornblende-Epidotgneis, Granat-Chlorit-Muskovitquarzit und bis mehrere Dekameter mächtige Linsen und Walzen von grobkörnigem Pegmatoidgneis mit Gangquarz bzw. dickeren Quarzmobilisaten. Örtlich ist Amphibolit quergreifend von sulfidischen Erzen imprägniert, was sich nicht nur unter dem Mikroskop (Pyrit), sondern auch in weißlichen Ausblühungen (Steinbruch beim Ausgang des Steinbachgrabens) manifestiert. Ob die Stollenmundlöcher am Ausgang des Löffelgrabens in dieser Hinsicht auf ehemalige Abbaue hinweisen, habe ich noch nicht in Erfahrung gebracht.

Größere linsenförmige Massen von grobschuppigem **Granatglimmerschiefer** und **Paragneis** sind der Metavulkanitserie nicht nur eingelagert (Voralpe, Mündung Steinbach in Voralpe), sondern auch an der Grenze zum hangenden Puchegg-Orthogneis südlich des Stiftes Voralpe zwischengeschaltet, sodass es noch offen ist, ob diese auch zum Waldbach-Komplex oder aber zum Grobgnais-Komplex („Tommerschiefer“) zu stellen sind. Dieser Granatglimmerschiefer oder Paragneis ist örtlich ausgestattet mit gefülltem Oligoklas, frischen Granatblasten, frischem braunem Biotit, Disthen, Staurolith-Resten und Chloritoid.

Die **tertiären Erosionsfluren** im Voralper Talkessel setzen sich auch weiter gegen Osten fort.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 154 Rauris und 181 Obervellach

SILVIA FAVARO
(Auswärtige Mitarbeiterin)

The Mallnitz synform is a structure affecting the Subpenninic and Penninic nappes in the eastern part of the Tauern Window (Salzburg/Carinthia, Austria). This report describes the structure of the Mallnitz synform along three sections. Two are located in the Sonnblick area close to Kolm-Saigurn (sheet 154 Rauris) and the third is situated close to Obervellach (sheet 181 Obervellach). The sections are based on structural investigations in combination

with geological mapping of a larger area in scale 1:10.000, which is reported in FAVARO & SCHUSTER (2012, this volume).

The Tauern Window is the most prominent tectonic window of the Eastern Alps. Within Subpenninic derived from the European continental margin and Penninic nappes derived from the Alpine Tethys Ocean are exposed under the Austroalpine nappes. In the investigated area from bottom to the top the following tectonic is present (according to the tectonic nomenclature by SCHMID et al., *Ecol. Geol. Helv.*, 97/1, 2004; PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, *Jb. Geol. B.-A.*, 151/1+2, 2011; SCHMID et al., *Swiss J. Geosc.*, in review):

- Hochalm-Ankogel nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).

- Romate nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).
- Sonnblick nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).
- Kolm nappe (lower element of Glockner nappe system of Penninic nappes).
- Modereck nappe system (Subpenninic nappes).
- Geißel nappe (upper element of Glockner nappe system of Penninic nappes).

The Mallnitz synform is a km-sized fold structure with a northwest-southeast trending fold axis. It affects mainly elements of the Glockner and Modereck nappe system and has been interpreted as being the continuation of a stretching fault by KURZ & NEUBAUER (J. Struct. Geol., 18/11, 1996). To the southwest of the Mallnitz synform the Sonnblick nappe is located, whereas to the northeast a nappe stack including the Hochalm-Ankogel and Romate nappe appears.

According to FAVARO et al. (Geophy. Res. Abstracts, 14, EGU2012-10371, 2012) simplified deformation history within Tauern Window's units starts with nappe stacking in the Penninic (D1) and Subpenninic nappes (D2), followed by duplex formation (D3), doming (D4) and brittle exhumation (D5). In this nomenclature the Mallnitz synform is a D4 structure showing different structural domains along strike. In the northwest it is an open fold dominated by S2 foliations. Further to the south S2 dips to the northeast and it is cut by a SW dipping axial plane foliation S4. Intensity of S4 increases southeastward until it becomes the main foliation. In the lower nappes of the northeastern limb (Kolm and Romate nappe) SW-NE directed structures D3 are overprinted by D4. From Obervellach until Pusaritz, still within the Tauern Window, the synform is rotated and the southwestern limb dips to the northeast. In this area a sinistral shear bands pattern related to the ductile Katschberg Shear Zone (D4) is present (SCHARF et al., Int. J. Earth Sc., in review).

Description of the sections

In the following the structures and the lithostratigraphic succession of the two sections in the Rauris valley and the one close to Obervellach are described.

Sections in the Rauris valley

Along the profiles, between Niedersachsen Haus, Neuerkogel, Bockhartscharte and Neubau respectively, the Mallnitz synform is highly asymmetric. From bottom to the top three different nappes built up the Mallnitz synform:

- lower nappe of the Glockner nappe system (Penninic nappes).
- element of the Modereck nappe system (Subpenninic nappes).
- upper nappe of the Glockner nappe that forms the core of the synform (Penninic nappes).

There are two possible interpretations for the tectonostratigraphy of the Mallnitz synform in this area: there might be only one element of the Glockner nappe system whereby the lower element is the inverted limb of the upper one, or there might be two nappes of the Glockner nappe system. Accepting the first solution, this nappe could be connected with the crustal-scale, N-facing, sheath fold to the west of the Sonnblick dome. This fold displays an isoclinal folding of the Modereck nappe sys-

tem and Glockner nappe and it brings the Glockner nappe into the inverted limb of an antiform whose core comprises the normal and inverse stratigraphic sequences of the Modereck nappe system (KURZ & NEUBAUER, 1996). The second solution connects the lower element of the Glockner nappe system with the Kolm nappe and the upper one with the Geißel nappe, both outcropping in the Mallnitz area. Several arguments argue for the second possibility: directly at Mallnitz, the Kolm nappe gets very thin, but can be traced as slices below the element of the Modereck nappe system until the Hagener hut and further to the northwest. Also the lower nappe of the Glockner nappe system in the Rauris valley is not more than few meters thick and highly sheared. It consists of calcareous micaschists, mica bearing marbles and prasinities. Remarkably garnet is present in this unit, which is missing in the upper nappe. This indicates a slightly higher metamorphic grade in the lower element of the Glockner nappe system than in the upper one. This reflects the situation in the Mallnitz area where also the Kolm nappe shows a slightly higher metamorphic grade than the Geißel nappe.

The element of the Modereck nappe system consists mainly of the Brennkogel formation. Additionally in the southwestern limb of the synform arkoses and whitish Brennkogel quartzites are intercalated. Further slices of whitish to grayish marble occur. These marbles might be interpreted as equivalents to the "Angertal marble" (PESTAL, pers. com.), but the age and the tectonic position is still unclear.

At the base of the lower Glockner nappe, a layer with a mix of highly sheared lithologies is present. It consists of retrogressed amphibolites, calcareous micaschist, black schist and quartzites. This layer is interpreted as the roof thrust of the Venediger nappe duplex.

The structures within the Mallnitz synform can be described as follows: In the northeastern limb only a single, almost horizontal or slightly southwest dipping foliation is present. In the core of the synform, where the upper element of the Glockner nappe system occurs, an overprinting foliation can be identified. Both foliations diverge slightly in angle and create an intersection lineation striking approximately N130E. Further towards southwest an axial plane foliation appear and becomes more frequent until the southwestern limb is ending. This axial plane foliation dips approximately 200/25. The older foliation will have formed during the nappe stacking event (D2), whereas the axial plane foliation is due to the doming event of the Sonnblick nappe (D4).

Underneath the roof thrust a distinct lithological association occurs: a mix of bright colored, Quartz-rich gneisses intercalated with carbonate-bearing chlorite-schists, biotite-porphyroblasts schists and dark graphitic schist with albite-porphyroblasts crops out for several meters. This sequence is interpreted as the shear zone that developed between two horses during the duplex formation in the Venediger nappe system (D3). In our case it divides the Sonnblick nappe and the Romate nappe. The lithological association and the style of deformation support this interpretation: the lithological association reminds to highly hydrated lithologies of the old roof (paragneisses, amphibolites and dark micaschists) of the Venediger nappe system. For what concerns the structures, in this shear zone two folding events can be recognized. The younger one, affecting the overall area, is the folding event due to

the doming (D4). F4 fold axis always strike approximately N140E, the folds are NE-verging and the orientation of the axial surfaces is orientated from recumbent to horizontal inclined. Features of an older deformational event are upright folds, with fold axis that turned from strike values of approximately N100E into the doming fold axis direction of N140E. The older fold axis and lineation formed during the duplex formation event (D3). They were re-aligned during the doming event (D4).

The shear zone described above rests on the cover of the Romate nappe below the northeastern limb of the Mallnitz synform and on the old roof of the Sonnblick Dome below its southwestern limb. The post-Variscan cover of the Romate nappe is very typical and can be found on top of the Romate orthogneiss in the whole area. It is greenish, bright colored garnet and chloritoid-bearing muscovite-chlorite schist. As the deformation event leading to the doming of the Sonnblick nappe does not affect strongly the Romate nappe several pre-doming structures are still preserved in the post-Variscan cover of the Romate nappe. The strike of stretching and mineral lineation is scattering from N110E to N150E. The crenulation is mostly due to the doming event (D4) (strike around N140E), but sometimes also a N-S oriented crenulation has been found. It is associated with N-S oriented fold axis of kink bands. Shear bands are oriented N290E with a dip between 30 and 50 degrees.

Normal to the direction of the Mallnitz synform a set of fractures filled by quartz occur in the whole area. These veins are well known as they are gold-bearing (Golden Tauern).

Section Obervellach – Kaponig Graben

In the section close to Obervellach the Mallnitz synform is much broader and shows a much more complicated internal structure than in the Rauris valley. According to mapping more than one synform and antiform is present and the whole structure is highly sheared. However, the internal part of the synform is again built up by three nappes:

- Kolm nappe of the Glockner nappe system (Penninic nappes).
- element of the Modereck nappe system (Subpenninic nappes).
- Geißel nappe of the Glockner nappe that forms the core of the synform (Penninic nappes).

The Kolm nappe is interpreted to be the lower nappe of the Glockner nappe system. Typical lithologies are greyish-bluish, thick bedded, mica-bearing marble intercalated with dark, greyish, brownish calcareous mica schist of the Bündnerschiefer-Group. Further large ophiolite bodies with prasinities, amphibolites and serpentinites occur. For this reason the Kolm nappe is characterized by the “Glockner facies”. This lithological association is similar to that of the Glockner nappe *sensu stricto* (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011), but in contrast to the Glockner nappe *sensu stricto* of the Glockner area, no relics of a high pressure imprint have been reported from the Kolm nappe until now. The Geißel nappe is interpreted to be the upper nappe of the Glockner nappe system. It is different because of different primary lithologies and a weaker metamorphic imprint: The Bündnerschiefer-Group of the Geißel nappe consists of brownish calcareous micaschists with intercalated greenish chlorite schist with albite-porphroblasts. Serpentinites are present just as tiny bod-

ies. Therefore the Geißel nappe can be attributed to the “Fuscher Facies” (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011).

The Modereck-nappe system in between the Kolm and Geißel nappe shows the following succession along the crest between Häusleralm and Lonzaköpfel: Its lowermost part is built up by the Brennkogel Formation. Above some slices of Schwarzkopf Formation, Piffkar Formation and Wustkogel Formation occur. After a thick pile of Brennkogel Formation a sequence starting with Lower-Triassic quartzites (Lantschfeld quartzite), Seidelwinkel Formation, Piffkar Formation, Schwarzkopf Formation and Brennkogel Formation continues. It is not totally clear, but this succession can be interpreted as an isoclinally folded and contemporaneously sheared nappe. The lower part up to the Wustkogel Formation might be the inverted limb, whereas the succession starting with the Lower Triassic quartzites represents the upright limb. The Brennkogel Formation interval in between can be interpreted as an intercalated sheared slice.

Based on mapping the hinge of the synform coming from the Rauris valley continues within the Geißel nappe to Lonzaköpfel and Lassacher Höhe. Here the synform is tight and the axial plane is dipping steeply towards southwest. Close to Mallnitz, at Auernig a second synform develops. It is open, the hinge is located in the Kolm nappe and the axial plane is dipping parallel to that of the other synform. Towards the south, this synform gets also narrower and intensely sheared. In this synform the Kolm nappe is underlain by a thin tectonic zone including highly sheared lithologies of the Kolm nappe, garnet and chloritoid-bearing schists of the Romate nappe and schists of the Brennkogel Formation from the underlying Hochalm-Ankogel nappe. This zone represents the roof thrust on top of the Venediger nappe system.

The antiform located between the two synformes is situated directly west of Mallnitz. On the path up to the Häusleralm (at 1.800 m altitude) amphibolites and calcareous micaschist of the Kolm nappe are dipping below the element of the Modereck nappe system. Further to the south the Kolm nappe disappears, because the fold axis of the anticline is dipping towards southeast and it is truncated by a shear zone. Therefore the anticline affecting the Kolm and Romate nappe is visible only in the subsurface. The southwestern limb of the Mallnitz synform shows different features: The Kolm nappe is not present and the stratigraphy doesn't follow a clear succession, because it is more sheared and folded. The southwestern limb is overturned and the Sonnblick nappe is therefore overlying. The contact between the elements of the Glockner and Modereck nappe system with the Sonnblick nappe is in most cases a shear zone dipping steeply toward the southwest and subparallel to the fault planes of the Mallnitz synform. This shear zone is several meters wide and formed by mixed up lithologies of the bordering units. The Sonnblick nappe forms an antiform with a southwest dipping axial plane, which gets narrower towards the southeast.

Also the structural inventory across the Mallnitz synform is changing: In the northeastern limb of the synform at Auernig the foliation of the nappe stacking event (D2) is always visible. The foliation formed during the doming event (D4) occurs as an incipient axial plane foliation that infolds the nappe stacking foliation. The orientation of the axial plane foliation is approximately 220/40. A crenulation due

to the doming event (D4) with southeast dipping fold axis is also present. As in the Rauris valley, the post-Variscan cover of the Romate nappe is folded by axis perpendicular to those of the Mallnitz synform. These folds are related to the D3 event.

In contrast, in the main part of the synform and on the southwestern limb the main foliation is a composed foliation formed during the nappe stacking event (D2) and the doming event (D4). In the more competent lithologies (e.g., quartzites of the Piffkar Formation) the nappe stacking foliation is still visible, but isoclinally folded. Both foliations are steep, almost vertical and parallel to each other (dipping of foliation c. 210/70-80).

Towards the southwest, south of Obervellach the Mallnitz synform is rotated and the axial plane is dipping to the northeast (c. 040/30). Also the Sonnblick nappe, forming a narrow lamella is rotated and dipping towards northeast. This rotation is pre-brittle deformation (D5) as brittle planes measured in the rotated and un-rotated part are fitting perfectly to the strike of the brittle Mölltal fault. Along the slopes of the Möll valley an intense pattern of transpressive sinistral shear bands occurs within the nappes of the Glockner and Modereck nappe system. This pattern is interpreted as the continuation of the Katschberg Shear Zone System that swings around the gneisses of the Hochalm dome in the southeastern corner of the Tauern Window (SCHARF et al., in review). In contrast, the Sonnblick lamella disappears below the Austroalpine nappes.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 154 Rauris, 155 Bad Hofgastein und 181 Obervellach

SILVIA FAVARO
(Auswärtige Mitarbeiterin)
& RALF SCHUSTER

In this report results from geological mapping in the Sonnblick area near to Kolm-Saigurn (ÖK154), from the Tauern tal near to Mallnitz (ÖK 155) and from the south-western slopes of the Mölltal near to Obervellach (ÖK 181) are documented. The geological maps improve the manuscript of ÖK 154 Rauris by PESTAL (Manuskript zur Geol. Karte 1:50.000, Blatt 154 Rauris, Geol. B.-A., 2011) and give additional information for the south-western part of map sheet ÖK 155 Bad Gastein. The mapping was focused on the north-western end of the Mallnitz synform and on the subdivision of pre-Mesozoic and Mesozoic rocks of the Subpenninic nappes. Additional structural investigations are reported in FAVARO, 2012 (this volume).

Tectonic subdivision of the investigated area

The area is situated in the Subpenninic and Penninic nappes of the Tauern Window. From bottom to the top the following tectonic succession occur (according to the tectonic nomenclature by SCHMID et al., *Eclog. Geol. Helv.*, 97/1, 2004; PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, *Jb. Geol. B.-A.*, 151/1+2, 2011; SCHMID et al., *Tauern Window (Eastern Alps, Austria): new tectonic map, cross-sections and tectonometamorphic evolution.* – *Swiss J. Geosciences*, in review):

- Hochalm-Ankogel nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).

- Romate nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).
- Sonnblick nappe (Venediger nappe system of Subpenninic nappes).
- Kolm nappe (lower element of Glockner nappe system of Penninic nappes).
- Modereck nappe system (Subpenninic nappes).
- Geißel nappe (upper element of Glockner nappe system of Penninic nappes).

The area is characterized by a km-sized fold structure with a northwest-southeast trending fold axes. It is termed Mallnitz synform and consists of elements of the Glockner and Modereck nappe system infolded between Subpenninic nappes. The Mallnitz Synform is bordered to the northwest by the Hochalm-Ankogel nappe with the overlying Romate nappe and to the southwest by the Sonnblick nappe. The nappe stack forming the Mallnitz Synform has been interpreted as a stretching fold by KURZ & NEUBAUER (*J. Struc. Geol.*, 18/11, 1996) in the area southeast of Obervellach.

Description of the Subpenninic and Penninic nappes in the Rauris and Mallnitz valley

In this chapter the lithostratigraphy and the lithological content of the Subpenninic and Penninic units is described.

Subpenninic nappes

The Subpenninic nappes, derived from the Helvetic shelf, representing the southern European margin after the opening of the Penninic ocean in the Middle Jurassic. According to the older nomenclature (e.g. KOBER, *Sitzber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, 98, 1920; STAUB, *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, 52 (N.F. 82), 1924; EXNER, *Erläuterungen zur Geol. Karte der Sonnblickgruppe.* – *Geol. B.-A.*, 1964) the “Venediger Nappe” comprises Permo-Carboniferous plutonites (“Zentralgneise”), intruding an old roof (“Altes Dach”). The old roof consists of pre-Carboniferous “Altkristallin” and Permocarboniferous schists belonging to the “Untere Schieferhülle”. In 1962, Exner mentioned that due to insufficient knowledge also some Mesozoic rocks might be included in the “Untere Schieferhülle”.

Maps of the area produced in the last Century are mostly lithological maps, but in the past years the lithostratigraphy of the Permomesozoic rocks of the Subpenninic nappes has been improved significantly (e.g. PESTAL et al., *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000.* – 162 S., *Geol. B.-A.*, 2009). The newly established lithostratigraphy constrained specifying quartzites or blackish schists in different stratigraphic positions. This leads to a better understanding of the tectonic style of the area. Equally important for the definition of individual nappes are different orthogneisses and the old roof lithologies.

A problematic lithological unit in the eastern part of the Tauern Window comprises the Permocarboniferous schists of the “Untere Schieferhülle”. In the area between Mallnitz and Gastein KOBER (1920) summarized them as “Woisgenschiefer” based on their occurrence in the Woisgen valley. For the same rock association EXNER (*Erläuterungen Geol. Karte 1:50.000 – Umgebung Gastein.* *Geol. B.-A.*, 1957) uses the term basal and central schist series (“Basale und Zentrale Schieferserie”) and in the maps of the Sonnblick area by EXNER, *Geol. Karte Umgebung Gastein 1:50.000.* – *Geol. B.-A.*, 1956; *Geol. Karte Sonnblickgruppe 1:50.000.*

– Geol. B.-A., 1962) they are shown as bright micaschist (“Heller Glimmerschiefer”) and aplitic bright and black micaschist („Aplitisch inizierter heller und schwarzer Glimmerschiefer”).

However, investigations of the last years allow subdividing these schists in at least two genetic types: The first is mostly composed of dark colored schists rich in biotite and intruded locally by granitic dykes. For these lithologies the term biotite-porphroblast schist (“Biotitporphyroblastenschiefer”), “Furtschagelschiefer” or “Kleinelendschiefer” is in use. Detrital zircons from these schists yielded ages as young as 339 Ma (KEBEDE et al., Intern. J. of Earth Sc., 94, 2005; LÄRCHBAUMER et al., Austrian J. Earth Sci., 103/2, 2010). For this reason the protolite age of these rocks is Carboniferous or younger.

The second type is a garnet and chloritoid-bearing chlorite-muscovite schist. No granitic dykes have been found in these schists until now. They are expected to be younger than the dark variety and therefore maybe more pelitic equivalents to the Permian Wustkogel Formation. For this reasons they are quoted as a post-Variscan cover. This very typical rock type can be found to the northeast of the Mallnitz synform from the area of Kolm-Saigurn, along the eastern slopes of the Schareck (3.123 m), in the Tauern valley and further until Mallnitz. However, they do not appear in the Woisgen valley. Further occurrences of similar schists are present as thin slices below the Glockner nappe system at Törlkopf (2.446 m) and within the Mallnitz synform until Göriach in the lowermost part of the Möll valley (ÖK 182 Spittal a. d. Drau).

From Kolm-Saigurn until Mallnitz the schists are bright, shining, silvery to greenish colored and often sprinkled with red garnets up to 5 mm in diameter. Chloritoid appears in the rock matrix as tiny black dots 0.1–0.3 mm in size, but may form flakes up to 5 mm in diameter. Often chloritoid is also present as inclusions within the garnet. In thin section a layering of chlorite and mica-rich and quartz-rich lamellae and often also a folding and crenulation is visible. The micas show waving extinction, but in some cases they are recrystallized during the deformation. Chlorite is green colored, Fe-rich and forms larger patches. New white mica is overgrowing and cuts the older foliation. In associations with the mica also some crystals of plagioclase are visible. Quartz and mica are up to 0.5 mm in size, whereas the plagioclase is more fine-grained. Tourmaline is a frequent accessory mineral. It forms tiny bluish-green crystals with idiomorphic shape and up to 0.3 mm in length.

In the area around Mallnitz, chlorite is less frequent and some biotite is inter-grown with the white mica. Chloritoid is still present as inclusions within the garnet, but in the matrix instead of chloritoid tiny idioblastic staurolite crystals appear.

Southeast of Mallnitz the schists are pinched between elements of the Glockner and Modereck nappe system of the Mallnitz synform. They form several hundred meters long and up to 50 m thick slices. Staurolite was described by EXNER (Jb. Geol. B.-A., 127/3, 1984) from a locality in the Odengraben near Göriach. It appears in a 10 m thick layer of staurolite-garnet-muscovite-chlorite-quartz schist which occurs in the gorge at 1.200 m altitude. Garnets are 3 mm in diameter and staurolite forms 2 mm long prismatic crystals. In other localities no staurolite, but epidote is present forming often idioblastic and up to several milli-

meters big crystals. We guess that the epidote developed during the breakdown of chloritoid when calcium from the surrounding calcareous micaschist of the Glockner nappe system was available.

In our maps the subdivision of the Subpenninic nappes follows the suggestion by PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER (2011), FAVARO et al., The Mallnitz synform and its relation to the Mölltal fault (Tauern Window, Eastern Alps/Austria). – EGU Abstract, 2012 and SCHMID et al. (in review).

The Subpenninic nappes are split into the Venediger nappe system, representing thick basement and cover nappes, and the Modereck nappe system forming thin slices mostly consisting of metasedimentary rocks. The metasedimentary rocks are subdivided into pre-Variscan metasediments and metavolcanics, syn-Variscan Upper Devonian to early Carboniferous metasediments, post-Variscan late Carboniferous and Permian metasediments and Mesozoic metasediments.

Venediger nappe system

In the investigated area three nappes of the Venediger nappe system occur. From bottom to the top are the Hochalm-Ankogel, Romate and Sonnblick nappe.

Hochalm-Ankogel nappe

This nappe is built up by different orthogneisses intruding an old roof consisting of pre-Variscan migmatic paragneisses, paragneisses, micaschists and amphibolites and syn-Variscan metasediments belonging to the “Kleinelendschiefer”. Locally and with variable thickness a Permomesozoic transgressional sequence is preserved.

Orthogneisses (“Zentralgneis”)

In the Hochalm-Ankogel nappe several types of orthogneisses are present (HOLUB & MARSCHALLINGER, Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 1989; SCHUSTER et al., Erläuterungen Geol. Karte 1:50.000 – Blatt 182 Spittal a. d. Drau, 2006). In general an increase of deformation from the central parts of the Reiseck Mountains towards the margins and the top of the nappe respectively can be recognized. In the investigated area orthogneisses of the Hochalm-Ankogel nappe appear north of Mallnitz around the Hindenburg Höhe (2.315 m). The most frequent lithologies are medium-grained augengneisses and fine- to medium-grained leucocratic granitgneisses. The latter also appear as up to several meters thick dykes within the old roof.

Old roof (“Altes Dach”)

The pre-Variscan metasediments comprise paragneisses to micaschists and amphibolites. The paragneisses and micaschists of the old roof are monotonous with a pronounced schistosity. White mica, biotite and a few tiny garnets are visible with the naked eye. Sometimes the rocks are dark greyish, because of a small amount of graphitic pigment. Amphibolites form up to 100 m thick layers and bodies. They are mostly fine-grained, dark green and strongly foliated. Locally, a larger amount of feldspar is present and in some layers garnet up to 2 mm in diameter occurs. Further intercalations of metagabbroic amphibolites, with hornblende crystals up to 1 cm in a fine-grained plagioclase-rich matrix as well as bright colored hornblende gneisses appear.

Syn-Variscan cover

While they are missing in the southern part of the Hochalm-Ankogel nappe, north of the Törlkopf (2.446 m) an up to several hundred meters thick sequence of “Biotitpor-

phyroblastenschiefer" is present. They can be nicely studied on the northern slopes of the Seebachtal close to the Stappitzersee and in the Woisgen valley. They comprise bright colored, quartz-rich gneisses with biotite porphyroblasts, paragneisses and dark, sometimes graphitic, biotite dominated schists. Also layers of garnet-bearing muscovite-chlorite schists with some biotite are present. The biotite porphyroblasts reach up to 2 mm in size.

Permomesozoic cover

The lithologies and lithostratigraphic units on top of the Hochalm-Ankogel nappe are the same as in der Modereck nappe system and described there. Remarkable is the occurrence of garnet in the dark schists and graphitic quartzites of the Brennkogel Formation at Dösner Schönberg east of Mallnitz.

As mentioned above a Permomesozoic cover is only locally preserved: At the ridge to the Groneck (2.691 m) near to Obervellach a sequence of Wustkogel, Seidelwinkel and Pfiffkar Formation is several hundred meters thick. Further to the northwest at the Dösner Schönberg more than hundred meters of Brennkogel Formation are present. In contrast on the slopes on both sides of the Seebachtal no remnants of Permomesozoic cover have been found.

Romate nappe

The Romate nappe is termed after the Romatespitze (2.696 m, Rameterspitz in the most recent map) between Gastein and Tauern valley. It is a basement and cover nappe with a thickness up to several kilometers, built up by the following lithostratigraphic units: Carboniferous orthogneisses ("Zentralgneiss") are present in two varieties, the Romate monzosyenitegneiss and the Siglitz granitgneiss. These are overlain by garnet and chloritoid-bearing chlorite-muscovite schist. The Permian Wustkogel Formation is overlying in the Hüttwinkel valley outside the investigated area (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011). Marbles of the Silbereck Group (PESTAL et al., 2009) which are the continuation of the "Angertal marble" in the Gastein valley follow. They have been deposited in Jurassic to Lower Cretaceous time. The uppermost lithostratigraphic unit present is the Brennkogel Formation.

Romate monzosyenite gneiss ("Zentralgneis")

The Romate syenitegneiss was mapped for the first time by ANGEL & STABER (Wiss. Alpenvereinshefte, 13, 1952). It is a medium to coarse-grained, white and black spotted orthogneiss. Less deformed types show rectangular dark green patches with biotite, whitish K-feldspar phenocrysts up to 3 cm in diameter, whitish plagioclase and minor greyish quartz. With increasing deformation a flaser texture develops.

Siglitz granitgneiss ("Zentralgneis")

According to EXNER (Sitzber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., 1949; 1957) the Siglitz orthogneiss is a leucocratic and fine to medium-grained Augen gneiss. It is rich in plagioclase and on the schistosity planes muscovite and minor flakes of biotite and chlorite occur. The feldspar augen are a few millimeters in size and consist of twinned albite, which developed from K-feldspar. The Siglitz granitgneiss does not appear in the investigated area.

Post-Variscan cover

In the mapped area the Siglitz and Romate orthogneiss are covered everywhere by silvery to greenish garnet and chloritoid-bearing chlorite-muscovite schist attributed as

a Permian and therefore post-Variscan cover. When there is a stratigraphic contact the garnet and chloritoid-bearing chlorite-muscovite schist are overlain by Mesozoic rocks. This is the case between Mallnitz in the southeast and the Niedersachsenhaus in the northwest. In the area of Kolm-Saigurn a variegated rock series with garnet-bearing micaschists, dark grey micaschists, micaschists with biotite-porphyroblasts, greenschists, quartzitic gneisses is overlying. This rock series is interpreted as a shear zone including lithologies from the post-Variscan cover of the Romate nappe, but also pre- and syn-Variscan metasediments of the Sonnblick nappe which is following next in the succession.

Marble (Silbereck Group, "Angertal Marble"; Upper Jurassic to early Cretaceous)

In the Tauerntal and east of Mallnitz a rock series dominated by marbles is folded together with the post-Variscan cover of the Romate nappe. At its base it comprises bright colored siliclastic schists, impure quartzites and carbonatic schists. This series is just a few meters thick, except in the area around the Greilkopf (2.581 m) where it reaches up to 100 m in thickness. In the uppermost part, close to the Hagener hut marble layers several decimeters in thickness are intercalated and form the transition to the overlying massive marbles. The latter are usually whitish to greyish and thick-bedded (up to 1 meter). They contain white mica in a variable amount, but also pure whitish marble with a thickness of several meters are present. In some places deformed layers and boudins of grey and yellowish weathering dolomite have been recognized.

Further, at the cliff 200 m northwest of the Laschghütte in the Tauerntal kyanite-bearing grayish quartzites have been found as loose blocks. These quartzites may represent the Schwarzkopf Formation.

A Sr-isotopic ratio of a pure whitish marble from an outcrop on the road up to the Jamnig hut yielded an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.707721 ± 3 (sample 11R33). Plotted on the Sr-seawater curve from MC ARTHUR et al., J. of Geology, 109, 2001, it indicates a stratigraphic age in the Ladinian to Carnian or in the Upper Jurassic to early Cretaceous. Based on regional considerations the second possibility is supported.

Sonnblick nappe

The Sonnblick nappe forms a NW-SE orientated domal structure, about 25 km long and 5 km broad, with a 25 km long and just about 100 m thick continuation towards SE. This elongated part is the Sonnblick lamella. The Sonnblick nappe is built up mostly by orthogneisses, covered by an old roof. The latter consists of paragneisses with intercalated amphibolites and overlying graphitic micaschists. Whereas the paragneisses and amphibolites occur everywhere on top of the orthogneisses, the graphitic micaschists appear just locally, for example on the southern side of the Schareck. The top of the Sonnblick nappe is marked by a shear zone composed of variegated lithologies including Permomesozoic metasediments. However, no Permomesozoic metasediments with a transgressive contact to the old roof have been found until now.

Sonnblick Augengneiss

Three different types of orthogneisses with crosscutting relationships can be distinguished macroscopically in the Sonnblick nappe: The oldest is fine-grained, greyish, because of a larger amount of biotite and contains rare and up to 2 cm large K-feldspar phenocrysts. The main type,

forming more than 95 % of the whole body is a leucocratic granitic augengneiss. Both are cut by aplitic dykes. Outcrops with cross-cutting relationships can be studied to the south of the Schareck and northeast of the Sonnblick.

Old roof (“Altes Dach” – “Neubau nappe”)

In general the pre-Variscan metasediments of the old roof comprise paragneisses, micaschists, amphibolites and quartzites. However, in detail within the Sonnblick nappe lots of different and heterogeneous lithologies can be subdivided based on the structural imprint and a various retrograde overprint.

On the north-western side of the Sonnblick Dome, near Himmelbauer homogeneous fine-grained to very fine-grained, dark grey and brownish paragneisses are present. Sometimes they contain larger amounts of chlorite. This lithology breaks in thin slices. On the exposed surface thin discontinuous layer of iron oxides occur. In contact with these paragneisses, an amphibole-bearing schist with 20–30 % of amphibole in a matrix composed by muscovite, biotite and quartz has been found. The amphiboles are up to 3 mm in size. In several places white to greyish, muscovite-rich quartzites breaking in coarse tabular slices are present.

Further to the northwest, close to the Zedelnig (2.330 m) and the Biwak hut at Feldseescharte (2.714 m) paragneisses with amphibolite lenses are frequent. Characteristic is a layered series of quartzitic gneisses, quartzites and partly boudinaged amphibolites). The individual layers are several centimeters up to a few meters thick.

South of the Schareck (3.123 m) close to Eisseehaus an old roof similar to Feldseescharte (2.714 m) is overlain by dark grey graphitic micaschists crosscut by some granitic dikes.

Modereck nappe system

The Modereck nappe system in the area southwest of the Sonnblick dome is subdivided in several nappes and slices: Trogareck Lamelle, Rotewand-Seidelwinkl nappe and Schuppen zone (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011). In the Mallnitz synform an element of this nappe system is present between two elements of the Glockner nappe system, but its correlation to the tectonic elements in the southwest is not totally clear. In the following paragraphs the lithological content of the Modereck nappe system in the Mallnitz synform is described.

Wustkogel Formation (Permian–Lower Triassic)

The Wustkogel Formation mainly consists of greyish to greenish paragneisses with whitish albite porphyroclasts, which developed from arkoses. The rocks show a layering with greenish phengite-rich and greyish quartz-rich layers. When highly deformed, the albite porphyroclasts form ribbons. In contact with these lithologies, white mica-rich schist with small pyrites, leaving yellowish dots on the weathered surfaces have been found. The uppermost part consists of thin bedded, greenish quartzites (Lantschfeld quartzite). In the investigated area these rocks were found only in the gorge 500 m south of the Häusleralm near to Mallnitz.

In thin section sometimes grains of detrital magmatic biotite are visible. Mostly, they are transformed in chlorite, whereby rutile exolutions developed. Quartz shows a shape preferred orientation. Mineral content is: quartz, al-

bite-plagioclase, phengite and chlorite. Accessory minerals are opaque ore and epidote.

Seidelwinkel Formation (Middle Triassic)

At the type-locality in the Seidelwinkel valley the Seidelwinkel Formation consists of dark grey calcitic marbles, turning into bright colored dolomites and yellowish rauhwacke. In contrast within the investigated area these carbonatic rocks occur just as dissected slices. Homogeneous mica-free marble is present in different colours: Often it is whitish, but sometimes it can be pinkish or greyish. Usually, it is without mica, but it also has been found mica-rich when it is highly deformed and sheared together with mica-bearing rocks. Further, there are whitish dolomites with a typical yellowish weathering colour and coarse cellular, yellowish “cargneules”.

The largest outcrops of marbles occur on the crest between Häusleralm and Lonzaköpfl (2.317 m). Sheared marbles together with quartzites of the Piffkar Formation and other lithologies are present in the south-western limb of the Mallnitz synform, e.g., at the crest between Törlkopf (2.517 m) and ReBeck (2.498 m).

Piffkar Formation (Upper Triassic)

Whitish, thick-bedded quartzite (called also Keuper quartzites) with some muscovite is the most frequent lithology of the Piffkar Formation occurring in the mapped area. The quartzite breaks in decimeter to centimeter sized blocks or tabular sheets. Often they are intercalated with silvery mica- and quartz-rich schist and dark, carbonate-free schist. Frequently, these schists contain dark spots of chloritoid. On the south-easter slopes of the Kaponig some layers of metabreccias with components of yellowish or greyish marbles occur. The layers are up to 1 m thick and the size of the components is up to 10 cm. The sequence of the Piffkar Formation reaches locally up to hundred meters. However, most probable this thickness is due to isoclinal folding.

In thin sections the rocks exhibit a foliation and a crenulation. Grain-size of the minerals is up to 1 mm. Quartz is undulous and shows dynamic recrystallization by subgrain rotation and grain boundary migration. There is just one generation of slightly undulous white mica present. The following minerals can be recognized: quartz muscovite and minor plagioclase. Accessory opaque ore is present and as alterations carbonate and iron hydroxides can be found.

Schwarzkopf Formation (Lower Jurassic, “Lias”)

Black, thin laminated phyllite intercalated with dark grey quartzite in beds with 5–6 cm thickness. Within these quartzites needles of kyanite up to 2 cm long may occur. In the Mallnitz area this lithologies have been found only 200 m south of the Häusleralm. In the Tauerntal kyanite-bearing, greyish quartzites occur as loose blocks at the cliff (1.900 m) 200 m northwest of Laschghütte.

Brennkogel Formation (Upper Jurassic to Cretaceous)

The Brennkogel Formation comprises dark greyish-brownish schist with layers of flyschoid quartzites.

The schists are rich in fine-grained white mica with a greyish colour due to a larger amount of graphitic pigment. A low amount of carbonate varies in the individual layers. Typical are reddish-brown iron-oxide dots. Locally, black chloritoid or albite porphyroblasts are present. In thin sections the following minerals occur within the Brennkogel schist: quartz, muscovite, plagioclase; accessory:

calcite, iron-oxide, apatite and chloritoid. Garnet is present in some places, e.g. in the basal part of the Brennkogel Formation between Neubau hut and Niedersachsenhaus.

The quartzites are usually porous due to dissolution of calcite components, reddish, yellowish or whitish depending on the amount of oxides and thin-bedded (from 3 to 30 cm). They form layers up to a few meters in thickness. In general, the amount and thickness of the quartzite layers increases upwards within the rock column. In the Kaponig valley and along the old Railroad trail track not more than one meter thick zones of actinolite and talc-bearing schists occur within the Brennkogel Formation. They are interpreted as shear zones including material of the nearby ophiolites from the Penninic nappes.

Penninic nappes

The Penninic nappes derived from the Penninic Ocean (Alpine Tethys Ocean) which opened in the Middle Jurassic and was closed in the Paleogene. According to SCHMID et al. (2004) the Penninic nappes can be subdivided into Lower, Middle and Upper Penninic nappes. In the investigated area the Matrei Zone is part of the Upper Penninic nappes. It just forms highly sheared slices which cannot be separated exactly from the underlying Glockner nappe system. The Glockner nappe system is attributed to the Lower Penninic nappes.

Glockner nappe system

The Glockner nappe system mainly consists of calcareous micaschist of the Jurassic to Cretaceous Bündnerschiefer Group and ophiolite slices including amphibolite, prasinite and serpentinite. Its paleogeographic position is attributed to the Valais Ocean (SCHMID et al., 2004).

In the area of the Mallnitz synform we subdivided the Glockner nappe system in two nappes: the tectonically lower Kolm nappe and the upper Geißel nappe. West and north of the Sonnblick dome at least three elements of the Glockner nappe system are present according to the manuscript of ÖK 154 Rauris (PESTAL, 2011). The most important are the Glockner nappe and the tectonically higher Rauris nappe. These nappes exhibit typical rock associations: The Glockner nappe is characterized by the "Glockner facies" with larger ophiolite bodies, including serpentinites, prasinites and greenschists. In some places, pseudomorphs after lawsonite and eclogites indicate a high pressure imprint. In the Rauris nappe with the "Fischer facies" dykes of metagabbroic rocks are typical whereas large ophiolite bodies and indications for a high pressure imprint are missing.

Kolm nappe

Typical lithologies of the Bündnerschiefer Group in the Kolm nappe are grayish-bluish, thick-bedded, mica-bearing marbles intercalated with dark greyish to brownish calcareous micaschists. Large ophiolite bodies with prasinites, amphibolites and serpentinites occur at the Auernig (2.130 m) and all along the southwest dipping slopes of the Möll valley. For this reason the Kolm nappe is characterized by the "Glockner facies".

Prasinites are massive greenish rocks with a high, but variable content of epidote together with amphibole, chlorite and albite. They are frequent at Auernig and built up the rock walls at the Törlkopf (2.446 m). The amphibolites are strongly foliated, fine-grained and greenish to blackish colored. They form blocks and tabular pieces. In thin section they look fresh, without evidences of a retrograde overprint and the mineral assemblage reflects peak metamorphic condition. The matrix consists of amphibole needles, plagioclase and minor quartz and titanite. Around epidote crystals Mg-rich chlorite with greyish interference colours and some amphiboles appear in pressure shadows. Bodies of dark green to blackish serpentinites occur between Auernig and Törlkopf.

A layer of schists with biotite and muscovite can be followed from the Törlkopf to the southern slopes of the Auernig. Chlorite-biotite schists occur as a more or less continuous layer with up to 15 m thickness between Kaponigwiesen and Hartlberg. Mainly, they consist of chlorite whereas biotite is present as individual black flakes or as elongated aggregates up to 2 cm in length.

Geißel nappe

The Bündnerschiefer Group of the Geißel nappe consists of calcareous micaschists with intercalated greenish chlorite-schist. Serpentinites are present as tiny bodies. The Geißel nappe can be attributed to the "Fischer Facies".

The calcareous micaschists are rich in white mica and characterized by a yellowish to brownish weathering colour. Grey mica-bearing marbles are intercalated. During weathering fine-grained pieces are split off and forming brownish sand. The left rock walls are rounded, e.g., at the south-western slopes between Törlkopf (2.517 m) and Lonzaköpf (2.317 m). The chlorite schists show nodules of albite porphyroblasts 1–3 mm in diameter. In thin sections a mineral assemblage with chlorite, albite and minor epidote, titanite and biotite is visible. Serpentinites are characterized by a grass-green weathering colour. Often they contain talc and up to 1 cm large ankerite crystals. They have been found south of Vorderer Geißelkopf (2.974 m), close to the old railway station of Obervellach and at Hartlberg.

Blatt 155 Bad Hofgastein

Siehe Bericht zu Blatt 154 Rauris von SILVIA FAVARO & RALF SCHUSTER

Blatt 181 Obervellach

Siehe Bericht zu Blatt 154 Rauris von SILVIA FAVARO

Siehe Bericht zu Blatt 154 Rauris von SILVIA FAVARO & RALF SCHUSTER

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels

KARL STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der erste Kartierungsbereich befindet sich an der slowenischen Grenze im südlichen Teil des Kartenblattes (Bereich Montikogel und Grillgraben). Im Bereich des Montikogel treten braune Sandsteine und Konglomerate mit untergeordnet Lagen von Tonschiefern auf. Typisch für das Aussehen der Konglomerate, deren Komponenten maximal Faustgröße erreichen, ist ihr im verwitterten Zustand löchriges Aussehen, bedingt durch das Herauslösen ehemaliger weicher Komponenten (braune Sandsteine). Die Komponenten bestehen aus bis zu 80 % Quarz und untergeordnet Karbonaten, Sandsteinen und Kristallingeröllen (KRAINER, Jb. Geol. B.-A., 132, 622–623, 1989; KRAINER, Jb. Geol. B.-A., 133/3, 505–506, 1990). Durch das Verwittern der limonitreichen Sandsteinkomponenten, die sowohl in den Konglomeraten als auch in den Sandsteinen auftreten, erhalten diese Gesteine eine typische gelbbraune Verwitterungsfarbe. Teilweise ist auch die Matrix der Konglomerate braun gefärbt. Die löchrigen Konglomerate mit braunen Sandsteinkomponenten wurden bereits in der Kartierung 2006 entlang des Nordhanges des Remschnigg beim Salzerkogel auskartiert. Abgesehen vom kleinen Bereich des Montikogel („Quarkonglomerate des Montikogel“) treten die Konglomerate in dieser Schichtfolge nur sehr untergeordnet auf. Der Großteil der Sedimente besteht aus Sanden und Sandsteinen. Sie entsprechen lithologisch den „Leutschacher Sanden“ = Teichbauer-Formation (SCHELL, Die Geologie der Südlichen Windischen Bühnen. – Unveröff. Diss., Graz, 1994). Eine Zusammenfassung der Teichbauer-Formation mit den Sanden, Sandsteinen und Konglomeraten im Bereich des Remschnigg und des Montikogel wurde nun durchgeführt. Abgesehen von den Sandsteinkomponenten, die das löchrige Aussehen der Konglomerate und die limonitische Färbung der gesamten Abfolge verursachen, entsprechen sie lithologisch und auch faziell der „Übergangsfazies“ (= Arbeitsbegriff für die Verzahnung zwischen Kreuzkrumpl-Formation und Kreuzberg-Formation; siehe STINGL, Jb. Geol. B.-A., 148, 2008). Am Süd- und Ostabhang des Remschnigg vertritt somit die Teichbauer-Formation die Übergangsfazies von der Kreuzkrumpl-Formation in die Kreuzberg-Formation (vgl. STINGL, 2008). Für die Bestätigung der Teichbauer-Formation von Schell als eigene Formation oder ihre Einordnung als Subformation der „Übergangsfazies“ sind noch einige Begehungen im Bereich der Typuslokalität der Teichbauer-Formation bei Leutschach nötig.

Der zweite Kartierungsbereich befindet sich an der Nordgrenze des Kartenblattes im Bereich Schöneegg – Oberlupitscheni. Es wurde ein noch fehlender Streifen zwischen der Blattgrenze und den Kartierungen von FRIEBE (Jb. Geol. B.-A., 133/3, 1990 und PLASS, Jb. Geol. B.-A., 132, 1989) begangen. Im Bereich „Sauberg“ wurde der Verlauf der Grenze der Kreuzberg-Formation zur Weissenegg-Formation, im Bereich „Oberlupitscheni“ die Fortsetzung der Weissenegg-Formation bis zur Blattgrenze kartiert. Im nordwestlichen Anschluss an das Kartiergebiet folgen bereits die zentralen Teile der Kreuzberg-Formation mit den vorhandenen Kartierungen von SCHELL (1994) und FRIEBE (1990). Im Norden anschließend treten die ersten Vorkommen von Leithakalken bei Gamlitz (Preßtal, Grubtal) auf.

Es befinden sich in diesem Gebiet auch die sogenannten „Oberen Sande“ (WINKLER-HERMADEN, Erläuterungen Geol. Spezialkarte 1:75.000, Blatt Marburg, 1938) im Hangenden der Weissenegg-Formation, die von FRIEBE in die Weissenegg-Formation integriert wurden. Die neuen Profilaufnahmen im nahen Steinbruch Retznei (HOHENEGGER et al., Austr. J. Earth Sci., 102, 2009) zeigen allerdings eine lithostratigrafisch deutlich unterscheidbare Abfolge von der Kreuzkrumpl-Formation (Steirischer Schlier) und der Steirischen Diskordanz, über Leithakalke und marine Mergel der Weissenegg-Formation, zu den im Hangenden folgenden mergeligen Grobsanden („Obere Sande“). Diese Sande konnten ausgehend von der Kartierung von PLASS (1989) auf dem Bergrücken westlich Brennerstock eindeutig als eigenständige lithostratigrafische Einheit weiterverfolgt werden. Es ergibt sich somit in diesem Kartierabschnitt eine Abfolge von Mergel und sandigem Mergel der Weissenegg-Formation, die sich mit der Kreuzberg-Formation verzahnen. Die Weissenegg-Formation wird im Hangenden von den „Oberen Sanden“ überlagert.

Übersichtsbegehungen wurden im Bereich des Labitschberges durchgeführt. Die mikropaläontologische Auswertung einer 2009 genommenen Probe an der Basis der Ottenberg-Subformation (am Beginn des Grabens, der auf den Labitschberg zieht) ergab ein unterbadisches Alter (NN4), vergleichbar mit einer Probe aus der Tongrube Wagna, deutlich über der Steirischen Diskordanz und knapp unter dem Beginn der Leithakalke. Die Sedimente gehören somit gesichert zur badenischen Weissenegg-Formation.

In sechs Profilen (P1 bis P6) von etwa 150 bis 200 m Länge wurden im Herbst geophysikalische Untersuchungen (Geoelektrik) durchgeführt. Die Profile wurden über sämtliche unterschiedlichen Lithologien gelegt, und der Wechsel in den lithologischen Einheiten zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab.

Kartenwerk im UTM-System

Blatt 3213 Kufstein

Bericht 2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Gebiet Köglalm, Durrenberg, Riedenberg und Kranhof auf Blatt 3213 Kufstein

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2011 kartierte Gebiet befindet sich westlich von Hinterthiersee und umfasst eine Fläche von ca. 10,7 km² im Bereich Köglalm – Durrenberg – Riedenberg – Kranhof. Ein morphologisch prägendes Element ist der SW–NE-streichende Pendlingkamm und seine durch Steilhänge und Felswände geprägte Nordbegrenzung im Südteil des Arbeitsgebietes. Das Gebiet zwischen dem Pendlingkamm im Süden und Riedenberg im Norden ist durch flache, quartärbedeckte Hänge und Terrassen gekennzeichnet. Es wird von der morphologisch markanten Glemmschlucht in NE–SW-Richtung durchschnitten.

Die stratigrafische Abfolge reicht im Untersuchungsgebiet vom Wettersteinkalk der Mitteltrias bis zur Gosau-Gruppe der Oberkreide.

Stratigrafie

Wettersteinkalk / Wettersteindolomit

Der Wettersteinkalk ist im Südteil des Arbeitsgebietes, an den Nordabhängen des Pendlingkammes zwischen der Köglalm und dem Hasatal verbreitet. Dieses Schichtglied weist im Gelände durchwegs eine deutliche Bankung auf und ist somit in Lagunenfazies ausgebildet. Die kalkige Entwicklung überwiegt bei weitem, untergeordnet treten ebenfalls gebankte Dolomite auf. Die Bankdicken reichen von 20 cm bis 1,5 m, liegen aber meist im Bereich von 0,5 bis 1 m. Die hell anwitternden, im frischen Bruch beigen, sparitischen Kalke sind über weite Bereiche durch eine intensive Verkarstung gekennzeichnet, wobei diese häufig an den Schichtfugen ansetzt und bereichsweise zur Bildung großer Hohlräume führt (darunter die bekannte Eishöhle auf der Hundsalz). Da die Basis des Wettersteinkalkes nicht aufgeschlossen ist, kann die Gesamtmächtigkeit nicht angegeben werden. Auf die stratigrafische Hangendgrenze, die hier zwar ebenfalls nicht aufgeschlossen ist, kann aufgrund morphologischer Kriterien geschlossen werden. Der Übergang zu den Sand-, Tonsteinen und Dolomiten der Raibler Schichten deutet sich in der Verflachung des Geländes am Fuß der steilen Hänge und Wandstufen an der Nordseite des Pendlingkammes an.

Nordalpine Raibler Schichten (Raibl-Gruppe)

Dieses Schichtglied tritt im Westteil des Arbeitsgebietes im Bereich der Glemmschlucht auf. Es besteht zumeist aus einer Wechselfolge von feinstlaminierten, dünngebankten (1–5 cm), mittelgrauen bis bräunlichen und dickbankigen Dolomiten mit bis zu 1 m dicken Bänken, wie sie auch für den Hauptdolomit typisch sind. Die dünngebankten Lithofaziestypen weisen Einschaltungen von 1–5 cm dicken,

graugrünen Tonsteinlagen auf, welche mitunter auch braun verwittert sein können.

In dieser Dolomitabfolge treten außerdem vereinzelt bis mehrere Meter mächtige, beige bis weiß anwitternde Kalkeinschaltungen mit Bankdicken bis zu 2 m auf. Sie sind im frischen Bruch als beige Sparite ausgebildet, im angewitterten Zustand erkennt man eine Feinstlamination im mm-Bereich. Mächtigere klastische Einschaltungen fehlen entweder primär, oder sie sind nicht aufgeschlossen. Aufgrund der faziellen Ähnlichkeit zum stratigrafisch hangenden Hauptdolomit und des Fehlens von mächtigeren klastischen Einschaltungen erwies sich die Festlegung der Hangendgrenze als schwierig. Dieser Umstand und die komplexen strukturellen Gegebenheiten (siehe tektonischer Teil) lassen eine Angabe der Mächtigkeit nicht zu.

Wie weiter östlich, zwischen Kufstein und dem Dreibrunnjoch, so wird auch im kartierten Gebiet auf den bisherigen offiziellen geologischen Karten (GANSS & DOBEN, Geol Karte Bayern 1:100.000, Blatt Schliersee, 1984; PAVLIK, Geofastkarte 1:50.000, Blatt 90 – Kufstein, Geol.B.-A., 2008) diese stratigrafische Abfolge dem Hauptdolomit zugerechnet.

Hauptdolomit / Dachsteindolomit

Der Hauptdolomit setzt sich in seiner typischen Ausbildung aus beige anwitternden, im frischen Bruch graubraunen, gut gebankten Dolomiten zusammen. Die dm-dicken Bänke bestehen häufig aus einer Wechsellagerung von monotonen Dolomikriten und -spariten mit Feinstlaminiten (Algenlamitbänke). Bituminöse Einschaltungen, wie sie dem Faziestyp der Seefelder Schichten entsprechen, treten im Arbeitsgebiet nicht auf, bzw. sind nicht aufgeschlossen. Nordöstlich von Riedenberg stehen an einer ca. 5 m hohen Wandstufe dickbankige, helle beige Dolomite an. Die in sich massigen, 2 bis 3 m dicken Bänke alternieren mit dünnbankigeren Abfolgen, wie sie für die Dachsteinkalk/-dolomitfazies typisch sind. Dieser Faziestyp, der auch in der Glemmschlucht, nordwestlich des Kranhofes auftritt, ist im Arbeitsgebiet nur untergeordnet vertreten. Wenige Kilometer östlich, zwischen Thiersee und Kufstein, dominiert bereits die Dachsteinkalkfazies gegenüber der Hauptdolomitfazies (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 168–173, 2011).

Gosau-Gruppe

Die Verbreitung der Gosau-Vorkommen ist im Arbeitsgebiet mit Ausnahme eines kleinen, isolierten Aufschlusses nördlich von Enterbachwies, auf den Bereich südlich der Glemmschlucht beschränkt.

Untere Gosau-Subgruppe

Nordöstlich von „Enterbachwies“ treten in einem kleinen Graben im Hauptdolomit ziegelrote Sandsteine und polymitke gradierte Konglomerate mit einer ebenfalls ziegelroten, abschnittsweise auch grauen Matrix auf, welche im dm-Bereich wechsellagern und lateral miteinander verzahnen. Teilweise sind Slumpingstrukturen erkennbar.

Die bis zu 3 cm großen Komponenten der Konglomerate sind meist gerundet bis gut gerundet, vereinzelt auch subgerundet. In die grauen Konglomerate ist eine ca. 2 cm dicke Kohlelage eingeschaltet. Im Bereich eines SW–NE-verlaufenden Grabens nordwestlich des Kranhofes treten monomikte Brekzien der basalen Gosau mit einer Mächtigkeit von mindestens 40 bis 50 m wandbildend auf. Die eckigen bis kantengerundeten Klasten sind max. 20 cm groß und dürften zum überwiegenden Teil aus dem unterlagernden Hauptdolomit und Dachsteindolomit stammen, vereinzelt treten auch graue Dolomitkomponenten auf. Die abschnittsweise undeutlich ausgebildete Schichtung verleiht dem Gestein über weite Bereiche ein massiges Aussehen. Es gibt aber auch mehrere Meter mächtige, deutlicher geschichtete Niveaus mit einer Wechsellagerung von Grob- und Feinbrekzien im dm-Bereich. Südwestlich von Stiefelmoos ist im oben erwähnten Graben eine monomikte Schollenbrekzie aufgeschlossen. Die mehrere Meter großen Schollen bestehen aus Wettersteinkalk. An der Basis des Aufschlusses befinden sich monomikte Grobkonglomerate mit dm-großen angerundeten bis gerundeten Komponenten. Auffallend ist hier, dass die Zwischenräume der Komponenten nahezu matrixfrei sind. An der Nordseite des Pendlingkamms befinden sich in einem Bereich zwischen der Köglalm und der Hundsalm mehrere Erosionsrelikte der basalen Gosau, die hier den Wettersteinkalk diskordant überlagern. Es handelt sich hierbei um monomikte Brekzien aus Wettersteinkalk, mit den für die Gosau typischen Rotpeliten in den Zwischenräumen der meist cm- bis dm-großen Komponenten. Vereinzelt weisen die Rotpelite eine deutliche Internschichtung im mm-Bereich auf. Ähnliche Basalbrekzien der Gosau auf dem Wettersteinkalk finden sich auch im Gebiet einer NE–SW-hangparallelen Geländeeintiefung bei Ebenwald. Südwestlich des Köglhörndls (1.645 m) sind am Almweg zwischen der Köglalm und der Hundsalm deutlich geschichtete, rötliche monomikte Feinbrekzien und ziegelrote Sand- und Siltsteine aufgeschlossen. Aus dem Schichteinfallen ergibt sich eine nahezu konkordante Überlagerung des Wettersteinkalkes. Unmittelbar daneben finden sich monomikte Konglomerate der basalen Gosau mit einer Internschichtung der roten pelitischen Matrix.

?Obere Gosau-Subgruppe

Am Forstweg zur Ebenwaldalm stehen an einem Aufschluss Mergel von ziegelroter Farbe an und ohne erkennbare Schichtung an. Hierbei dürfte es sich vermutlich um Tiefwasserbildungen der Nierentaler Fazies handeln, wenngleich biostratigrafische Belege nicht vorliegen.

Quartäre Ablagerungen

Sande, Kiese und Schotter (Prä-Hochglazial bis Hochglazial)

In einem Graben, ungefähr 300 m nördlich des Kranhofes sind matrixgestützte, mäßig konsolidierte Diamikte mit durchwegs polymikten gerundeten bis gut gerundeten Geröllen aufgeschlossen. Der Kristallinanteil beträgt ungefähr 10 %, Komponenten aus Gneis und Glimmerschiefer treten teilweise als „Geschiebeleichen“ auf. Die Matrix besteht aus glimmerreichen, leicht schluffigen Mittel- bis Feinsanden. Diese matrixreichen Kiese wechseln mit Einschaltungen von Mittel- bis Feinsanden, welche vereinzelt Kiesschnüre enthalten. Die deutliche Kompaktion und der scherbrige Bruch lassen auf eine spätere glaziale Überprägung und somit auf ?prähochglaziale oder hochglaziale Ablagerungen (Vorstoßsedimente) schließen. Ungefähr

200 m bachaufwärts treten in schlecht sortierten, matrixgestützten kristallinreichen Kiesen (bis zu 70 %) m-mächtige Einschaltungen von lakustrinen Schluffen von beiger bis graubeiger Farbe auf. Die undeutlich geschichteten fluvioglazialen Schotter an einem orografisch rechten Seitenbach des Glemmbaches, südwestlich des Kranhofes, stellen eine Besonderheit dar. Bemerkenswert ist hier der hohe Anteil an gerundeten bis gut gerundeten Kristallinkomponenten, insbesondere an Komponenten aus der Grauwackenzone, bei denen es sich um Metabasite, Phyllite nebst Brekzien und Sandsteinen der Gröden-Formation handelt. Daneben treten auch verwitterte Glimmerschiefer, Gneise, Amphibolit und Grünschiefer auf. Glimmerschiefer und Gneise liegen häufig als „Geschiebeleichen“ vor, die Karbonatkomponenten sind teilweise gekritzelt und bestehen zum überwiegenden Teil aus Kalk (meist Wettersteinkalk), untergeordnet aus Dolomiten. Schlecht sortierte Schotter wechsellagern mit deutlich besser sortierten, grobkörnigen Einschaltungen mit bis zu 20 cm großen gut gerundeten Komponenten. In dieser Abfolge stecken zwei über 1 m große eckige Blöcke aus Wettersteinkalk und aus Gosau-Konglomerat. Immer wieder treten kleinere zementierte Areale auf.

Grundmoräne des Würm-Hochglazials („Moräne“ des Inngletschersystems)

Südlich der Glemmschlucht, auf den flachen Hängen zwischen dem Kranhof im Nordosten und Ebenwald im Nordwesten, und im Bereich um Riedenberg und nördlich davon sind große Flächen von mäßig bis stark konsolidierten, schluffreichen, beigebraunen Diamikten bedeckt und an zahlreichen Stellen entlang der Forstwege und Gräben aufgeschlossen. Das Komponentenspektrum besteht zu einem überwiegenden Teil aus Karbonaten, der Kristallinanteil liegt in der Regel unter 5 %. Die Karbonat-Geschiebe stammen zum Großteil aus dem Wettersteinkalk und sind meist subangular bis angerundet. Die gerundeten bis gut gerundeten Kristallinkomponenten bestehen vor allem aus Amphibolit, untergeordnet aus Gneis und Grünschiefer. Der Feinanteil ist schluffig bis leicht tonig. Die Kompaktion und die bisweilen gehäuft auftretenden gekritzelten Geschiebe aus Wettersteinkalk (untergeordnet Dolomit) sprechen für Grundmoräne. Ein weiteres Indiz für die weite Verbreitung wasserstauer Grundmoräne, sind die immer wieder auftretenden Vernässungszonen. Dieser Befund weicht von älteren Bearbeitungen deutlich ab. Auf den bisherigen offiziellen geologischen Karten (siehe oben) sind die beschriebenen Areale als prähochglaziale Schotterterrassen ausgehalten.

Sande, Kiese und Schotter (Eisrandsedimente des Würm-Spätglazials)

Auf den über weite Bereiche von Grundmoräne bedeckten, flach nordfallenden Wiesen und Waldhängen rund um den Kranhof und südlich von Riedenberg treten immer wieder karbonatdominierte, komponentengestützte Kiese mit einer mehr oder weniger deutlich erkennbaren Schichtung auf. Die Karbonatkomponenten bestehen zum Großteil aus Wettersteinkalk, der Kristallinanteil liegt schätzungsweise unter 5 %. Etwa 300 m SSW des Kranhofes konnte an einem erosiven Einschnitt eines nach WSW abfließenden kleinen Bachs, eine Überlagerung der Grundmoräne durch fluvioglaziale Kiese und Sande festgestellt werden. Somit handelt es sich hier um spät- bis ?postglaziale Ablagerungen. Die oben erwähnten Aufschlüsse sind in analoger Weise zu interpretieren.

Ein ähnliches Bild zeigt sich auch an Aufschlüssen entlang des bereits erwähnten orografisch linken Seitenbachs des Glemmbaches nördlich von Riedenberg, wo eine stark konsolidierte Grundmoräne ebenfalls von fluvioglazialen Kiesen überlagert wird, wie sie oben bereits beschrieben wurden. Ca. 150 m nordöstlich des Gasthofes Wastl in Riedenberg wurden auf der orografisch rechten Seite des oben erwähnten Grabens mäßig kompaktierte fluviatile Sedimente kartiert. Über dem Bach sind 10 m mächtige, schlecht sortierte Kiese mit einem hohen Schluffanteil (Matrixstützung) aufgeschlossen, die vereinzelte geringmächtige Schluff-Lagen enthalten. Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von ca. 5 m schlecht sortierte, matrixgestützte Kiese von beigebrauner Farbe, die mit Sanden (Mittel- bis Feinsand) und komponenten-gestützten Kiesen alternieren. Die meist angerundeten bis gerundeten, untergeordnet subangularen Karbonatkomponenten erreichen häufig eine Größe von 30 cm, einzelne Komponenten sind bis zu 1 m groß. Der Kristallinanteil beträgt ca. 10 % und setzt sich aus gerundeten bis gut gerundeten Gneis-, Amphibolit-, Quarz- und Eklogit-Geröll zusammen.

Über diesen undeutlich geschichteten Kiesen wird das Material generell feinkörniger und es dominieren beigebraune im dm-Maßstab undeutlich geschichtete Mittel- bis Feinsande, in welche immer wieder Schnüre und Linsen von matrixgestützten Kiesen (Rinnenfüllungen) eingeschaltet sind. Unmittelbar neben dem Wirtschaftsgebäude eines Bauernhofes, ca. 150 m südwestlich des Gasthofes Wastl in Riedenberg, waren im Frühherbst in einer offenen Baugrube (für eine Jauchegrube) fluviatile Sedimente einer Eisrandterrasse aufgeschlossen. Es handelte sich um eine Abfolge von sandig-schluffigen Kiesen, in die mehrmals gut ausgewaschene, gut sortierte Schotterlagen eingeschaltet waren. Daneben traten auch reine Sand- und Schluff-Lagen auf. Die Komponenten der größeren Schotter waren gerundet bis gut gerundet. Am Top der Abfolge traten sandig-schluffige Kiese mit großteils subangularen bis angerundeten Komponenten auf. Diese 0,5 bis 1 m mächtige Lage geht auf Umlagerungsprozesse der am Hang darüber anstehenden Lockersedimente zurück. Das Areal um den Hof und unterhalb ist deutlich als Terrasse erkennbar. Nordwestlich oberhalb des abgeschwemmten Bereichs am Übergang von der Terrasse zum Hang weist eine wellige Morphologie wieder auf Grundmoräne im Untergrund hin.

Murschutt- und Schwemmfächersedimente (Holozän)

Mehrere kleine Murschuttkegel wurden im Westabschnitt des Arbeitsgebietes entlang der Glemmschlucht kartiert. Der Schwemmfächer am Ausgang des Längtales, NNE des Nöck (1.218 m) ist im äußersten NE-Eck der Manuskriptkarte ausgehalten. NE des Nöck ist bei „Jhth“ ein inaktiver Murschuttfächer entwickelt. Der Bach, der diesen gebildet hat, fließt heute nach S ab und mündet in den Glemmbach.

Vernässungszonen, Torf- und Moorablagerungen

Vor allem südlich der Glemmschlucht, auf den von Grundmoräne bedeckten flach nach N abfallenden Hängen treten Vernässungszonen gehäuft auf. Dies gilt auch für die vermutlich glazial entstandenen, abflusslosen Senken nördlich unterhalb des Durrenberges (1.534 m) und nördlich von Riedenberg.

Rutschmassen (Erd- Schuttströme, oberflächennah)

Südwestlich der Ebenwaldalm konnte eine ca. 50 m breite und 500 m lange, eher flachgründige Massenbewegung kartiert werden. Eine genaue Abgrenzung war aufgrund der dichten Bewaldung im Gelände nicht möglich, konnte jedoch nachträglich unter Zuhilfenahme der Laserscanbilder des Landes Tirol vorgenommen werden.

Antropogene Ablagerungen

Künstlich aufgeschüttete Areale im kartierten Gebiet sind abschnittsweise Straßen und die vielen Forstwege, Parkplätze, Materialablagerungen, etc.

Tektonik

Das Arbeitsgebiet befindet sich innerhalb der Lechtal-Decke und umfasst im Südteil den Nordschenkel der in diesem Bereich NE-SW-streichenden Pendling-Antiklinale. Die Bereiche nördlich dieser Großstruktur sind durch offene, weitspannige Faltenstrukturen geprägt. Der nördlich vorgelagerte, überkippte Südschenkel der Thiersee-Synklinale liegt bereits außerhalb des kartierten Gebietes. Die Schichtlagerungs-Werte des SW-NE-streichenden Nordschenkels der Pendling-Antiklinale zeichnen sich im Untersuchungsgebiet durch eine auffallend geringe Streuung aus. Der Wettersteinkalk fällt in der Regel mit 50° bis 70° nach NNW bis NW ein. Dies gilt auch für den Geländerrücken westlich von Ebenwald, der vom Durrenberg (1.534 m) im Süden durch eine markante, SW-NE-streichende Suture getrennt ist. Nördlich dieses Rückens, im Bereich der Glemmschlucht, fallen die Raibler Schichten nach E bis NE ein. Dieses Bild kann durch eine offene, gegen SW aushebende Synkinal-Struktur erklärt werden. Das auffällige Vorspringen des Wettersteinkalkes nördlich des Durrenberges nach Norden könnte mit einer dextralen Seitenverschiebung an der bereits erwähnten Geländesuture zusammenhängen, wofür es jedoch keine entsprechenden Befunde gibt.

Das Gebiet nördlich der Glemmschlucht ist durch eine weitspannige Verfaltung des Hauptdolomits geprägt. An den Schichtlagerungs-Werten und den wenigen gemessenen Faltenstrukturen lässt sich eine Dominanz der tertiären Einengungsstrukturen, mit WNW-ESE-streichenden Faltenachsen erkennen. Diese überprägen die untergeordnet auftretenden, prä-gosauischen Strukturen, die im Zuge einer NW-SE-Einengung gebildet wurden. Diese überprägen die untergeordnet auftretenden, prä-gosauischen Strukturen, die im Zuge einer NW-SE-Einengung gebildet wurden.

Bericht 2011 über geologische, strukturelle und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 3213 Kufstein

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2011 wurde auf Blatt UTM 3213 im Thierseer Tal im Anschluss an das Kartiergebiet von 2010 (siehe dazugehörigen Bericht) nach Westen ein ca. 15 km² großer Streifen (das Nordwesteck des Kartenblattes) aufgenommen. Der Überlappungsstreifen mit den UTM-Blättern 3207 Ebbs (im Norden) und 2218 Kundl (im Westen) wurde ausgespart. Das Arbeitsgebiet umfasst den Bereich von der Nord- und Nordwestgrenze des Kartenblattes nach Süden ca. bis auf Höhe von Pkt. 992 Stieglwies – Stiefel-

moos, nach Osten bis zur Linie Hinterer Sonnberg – Grub – Modal.

Schichtfolge (Festgesteine)

Die Schichtfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes zeigt – wie im Aufnahmejahr 2010 – einen Querschnitt durch die Thiersee-Synklinale, vom norischen Hauptdolomit bis zu den unterkretazischen Tannheimer Schichten, wobei die ältesten Rahmengesteine der Synklinale, der Wettersteinkalk und die Raibl-Gruppe nicht mehr auftreten (siehe SCHUH, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 173–175, 2011).

Der Hauptdolomit kommt im überkippten Südschenkel der Synklinale als breiter Streifen vom Wäschkogel bis über den weiten Südhang des Larchbergs vor. Im Norden tritt er – in aufrechter Lagerung (Nordschenkel der Synklinale) – ab der Hörhagbrücke (Wacht, Ortsteil von Landl) Richtung Norden zutage. Ein bestens aufgeschlossenes Profil im Hauptdolomit, mit Übergang zum stratigrafisch hangenden Plattenkalk, findet sich entlang des neu gebauten Forstweges von der Stallentalm zur Schönfeldalm in den steilen Abschlüssen östlich der Schönfeldalm. Gut erkennbar ist hierbei der Wechsel von stromatolith-laminarischen, grauweiß-gelblich anwitternden Dolomitbänken des intertidalen Ablagerungsmilieus mit den dickbankigeren, mikritischen bis feinsparitischen, strukturlosen Dolomitbänken des Subtidal. Letztere wittern kompakt hervor und täuschen somit von weitem Kalkbänke vor, deren Erstauftreten wichtig für die Abgrenzung des Hauptdolomites zum Plattenkalk ist.

Die Verwitterungsresistenz und die generelle Raumlage (überkipptes Schichteinfallen nach Süden) des Plattenkalles im Südtail des Aufnahmegebietes (Larchberg, Veitsberggrant) führten zur Herausformung deutlicher Höhenrücken mit steilerem Nordabfall (Schichtköpfe) und flacheren Südhängen (schichtparallel); auf der Nordseite des Thierseer Tales (Hinterer Sonnberg) wiederholt sich diese morphologische Asymmetrie, wobei hier generell aufrechtes Südfallen vorliegt.

Die über dem Plattenkalk einsetzenden Kössener Schichten sind nicht überall ausgebildet; sie bieten der tektonischen Beanspruchung und der Erosion deutliche Schwachstellen, dies äußert sich in Verfaltung und Zerschierung und in Graben- und Muldenbildungen. Die Mergel und Tonschiefer fungieren zudem als Stauer und daher als wichtige Quellhorizonte. Ein „Bilderbuchaufschluss“ in der Kössen-Formation und zugleich eine der wenigen Stellen, an denen man den primären Übergang in den stratigrafisch liegenden Plattenkalk sieht, befindet sich auf halbem Weg an der Straße zwischen Rohrmoos und Stiegenwiesl: Sehr eindrucksvoll überlagert hier Plattenkalk in überkippter Position die darunter liegenden Mergel, Schillkalke und Tonschiefer der Kössen-Formation. Weitere kleine Vorkommen davon sind unregelmäßig verteilt, oftmals fehlen die Kössener Schichten infolge tektonischer Abscherung an Störungen zur Gänze.

Der dickbankige bis massige Oberrhätalk durchzieht in Form einer ca. Ost–West gerichteten, faziell bedingt unregelmäßig auf- und abschwellenden Geländerippe den Südtail des Arbeitsgebietes. Nördlich der Thierseer Ache bildet der Oberrhätalk im Südhang des Ascherjochs mehrere Verebnungen aus. Im Bereich Stallentalm–Schönfeldalm kommt er in drei aufeinander folgenden sanften Rücken vor, die aus Überschiebungen resultieren.

Die Vorkommen der Gesteine der Rotkalk-Gruppe sind meist – ausgenommen massiver oberrhätischer Blockschutt entzieht sie des Blickes – an die Vorkommen des Oberrhätalkes gebunden. Während im Südtail des Arbeitsgebietes die Rotkalke als schmalere, invers liegende Streifen mehr oder minder durchgehend unter dem ebenfalls überkippten Oberrhätalk ausgemacht werden können, ist die diffuse Verteilung der Vorkommen im Nordabschnitt tektonisch bedingt. Sehr schön aufgeschlossener Adneter Kalk findet sich beispielsweise im Nordhang des Larchbergs, etwa 160 Höhenmeter unterhalb des Gipfels. Eine Besonderheit stellen die Rotkalkaufschlüsse unmittelbar nördlich von Wacht dar: Der sich im Kartenbild manifestierende mehrmalige Wechsel von Rotkalklagen und stark zerschertem Oberrhätalk könnte mit Rotkalkspaltenfüllungen oder auch mit kleinräumigen Überschiebungen erklärt werden.

Die zeitgleich mit den Rotkalen auf der Tiefschwelle im Becken gebildeten Allgäu-Schichten (harte, verkieselte, mikritische bis arenitische Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen) sind zwischen Wäschkogel und Ebenwald sehr gut aufgeschlossen (Straßenaufschlüsse entlang der Straße zum Kranhof bzw. zum Waldhof). Daneben findet sich eine Reihe kleinerer Aufschlüsse, wie z.B. am Ostende des Veitsberggrants, wo die Allgäu-Formation aufgrund der generell inversen Schichtlagerung von Adneter und Oberrhätalk überlagert wird.

Der auf die Allgäu-Formation folgende Radiolarit (Ruhpolding-Formation) ist nur punktuell auszumachen, selten auch im stratigrafischen Verband mit den anderen Formationen: Beispielsweise wird orografisch rechts des Stallentales, etwa 1 km ab der Mündung in die Thierseer Ache bacheinwärts der Radiolarit von der Ammergau-Formation überlagert.

Die Ammergau-Formation und die Schrambach-Formation bedecken den Zentralteil des Arbeitsgebietes. In Erosionsrinnen sind die oft von Verwitterungsschutt verdeckten Gesteine freigelegt.

Die nächst jüngere Tannheim-Formation (fleyschoide siltig-sandige, grün-graue Mergel und Tonsteine) finden sich in folgenden Aufschlüssen: westlich des Weilers Grub im Bachgraben, im Fürschlachtbach auf ca. 800 m Seehöhe und ferner in Form eines Straßenaufschlusses am Ostende des Veitsberggrants.

Die diskordant die älteren Gesteine des Untergrundes überlagernde, gemischt siliziklastisch-karbonatische, oberkretazische Gosau-Gruppe konnte im Arbeitsgebiet an zwei Lokalitäten kartiert werden: Zum einen in Form von geschichteten, meist monomikten Brekzien und meist polymikten Konglomeraten entlang der Straße zum Kranhof bzw. als kleines Vorkommen etwa 200 m südlich des Wäschkogels, des Weiteren als Brekzien und Konglomerate und in deutlicher Wechsellagerung von Konglomeraten und roten Grobsandsteinen unmittelbar nördlich des Stiegenwiesls. In beiden Fällen bildet der Hauptdolomit den Untergrund für die diskordant darüber transgredierte Gosasedimente.

Tektonischer Bau

Für eine strukturelle Übersicht wird auf den Kartierungsbericht 2010 (SCHUH, 2011) verwiesen. Es sollen hier kurz einige Besonderheiten der Kartierung von 2011 erläutert werden:

Faltenstrukturen

Eine vermutlich prägosauisch (eocalpin) gebildete Faltenstruktur befindet sich im Bereich Veitsberggrant–Fürschlachtbach: die B-Achse einer Rampenfalte im Oberrhät-/Rotkalk wird postgosauisch im Zuge tertiärer N-S-Einengung steil gestellt und manifestiert sich dadurch im Kartenbild als „liegendes Z“.

Sprödetektonische Strukturen: Wie schon im Arbeitsgebiet von 2010 beobachtet, setzen sich die Überschiebungen im Bereich „Hinterer Sonnberg“ nach Westen fort. Mehrfach kommen Oberrhätkalk und Rotkalk infolge Durchscherens des Nordschenkels der Thiersee-Synklinale auf stark verfalteten bzw. zerscherten Ammergauer Schichten zu liegen, so z.B. ca. 250 Höhenmeter nördlich oberhalb von Wacht längs eines Forstweges. Diese, infolge der Steilstellung aller Strukturen und des resultierenden Platzmangels sogenannten „durchreißenden“ Überschiebungen zeichnen sich durch steileres Schichteinfallen als Störungseinfallen sowie im Kartenbild wie im Profilschnitt durch Schichtausfall aus. Die Allgäu-Schichten und der Radiolarit fehlen aus diesem Grund oftmals entlang der gesamten Thiersee-Synklinale. Auch der komplexe Bau der Nordwestecke des Arbeitsgebietes mit seinen mehrfachen Überschiebungen ist in diese Richtung zu deuten: mehrmals liegen Oberrhätkalk und Rotkalk mit tektonischem Kontakt direkt auf den Ammergauer Schichten (Bereich Stallental–Schönfeldalm). Die nach Westen hin endenden Oberrhätkalkrücken zeigen an, dass es sich hierbei vermutlich um alte, prägosauische Rampenüberschiebungen (Abscherung entlang der Kössener Schichten) mit Top nach West bis Nordwest handelt, die durch Nord-Süd-Einengung im Tertiär steilgestellt wurden.

Quartäre Sedimente und Morphologie

Die vermutlich ältesten quartären Sedimente im Arbeitsgebiet liegen als prähochglaziale Konglomerate (im Kartierungsgebiet 2010 sehr häufig, siehe zugehörigen Bericht) in kleinen Erosionsresten an einer Geländekante 400 m westlich des Weilers Grub vor.

Den flächen- und volumenmäßig größten Anteil an quartären Lockersedimenten stellen sandige Schotter mit einzeln eingelagerten Sandlinsen dar, die unter anderem die mächtige Jochberg-Boxbach-Terrasse aufbauen. Zwei weitere große Schottervorkommen wurden im Zwickel zwischen Stallental und Thierseer Ache sowie westlich des Weilers Grub kartiert. Ein Teil der Schotter (meist die höher gelegenen) zeigt eine partielle Überlagerung durch Grundmoräne oder Erratika bzw. oberflächlich eine glaziale Abrundung, z.B. im Umkreis des Kranhofes (außer-

halb des Arbeitsbereiches, siehe Kartierungsbericht 2011 von J. GRUBER in diesem Band). Auch die Terrasse von Jochberg – Boxbach weist mit ihren Vertiefungen auf eine Eiszerfallslandschaft (Toteissenken) hin. Diese Schotter sind hiermit als „Vorstoßschotter“ im Zuge des hochglazialen Eisaufbaues einzustufen. Es gibt auch Schotter, die morphologisch eindeutig Terrassenform aufweisen. Diese sind mit ihren verschiedenen Höhenniveaus somit als Staukörper am Rand des stagnierenden oder zerfallenden hochglazialen Eisstromnetzes (Eisrandsedimente) anzusprechen. Beispiele hierfür gibt es orografisch links des Glemmbaches, nordwestlich gegenüber dem Wäschkogel bzw. beidseits der Thierseer Ache.

An glazialen Sedimenten sind v.a. Grundmoränen zu nennen: Die größte zusammenhängende Verbreitung von Würm hocheiszeitlicher Grundmoräne befindet sich im Bereich südlich des Gehöftes Modal. Typisch unruhige, hügelige Morphologie, zahlreiche Erratika (Gneise, Wettersteinkalk) sowie wenige frische Aufschlüsse räumen letzte Zweifel aus, dass es sich dabei nicht (wie in der Karte des Bayerischen Geologischen Landesamtes von 1984 vermerkt) um glaziofluviale Schotter, sondern um Grundmoräne handelt. Allerdings bedeckt diese Grundmoräne – wie im Graben nördlich des Kranhofes ersichtlich ist – die älteren Vorstoßschotter. Zwei weitere, kleinere Moränenvorkommen wurden bei der Rohrmoosalm und gegenüber dem Gehöft Boxbach aufgenommen. Die tonig-siltig-mergelige Lithologie der weit verbreiteten Schrambach-Formation begünstigt das Entstehen von Solifluktionsschutt (Fließerden) und flachgründigen Rutschungen wie z.B. in Bereichen mit genügend Reliefenergie, etwa am Nordosthang des Larchberges und am Nordhang des Kapellenberges. Im Gegensatz dazu finden sich in Hängen unterhalb kompetenter, kalkiger Gesteine große, von Blockschutt bedeckte Halden. Erwähnenswert sind hierbei die Felssturzkessel ca. 300 Höhenmeter nordwestlich oberhalb der Mautstelle der Straße zur Ackernalm und im Larchberg-Nordhang ca. 160 Höhenmeter unterhalb des Gipfels. Im Hang über Wacht zerfällt der Oberrhätkalk/Rotkalk in große, durch Störungsflächen zugeschnittene Felschollen und -blöcke (klassische Bergzerreißung), die auf dem mechanisch inkompetenteren Untergrund aus Ammergauer Schichten (?) zerlegt wurden und zerglitten sind. Geradstämmiger Hochwald zeigt jedoch, dass seit Jahrzehnten kaum Bewegungen stattfanden.

Sinterbildungen sowie deren Aufarbeitungsprodukte kommen bei der Enderötzalm längs eines orografisch linken Seitenbaches des Glemmbaches vor.

Blatt 4111 Leibnitz

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4111 Leibnitz

KARL STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der letzte fehlende Abschnitt im südlichen Blattbereich entlang der Linie Arnfels – Maltshach – Leutschach in Richtung Süden bis an die slowenische Grenze (Remschnigg und Montikogel). Der Kartenabschnitt

schließt die Lücke zwischen den Kartierungen von KRAINER (Jb. Geol. B.-A., 133/3, 505–506, 1990; SCHELL, Die Geologie der Südlichen Windischen Bühnen. – Diss., K.-F. Univ. Graz, 1994 und STINGL, Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007. In die Kartierung miteinbezogen wurden Begehungen nördlich der Linie Arnfels – Maltshach – Leutschach, dem Verbreitungsgebiet der Teichbauer-Formation (= Leutschacher Sande, SCHELL, 1994). Das Kartiergebiet umfasst somit den Großteil der gemeinsamen Grenzen der Arnfels-Formation, Teichbauer-Formation, Kreuzberg-For-

mation und der als „Übergangsformation“ (Arbeitsbegriff) zwischen Kreuzberg-Formation und Kreuzkrumpl-Formation von STINGL (2007; Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008; Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) ausgeschiedenen Einheit. Zusätzlich wurden im Kleingraben zur besseren Charakterisierung der Kreuzberg-Formation Übersichtsbegehungen durchgeführt.

Die im Bereich des Montikogels und dessen Nordabhängen auftretenden braunen Sande und Sandsteine entsprechen lithologisch und faziell den Sanden und Sandsteinen der Teichbauer-Formation. Sie können in die Teichbauer-Formation integriert werden. Die Konglomerate des Montikogels entsprechen ebenfalls lithologisch und faziell den Konglomerateinschaltungen in der Teichbauer-Formation. Die Konglomerate der Teichbauer-Formation könnten somit aus ihr herausgelöst werden und mit den Konglomeraten des Montikogels zu einer Subformation (z.B. „Montikogel-Subformation“) der Teichbauer-Formation zusammengefasst werden. Charakteristisch für diese neue Subformation sind die Sandsteinkomponenten in den Konglomeraten und das in verwittertem Zustand löchrige Aussehen durch das schnelle Herauslösen der weichen, braunen Sandsteinkomponenten. Teilweise ist auch die Matrix der Konglomerate, sogar wenn diese unverwittert vorliegen, durch diese zerfallenen Sandsteine braun gefärbt. Die Komponenten bestehen aus mindestens 50 % aber auch bis zu 80 % aus Quarz („Quarkonglomerate des Montikogel“, WINKLER-HERMADEN, Erläuterungen Geol. Spezialkarte 1:75.000 – Blatt Marburg, 1938) und untergeordnet aus

Karbonaten, Sandsteinen und Kristallingeröllen (KRAINER, Jb. Geol. B.-A., 132, 622–623, 1989; 1990; SCHELL, 1994). Durch das Verwittern der limonitreichen braunen Sandsteine, die nicht nur in den Konglomeraten, sondern auch in den Sanden und Sandsteinen als Komponenten auftreten, erhalten fast die lithologischen Ausprägungen der Teichbauer-Formation eine gelbbraune Verwitterungsfarbe. Die Verbreitungsgebiete bzw. die Grenzen der „Montikogel-Subformation“ innerhalb der Teichbauer-Formation wurden in zusätzlichen Begehungen ausgeschieden.

Die Arnfels-Formation (= Arnfelder Konglomerate, SCHELL, 1994) entspricht lithologisch und faziell der „Übergangsformation“ (STINGL, 2007, 2008) und kann in diese integriert werden, ein neuer Formationsname dafür muss noch gefunden werden. Die Teichbauer-Formation ist durch die Vormachstellung von Sanden und Sandsteinen und die gelbbraune Verwitterungsfarbe lithologisch von der „Übergangsformation“ gut abtrennbar. Treten in der Teichbauer-Formation Konglomerate oder Kiese auf, sind diese fast immer klastengestützt und deutlich besser sortiert als die Konglomerate und Kiese der „Übergangsformation“ und zeigen das schon oben erwähnte typische Verwitterungsbild („löchrige“ Aussehen). Faziell dürfte es sich bei der Teichbauer-Formation um die Einschaltung einer subaquatischen Schwellenfazies in der „Übergangsformation“ handeln (Anzeichen von Wellenüberarbeitung (SCHELL, 1994), bessere Sortierung der Konglomerate, rasche Aufarbeitung von Sandsteinen aus dem Grundgebirge).

Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen und petrografische Untersuchungen auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiergebiet und Aufschlussituation

Das im Berichtsjahr kartierte Gebiet befindet sich südlich der Linie Eidendorf-Neußerling und schließt westlich an das im Vorjahr kartierte Gebiet an (SCHILLER, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2012). Weiter gegen Westen wurde nun bis zur Landesstraße 1510 herankartiert.

Die Aufschlussituation im Arbeitsgebiet ist unterschiedlich. Im Südteil sind verbreitet Felsburgen und Blockhalden anzutreffen, besonders in Wäldern und im Tal der kleinen Rodl. Im Nordteil ist das Kristallin stärker durch Solifluktionssedimente und Grus überlagert. Hier finden sich nur vereinzelt Felsaufschlüsse am Rand von Forstwegen oder in tiefer eingeschnittenen Entwässerungsgerinnen. Letztere sind zur Abschätzung der Überlagerungsmächtigkeiten der Solifluktionssedimente mitunter sehr hilfreich.

Lesesteine sind für die Kartenerstellung nur bedingt brauchbar. Häufig handelt es sich um Härtlinge (Aplite, Pegmatite, Gangquarze, etc), vielfach liegt anthropogen verfrachtetes Material im Bereich von Forstwegen und in Bächen vor.

Kristallineinheiten

Der Großteil des kartierten Areals wird von Schlierengranit aufgebaut bzw. unterlagert. In einem Wäldchen etwa 300 m östlich von Lassersdorf befindet sich ein kleines Vorkommen von Weinsberger Granit (Randfazies). In der südöstlichen Umgebung von Eidendorf treten dunkle biotitreiche Gneise auf, welche eventuell der Herzogsdorfer Zone (FUCHS & THIELE, Erläuterungen Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald – Geol. B.-A., 1968) zuzurechnen sind.

Die Ergebnisse der Neukartierung sind mit den Eintragungen auf den bestehenden geologischen Gebietskarten in groben Zügen konsistent. Bei genauer Betrachtung zeigen sich jedoch einige Unterschiede: In beiden Karten von SCHADLER (Geol. Spezialkarte 1:75.000 – Linz und Eferding, Geol. B.-A., 1952; Geol. Karte 1:50.000 – Linz und Umgebung, 1964) ist der nunmehr als Schlierengranit kartierte Bereich im Wesentlichen als Grobkorn-Gneisgranit (SCHADLER, 1952) bzw. Porphyrgneis (SCHADLER, 1964) ausgehalten. Stellenweise sind darin noch kleine Einlagerungen von Hornblende-Perlgneis und Perlgneis eingezeichnet. Diese letztgenannte Differenzierung habe ich bei meinen Begehungen nicht nachvollziehen können. In der Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald (FRASL et al., Geologische Übersichtskarte des Kristallins im Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000. – Geol. B.-A., 1965) ist der von mir als Schlierengranit kartierte Bereich ebenfalls undifferenziert als Grobkorngneis eingetragen.

Die biotitreichen Gneise bei Eidendorf sind schon in den Karten von SCHADLER (1952, 1964) erfasst und wurden dort als Perlgneise angesprochen, jedoch reicht dieser Perlgneisbereich bei Schadler weiter nach Osten, und zwar bis südlich des Gehöfts Berger, wo nach meinen Beobachtungen aber Schlierengranit ansteht. Eine bei SCHADLER (1952, 1964) eingetragene Übersignatur für verstärkte Biotit- und teilweise Amphibolführung innerhalb dieser „Perlgneise“ bei Eidendorf konnte ich so nicht nachvollziehen.

In beiden Schadler-Karten sind bei Eidendorf NW–SE-streichende Marmorzüge eingetragen. Nach der derzeitigen Aufschlussituation gibt es dafür keine Belege. Diese Marmorzüge bei Eidendorf fehlen im Übrigen auch in der Karte von FRASL et al. (1965), und in den Kartenerläuterungen (FUCHS & THIELE, 1968) findet sich der Hinweis, dass sie trotz detaillierter Nachsuche schon damals nicht mehr gefunden werden konnten. Nach SCHADLER (zitiert in PESCHEL, Erläuterungen zur geologischen Karte von Linz und Umgebung (nach SCHADLER, 1964). – Naturkundliches Jb. d. Stadt Linz, 28, 181–236, 1983) wurden diese Marmore im Zuge eines Straßenbaus östlich von Eidendorf angefahren, der Aufschluss war aber offenbar nur zeitlich begrenzt vorhanden.

Auch das in den beiden Schadler-Karten westlich von Neußerling bei Stötten eingetragene Vorkommen von Talkschiefer konnten bei den diesjährigen Begehungen nicht mehr dokumentiert werden. An der betreffenden Stelle befinden sich keine Aufschlüsse, und auch Lesesteine von Talk wurden nicht gefunden. Die beiden in der Karte von FRASL et al. (1965) eingetragenen Vorkommen von Grafit S sowie SE von Eidendorf sind zur Zeit ebenfalls nicht auffindbar.

Das kleine Vorkommen von Weinsberger Granit (Randfazies) ESE Lassersdorf fehlt in den Schadler-Karten, ist aber in der Karte von FRASL et al. (1965) und auch bei KRENMAYR & SCHNABEL (Geol Karte 1:200.000 – OÖ, Geol. B.-A., 2006) verzeichnet. Kleine Differenzen zu den beiden letztgenannten Karten ergeben sich in der östlichen Abgrenzung der Zone von Herzogsdorf. Diese ist dort bis in die Gegend südlich von Neußerling eingezeichnet. Bei meinen Begehungen habe ich in den wenigen Aufschlüssen südlich von Neußerling hingegen ausschließlich Schlierengranit angetroffen.

Schlierengranit

Der im Aufnahmegebiet vorgefundene Schlierengranit entspricht makroskopisch weitgehend der von FINGER (1984) vorgelegten Charakterisierung des Gesteins. Das betrifft einerseits die Korngröße der porphyrischen Kalifeldspäte (1–2 cm), andererseits auch ihre teilweise Anreicherung in herzynisch orientierten Schlieren. Ebenso besteht Übereinstimmung beim Modalbestand (drei Proben: 20–30 % Kalifeldspat, 35–45 % Plagioklas, 25–35 % Quarz, 5–10 % Biotit, bis zu 3 % Titanit). Auch die bei FINGER et al. (1986) beschriebenen mafischen Schollen finden sich im Schlierengranit des Arbeitsgebiets. Als Besonderheit konnte in einem Aufschluss 500 m südlich des Gehöfts Asenbaum eine Scholle eines granatführenden migmatischen Paragneises gefunden werden.

Sehr charakteristisch für den Schlierengranit ist das Auftreten von Titanit, der häufig schon im Handstück erkennbar ist und im Dünnschliff nie fehlt. Besonders in hellen feldspatreichen Schlieren beobachtet man immer wieder

einzelne 2–10 mm große, briefkuvertförmige Titanitkristalle, oft in Paragenese mit einzelnen 0,5–1 cm großen Hornblenden. Im Allgemeinen ist der Schlierengranit ziemlich massig und weist nur eine diffuse, mehr oder weniger söhligte Regelung auf, die v.a. durch lagig-schlierige Mineralansammlungen und eine teilweise Orientierung der Kalifeldspäte ausgedrückt ist und wahrscheinlich magmatischen Ursprung hat. Solche relativ massigen Schlierengranite sind zum Beispiel rund um die Leihmühle W von Lassersdorf gut aufgeschlossen. Teilweise ist der Schlierengranit des Arbeitsgebiets jedoch auch postkristallin verschiefert. Solche geschieferten Schlierengranite treten vor allem zwischen Guglbühel und Ranitzmühle im nördlichen Teil des Arbeitsgebiets auf. Von Süden kommend fällt die im Wesentlichen durch Biotiteinregelung erkennbare Schieferung zuerst noch relativ flach (mit ca. 30°) gegen SW ein, weiter nördlich in Annäherung an die Zone von Herzogsdorf wird sie dann zunehmend steiler und steht schließlich weitgehend senkrecht. Auf jeden Fall ist diese postmagmatische Verschieferung der Schlierengranite ein eher lokales Phänomen und keinesfalls eine Rechtfertigung, den Schlierengranit generell als Gneis (Porphyrgneis, Grobkorngneis) zu bezeichnen, wie dies in den früheren Karten erfolgte.

Von vier verschiedenen stark deformierten Schlierengraniten des Arbeitsgebiets wurden Pulvertabletten hergestellt und mittels Röntgenfluoreszenzanalyse geochemisch untersucht (Tab. 1). Die Proben zeigen schwach metalumischen bis ganz leicht peralumischen Charakter (A/CNK 0,98–1,01) bei einem SiO₂-Gehalt von 63,5–68 % und bestätigen somit die von FINGER (Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Dissertation Univ. Salzburg, 1984) getroffene Klassifikation als I-Typ Granit. Es zeigen sich auch die von FINGER (1984) angeführten charakteristisch hohen Barium- (976–1427 ppm) und Strontiumgehalte (384 und 484 ppm).

Als weitere petrografische Besonderheit des Schlierengranits kann gelten, dass der Biotit im Dünnschliff häufig grün-braun ist, vermutlich als Ausdruck einer retrograden, spätmagmatischen Umkristallisation unter absteigender Temperatur. Auch in den wenig geschieferten Typen findet sich dieser grün-braune Biotit und es zeigen sich zudem Anzeichen von hochtemperierter Feldspaterekrystallisation mit randlicher Subkornbildung und von plastischer Feldspat-Deformation (undulöse Auslöschung, deformierte Mikroklingitterung bzw. Zwillingslamellierung).

Von drei Schlierengraniten des Arbeitsgebiets wurden Schwermineralauszüge hergestellt. Dabei fiel der sehr geringe Anteil an Opakphase auf, welche vor allem von Pyrit gebildet wird. Weder Ilmenit noch Magnetit waren in nennenswerter Menge vorhanden. Die Zirkone sind bis zu 300 µm lang und zeigen die für den Schlierengranit typische Ausbildung mit einem schon im Lichtmikroskop gut erkennbaren idiomorphen konzentrischen Zonarbau, in dessen Mitte sich häufig ein übernommener, rundlicher Kern befindet. An Flächen herrscht das (100)-Prisma und die (101)-Pyramide vor, an den Prismenkanten sind nur kleine Ansätze eines zweiten (110)-Prismas erkennbar. Zusätzlich kommt eine Gruppe kleinerer Zirkone vor, die eine graduell stärkere Ausbildung des (110)-Prismas und der (211)-Pyramide aufzuweisen scheinen, aber aufgrund abgerundeter Kanten trachtmäßig eher schwierig zu klassifizieren sind. Als dritter Zirkontyp treten einige nicht idiomorphe

rundliche Zirkone auf, die häufig birnenförmig sind, also an einem Ende deutlich dicker als am anderen.

Weinsberger Granit bei Lassersdorf

Der 300 m östlich von Lassersdorf auftretende Weinsberger Granit liegt in Randfazies-Ausbildung vor. Das heißt, die Kalifeldspäte sind zwar deutlich größer und idiomorpher als im Schlierengranit, im Vergleich zum idealen Weinsberger Granit sind sie aber unregelmäßiger verteilt und es wechseln auf engem Raum gröbere Partien (mit Großkalifeldspäten bis zu 3 cm Größe) und weniger grobkörnige Partien intensiv ab. Letztere mittelkörnige Lagen entsprechen von der Korngröße etwa dem Schlierengranit, unterscheiden sich von diesen allerdings dahingehend, dass sie ein idiomorph körniges Feldspatgefüge aufweisen, während die Feldspäte des Schlierengranits durchschnittlich weniger ausgeprägte Idiomorphie besitzen.

Geochemische Untersuchungen zeigen, dass sich die zusammenfassend als Weinsberger Granit (Randfazies) kartierten Gesteine bei Lassersdorf (und zwar sowohl die größeren, wie auch die feinkörnigen Bereiche) deutlich von den Schlierengraniten unterscheiden. Sie weisen nicht nur höhere K_2O -Gehalte auf (4,3–5,6 % vs. 3,6–4,7 Gew. %), sondern auch deutlich geringere Sr-Gehalte von nur 188 bis 258 ppm gegenüber 384–484 ppm in den Schlierengraniten. Ebenfalls geringer sind die CaO-Gehalte mit 1,5–2,4 Gew. % gegenüber 3,1–3,6 Gew. % im Schlierengranit.

Die Zirkonfraktion im Weinsberger Granit von Lassersdorf ist ähnlich jener des Schlierengranits, aber die Kristalle zeigen weniger deutlichen Zonarbau und runde Kerne kommen viel seltener vor. Im Schwermineralkonzentrat weist der Weinsberger Granit von Lassersdorf große Mengen an Ilmenit auf. Im Unterschied dazu führt der Schlierengranit des Arbeitsgebiets wie schon erwähnt nur sehr wenig Ilmenit, das Titan ist hier im Wesentlichen an den Titanit gebunden.

Die biotitreichen Gneise SE von Eidendorf

Frisches Material findet sich im Waldstück SE der Leder-mühle, ansonsten sind die Gneise sehr stark vergrüst. Charakteristisch für diese dunklen, relativ feinkörnigen und schiefrigen Gesteine ist das Auftreten von hellen aplitisch-pegmatitischen Adern und Schlieren, welche wohl den Prozess einer partiellen Aufschmelzung anzeigen. Diese Adern und Schlieren führen neben viel Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas einzelne große Hornblenden und fallweise auch Titanit. Die dunkle, schiefrige Hauptmasse des Ge-

steins wird von etwa gleichen Anteilen Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaut, zusätzlich findet sich auffällig viel Titanit (3–5 %). Kalifeldspat tritt nur untergeordnet auf. Die Gneise sind reich an akzessorischem Apatit und Zirkon, in einem Schriff konnte ein 2 mm großer Allanitkristall gefunden werden.

Im Schwermineralauszug findet sich wie in den Schlierengraniten interessanterweise kaum Opakphase. Die Zirkone sind flächenreich aber oft mit gerundeten Kanten, auffällig ist das Auftreten von vielen langen Zirkonen (l/b über 5).

Geochemisch ähneln die Proben durch die hohen K_2O -Gehalte (etwa 4 Gew. %) zwar einer Grauwacke, jedoch ist der metalumische Charakter des Gesteins (A/CNK etwa 0,95) auffällig, der eher auf ein magmatisches Edukt (z.B. einen Mela-Granodiorit) schließen lässt, ebenso wie die oft langprismatischen Zirkonformen. Zur Aufklärung der Gesteinsgenese sind weiterführende Untersuchungen erforderlich.

Quartäre Bedeckung

Die Kartierung der oberflächennahen Sedimente wurde nach den Richtlinien im Entwurf der Erläuterungen zur „Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt“ (KRENNMAYR, 2012, dieser Band) vollzogen.

Anthropogen beeinflusste Gebiete finden sich ausschließlich unter bebauten Flächen und Straßen und wurden daher nicht mit eigener Legende dargestellt. Bach- oder Flussablagerungen treten entlang der kleinen Rodl und der Ranitz auf, sie liegen in Wechsellagerung mit Solifluktion- oder Flächenspülungssedimenten vor, die von den angrenzenden Hängen angeliefert wurden.

Die Mächtigkeit dieser Bedeckung wird einem besonders im nördlichen Teil des Kartiergebiets vor Augen geführt, wo sie von den Seitenarmen der kleinen Rodl oft meter-tief durchschnitten ist. Erst darunter findet sich manchmal noch anstehendes Material.

Wo der Wasserabfluss durch geringes Gefälle behindert ist, sind die Solifluktionshorizonte häufig vernässt und hier vergleht. An Kristallinresten finden sich dann fast nur noch verwitterungsbeständige Härtlinge (Aplite, Pegmatite, Quarzknauer) in einer Matrix aus Lehm.

Buchbesprechungen/Book Reviews

DISSANAYAKE, C.B. & CHANDRAJITH, R. (2009): **Introduction to Medical Geology.** – Erlangen Earth Conference Series, XVI + 297 p., 166 illus., Berlin – Heidelberg (Springer).

ISBN: 978-3-642-00484-1.

€ 129,95.

<http://www.springer.com/earth+sciences+and+geography/geology/book/978-3-642-00484-1>

This book illustrates a series of interesting case studies of geo-bio interactions in the tropical realm, an area where over two billion people live – most of them in developing countries. A large number of them is in close contact with the geological environment, obtaining food and water directly from the underground. Thus the geochemical background has a strong influence on their daily life and health. Some diseases have a clear geologic background such as dental and skeletal fluorosis, iodine deficiency disorders, trace element imbalances and so on.

This book, having 12 chapters, is one of the first in this rather young discipline. It serves as an excellent introduction to arise awareness to understand medical geology.

Chapter 1 gives an introduction with historical perspectives and shows some geochemical pathways of trace elements entering the human body (Fig. 1.1.) underlining “We are what we eat and drink”. Chapter 2 (“Geochemistry of the tropical environment”) defines and characterizes these zones, covering approximately 40 % of the earth’s surface. In chapter 3 (“Bioavailability of trace elements and risk assessment”) all aspects of Bioaccumulation, Bioavailability and aspects of epidemiology in medical geology are outlined.

After these introductory chapters some case studies show specific challenges of medical geology. They focus on “Medical geology of Fluoride” (Chapter 4) with case studies from Sri Lanka, India, the east African rift valley and China and inform about defluoridation of high fluoride groundwater; or “Iodine geochemistry and health” (Chapter 5) showing the iodine cycle in the tropical environment as well as the iodine sorption on clays and humic substan-

ces and also effect of microbial activity on iodine geochemistry (case studies from Sri Lanka, India, the Maldives, Vietnam, China and East Africa.

Chapter 6 (“Nitrates in the geochemical environment”) illustrates the nitrogen cycle from various aspects and the effects on methaemoglobinaemia and cancer.

“Medical geology of arsenic” (Chapter 7) shows the presence of arsenic in rocks, minerals, soils and in natural waters as well as arsenic adsorption and desorption. Finally, the geochemical mechanism of arsenic mobility and health effects of arsenic are outlined (case study from the Bengal and Bangladesh basin.

Chapter 8 (“Water hardness in relation to cardiovascular diseases and urinary stones”) shows up the cardio-protective role of calcium and magnesium and characterizes the types of urinary stones (calcium oxalate, calcium phosphate and magnesium ammonium phosphate stones).

Chapter 9 underlines the importance of “Selenium – a new entrant to medical geology” with case studies showing Selenium deficiency diseases in China and Selenium and iodine deficiency diseases in general.

Chapter 10 (“Geological basis of podocniosis, geophagy and other diseases”) points out the risk of ingestion of geomaterials, as it is known from pregnant women in tropical Africa.

In Chapter 11 (“High natural radioactivity in some tropical lands – boon or bane”) indicates the danger of terrestrial radiation in beach sands in Brazil, or some monazite rich beach sands of India as well as high natural radioactivity of the Minjingu phosphate mine (Tanzania) and the high natural background radiation in Yangjiang (China). The last chapter (number 12) is dedicated to underline the need of baseline geochemical data for medical geology in tropical environments including some future prospects for medical geology.

The book closes with an essential sentence: “The human body is only a small part of a larger geochemical cycle – Medicine stands to gain by the proper understanding and application of geology.”

Thomas Hofmann



HUBMANN, B. (2012): **Robert Swinners Lehrbuch der Physikalischen Geologie. Band II: Physik der Erd feste.** – Scripta geo-historica, Band 5, 226 S., 5 Abb., Graz (Grazer Universitätsverlag – Leykam).

ISBN: 978-3701102617.

€ 22,90.

http://www.leykamverlag.at/shop/Grazer-Universitaetsverlag/Scripta-geo-historica_cat_16_51.html

„Robert SCHWINNER (1878–1953) kann in Bezug auf seine Karriere durchaus als „Spätzünder“ bezeichnet werden; also einer, der sich offenbar angemessen Zeit für die Zukunftsplanung nahm: SCHWINNER war bereits 33 Jahre alt, als er 1911 die Doktorwürde an der Universität Zürich erwarb, mit 41 wurde er Assistent am Geologischen Institut der Universität Graz, erhielt hier mit 45 Jahren den Titel des außerordentlichen Universitätsprofessors und wurde erst im Alter von 62 Jahren der Assistentenverpflichtungen enthoben.“ Mit diesen Worten beginnt der Grazer Paläontologe Bernhard Hubmann, der sich neben erdwissenschaftlichen Forschungen seit geraumer Zeit auch um die Geschichte der Geowissenschaften verdient macht, sein jüngstes Opus Magnum mit dem Titel: „Robert Swinners Lehrbuch der Physikalischen Geologie. Band II: Physik der Erd feste“.

Konkret editiert Hubmann Band 2 eines 3-bändig konzipierten Werkes („Lehrbuch der physikalischen Geologie“), wobei nur Band 1 („Die Erde als Himmelskörper: Astronomie, Geophysik, Geologie in ihren Wechselbeziehungen“) im Jahr 1936 im Verlag Bornträger erschienen war. Durch einen Zufallsfund im Keller des Instituts für Erdwissenschaften der Universität Graz fand Hubmann im Jahre 2007 eine „Betaversion“ – ein Typoskript (188 Seiten) auf Durchschlagpapier, das in der Reihe „Scripta geo-

historica“ in Band 5, ab Seite 37 editiert wird. Der erste Part (S. 5–28) des Buches enthält eine ausführliche Biografie Swinners.

Der hier editierte Band 2 schließt an Band 1 an und beginnt mit Kapitel IX. „Die Erdmessung als Grundlage der Geologie“, das acht Unterkapitel umfasst, wovon insbesondere folgende erwähnt seien: „Die heute laufenden Gebirgsbewegungen“, „Darstellung der Erde durch Kugelfunktionen“ oder „Die wirkliche (sogenannte „physische“) Erdoberfläche“. In Kapitel X wird die „Schweremessung“ mit vier Unterkapiteln beschrieben und in Kapitel XI der Themenkreis „Magnetismus“. Hier bildet das Unterkapitel „Die magnetischen Eigenschaften der Minerale und Gesteine“ den Schluss.

Das nun erstmals gedruckt vorliegende Werk, in das Swinners noch Literaturangaben von 1941 eingearbeitet hat, ist auch heute noch von Bedeutung, zumal es den damaligen Stand bestimmter Themen der Geowissenschaften dokumentiert. Interessant sind auch die einführenden Abschnitte Swinners am Beginn der Großkapitel, die einen historischen Rückblick der jeweiligen Forschungsdisziplin geben.

Die Person Robert Swinners, die immer wieder im Kontext als Wegbereiter der Plattentektonik zusammen mit Otto Ampferer (1875–1947) und Alfred Wegener (1880–1930) genannt wird, gewinnt einmal mehr an Bedeutung als Autor eines großen (wenn auch unvollendeten) Werkes an der Schnittstelle zwischen Geologie und Geophysik.

Zahlreiche Fußnoten, Bemerkungen sowie die einleitende Biografie machen diese Edition des zweiten Teils von Swinners „Lehrbuches der Physikalischen Geologie“ im Rahmen der Reihe „Scripta geo-historica“ zu einem wichtigen Meilenstein, um die Bedeutung des großen Grazer Geologen auch Jahrzehnte nach seinem Tod zu unterstreichen.

Thomas Hofmann



KARANOVIC, I. (2012): **Recent Freshwater Ostracoda of the World.** – 608 pgs., 312 ill., Berlin – Heidelberg (Springer).

ISBN: 978-3-642-21809-5.

€ 169,95.

www.springer.com/life+sciences/animal+sciences/book/978-3-642-21809-5

It was the famous Carl von Linné (1707–1778) who described in 1746 the first ostracod species. Now we know these tiny animals back to apx. 500 million years ago, their life in several aquatic environments, in the marine as well as in fresh water. They are known as excellent environmental, but also as good stratigraphic indicators.

This comprehensive monograph sums up the knowledge of the last 250 years focussing on “Recent Freshwater Ostracoda of the World” (= title). The author, Ivana Kara-

novic, states at her website: “My main area of expertise has so far been a group of small and ancient crustaceans, Ostracoda. [...] I have worked on both large ostracod groups (Podocopida and Myodocopida) covering all types of environments. This has given me a wide insight and perspective in the animal systematics in general, and phylogeny of ostracods in particular. I study ostracods from Europe, Americas, India, Africa and Australia. [...] My commitment to the biodiversity studies has increased our knowledge of the ostracod fauna of the world and, so far, I have described more than 150 new taxa (species, genera and tribes) and have revised almost all freshwater ostracod families.” There could not be any better author for writing such a book with in total 608 pages and two major parts.

Part I) Introduction and Methods: Here the morphology, the anatomy, the biology, the phylogeny, the trends and application of ostracods and also a key to ostracod sub-

classes, orders and suborders is given. This serves as perfect basis to understand the second part.

Part II) Systematics: The taxonomic part is split up into the level of three superfamilies (Cytheroidea, Darwinuloidea and Cypridoidea), which are then divided further into families and subfamilies.

Finally, a long list of references (page 565 to 604) and an index will help experts to get to the point. Thus this book with excellent line drawings, SEM-photos, figures and maps will be a standard work not only for "pure" ostracodologists, but also for crustaceologists, evolutionists, ecologists and also for (micro)paleontologists.

Thomas Hofmann



MACHENS, E.W. (2011): **Hans Merensky – Geologe und Mäzen – Platin, Gold und Diamanten in Afrika.** – 272 S., 35 Abb., 2 Ktn., Stuttgart (Schweizerbart).

ISBN: 978-3-510-65269-3.

€ 29,80.

http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510652693/Hans_Merensky_Geologe_und_Mzen_

Der breiteren Öffentlichkeit ist Hans Merensky nur wenig bekannt, anders in Kreisen der Rohstoffcommunity, wo Merensky als DER große Rohstoffgeologe Südafrikas und Namibias einen Namen hat. Hans Merensky wurde am 16. März 1871 auf einer Missionsstation (seine Eltern waren Brandenburgische Missionare) in Botshabelo im Transvaal in Südafrika geboren. Er genoss seine Ausbildung in Deutschland wo er Bergbau und Geologie studierte (Dissertation an der TU Berlin). Er wurde zunächst preußischer Bergassessor und erreichte beim Militär den Rang eines Gardeleutnants der Reserve. Im Alter von 33 Jahren kehrte er nach Südafrika zurück, wo seine bilderbuchartige Geologenkarriere beginnen sollte. Waren die Jahre des Ersten Weltkriegs und die Nachkriegszeit für ihn noch sehr schwierig, konnte er in der Mitte der 1920er Jahre mit der Entdeckung der südamerikanischen Platinvorkommen („Merensky-Reef“) einen ganz großen Erfolg verbuchen. Nach finanziellen Schwierigkeiten entdeckte er dann die Diamantlager der Alexanderbucht an der Mündung des Oranje Flusses – die größte Lagerstätte mit Schmucksteinqualität, seinen Lebensabend verbrachte er ab 1930 als Farmer in Westfalia, wo er zum Vorkämpfer gegen Landzerstörung und Bodenerosion wurde. Als er am 21. Oktober 1952 ohne Erben im Alter von 81 Jahren auf seiner Farm starb, war er zu einer der prägendsten Persönlichkeiten Südafrikas der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts geworden. So hatte der stets weitblickende Merensky die Merensky-Stiftung hinterlassen. Der Stiftungsauftrag hatte u.a. zum Ziel, die Bodenerosion zu bekämpfen, den Anbau von Zitrusfrüchten und die Zucht von europäischen Rinder-

rassen zu fördern. Sein Name findet sich heute nicht nur im legendären Merensky-Reef, sondern auch in der Merensky-Bibliothek in Pretoria, in der Merensky-Straße in Windhuk und dem im Merensky-Damm im Tal unterhalb Westfalia wieder.

Merensky hatte schon zu Lebzeiten spätere Entwicklungen vorausgesehen: Fanden die 1936 entdeckten Chromerze des Bushveldes nach ihrer Entdeckung keinen Markt, sind sie heute am Weltmarkt nicht mehr wegzudenken; so deckt Südafrika heute mehr als 40 % der Weltproduktion ab. Auch die Phosphatlagerstätte von Palabora, die er entdeckte, entwickelte sich Schritt für Schritt weiter, ganz so, wie er es nach dem Abschluss der Prospektionsarbeiten vorhergesagt hatte (Deckung des südafrikanischen Bedarfs zu 80 %).

Das Buch mit einem Geleitwort von Prof. Friedrich W. Wellmer aus der Feder des ebenfalls renommierten Rohstoffgeologen Eberhard W. Machens (Jahrgang 1929), der als junger Geologe selber 10 Jahre lang in Afrika war, ist aus mehreren Gründen zu empfehlen: Zunächst fällt der überaus packende Stil des Autors, verbunden mit seiner tiefen Sachkenntnis mit ausgezeichnete Recherche sehr angenehm auf. Das Werk ist in 22 Kapitel gegliedert und wird durch 12 Einschübe bereichert. Letztere sind grau hinterlegt und enthalten spezifische Fachinformationen, die Aspekte der Rohstoffgeologie, aber auch Informationen über den Eukalyptus als Nutzholz enthalten. Somit ist dieses Buch nicht „nur“ eine Biografie, sondern auch ein Wegbegleiter zum Verständnis des „Schwarzen Kontinents“ aus der für Afrika überaus wichtigen Perspektive der mineralischen Rohstoffe, allen voran Platin und Diamanten. Das Buch spricht neben Personen aus dem Umfeld mineralischer Rohstoffe auch Afrikafreude und jene Leserschaft, die gerne Erfolgsgeschichten hervorragender Persönlichkeiten lesen, an. Es mag in diesem Zusammenhang nicht verwundern, dass Merenskys Leben 2003 als zweiteiliger Fernsehfilm „Der weiße Afrikaner“ (Tim Bergmann mimte Merensky) verfilmt wurde. Wer dieses Buch zu lesen beginnt, wird es so rasch nicht mehr weglegen wollen.

Thomas Hofmann



RIDD, M.F., BARBER, A.J. & CROW, M.J. [Eds.] (2011): **The Geology of Thailand**. – Geol. Soc. of London, 626 pgs., ill., London.

ISBN: 978-1-86239-322-6.

£ 100.00.

www.geolsoc.org.uk/en/Publications/Bookshop/Search/GOTHH.aspx?ec_trk=followlist&ec_trk_data=Search

From the European perspective Thailand in south east of Asia is rather far away, thus getting a comprehensive overview of the geology of this country might be a real challenge. But since M.F. Ridd, A.J. Barber and M.J. Crow published their book “The Geology of Thailand” in summer of 2011, this country in SE Asia becomes much more familiar to us. Not less than 26 persons contributed to this large monograph (626 pgs.), which is divided into 21 chapters.

After an introduction (Chapter 1) they describe the country from the stratigraphic side, starting with the “Basement rocks in Thailand” (Chapter 2) up to the Quaternary (Chapter 12). Some further chapters deal with petroleum geology, coal deposits, volcanic rocks, granitic rocks, metaliferous minerals and regional geophysics. Finally, two tectonic chapters (The origin, movement and assembly of the pre-Tertiary tectonic units of Thailand & Tectonic and thermal evolution of Thailand in the regional context of SE Asia) link to the last part dealing with tektites.

Numerous excellent figures and a long list of references at the end of each chapter make this book a standalone monograph for the next decades to all people who are interested in several geoscientific aspects of Thailand and even for SE Asia.

A short glossary of commonly-used Thai geographical terms (Phu-khao = mountain; Hin = rock, Nam = Water...) will serve for better understanding when being in the country.

Thomas Hofmann



SCHNEUWLY-BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. & RUDOLF-MIKLAU, F. [Eds.] (2012): **Dating Torrential Processes on Fans and Cones – Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment**. – Advances in Global Change Research, Vol. 47, XXXII + 423 pgs., 146 illus., Dordrecht – Heidelberg – New York – London (Springer).

ISBN: 978-94-007-4335-9.

€ 142,94.

<http://www.springer.com/environment/book/978-94-007-4335-9>

This book was realized within “AdaptAlp”, a project funded by the Alpine Space Program of the European Commission, the project and thus the book contributes to fill the gap between scientists and engineers and planners by providing a detailed overview on methods for the dating of historical events and by fostering the discussion on the impact of past and potential future climatic changes on torrential processes. The book includes four main parts and some more subchapters.

Part I (“Material transport and Fan or Cone Formation”) deals in five subchapters with sedimentary processes, triggers for debris flows, the debris flow runout and deposition on the fan.

Part II (“Dating Past Events”), which is the biggest part (pages 106–306), sums up all methods in order to define the age of these events. Thus silent witnesses like e.g., drunken trees from Gschlifgraben in Upper Austria, as well historical sources, airborne methods, dendrogeomorphology, vegetation analysis, lichenometric dating, lake sediments as archives of past flood events, cosmogenic nuclids, luminiscence dating and some other are described in detail.

Part III (“Documentation and Monitoring”) has only three subchapters, one points out “Rainfall Thresholds for Possible Occurrence of Shallow Landslides and Debris Flows in Italy”.

Part IV (“Application of Event Dating in Practice”) has some essential chapters, which will be essential for the daily challenges in practical work (in the field) such as: hazard assessment, the influence of hazard mapping on risk-based decision making, hazard mapping and land-use planning, design criteria for torrential barriers, forecasting, early warning and event management.

To conclude: an excellent book, which will help researchers, as well as engineers and planners to understand the complex processes of torrents in the Alpine realm. This publication will be a useful guide in the daily challenges of hazard and risk assessment.

Thomas Hofmann



STOBER, I. & BUCHER, K. (2012): **Geothermie**. – IX + 287 S., 137 Abb., Berlin – Heidelberg (Springer).

ISBN: 978-3-642-24331-8.

€ 92,47.

<http://www.springer.com/earth+sciences+and+geography/environmental+science+%26+engineering/book/978-3-642-24330-1>

Die beiden Autoren von der Universität Freiburg legen mit diesem kompakten Buch ein gut verständliches Vademecum zu allen Aspekten der Geothermie vor. Dementsprechend nähern sie sich Schritt für Schritt diesem Thema, dem eine ständig steigende Bedeutung zukommt.

Nach einer Einführung in die Grundlagen der Geothermie (Kapitel 1: Thermisches Regime der Erde; Kapitel 2: Geschichte geothermischer Nutzung; Kapitel 3: Geothermische Energie-Ressourcen) werden dann die geothermischen Nutzungsmöglichkeiten, oberflächennahe Geothermie versus tiefe geothermische Energienutzung erläutert.

Breiten Raum hat der Part Erdwärmesonden (auf den Seiten 65 bis 115), wobei gerade der Anwender hier die verständlichen und umfassenden Ausführungen mit Bildern aus der Praxis schätzen wird. Weitere Kapitel befassen sich mit Enhanced – Geothermal Systems (EGS), Hot-Dry-Rock Systeme (HDR) und Deep – Heat – Mining (DHM). Auch potenziellen Umweltauswirkungen wird Raum gewidmet – Stichwort: indizierte Erdbeben bis hin zu den Ereignissen von Basel (S. 184).

Schlussendlich wird noch in eigenen Abschnitten auf die Bohrtechnik (Kapitel 11), geophysikalische Untersuchungen (Kapitel 12), hydraulische Untersuchungen und Test (Kapitel 13) und hydrochemische Untersuchungen (Kapitel 13) eingegangen.

Ein umfangreiche Literaturverzeichnis (S. 270–282) und ein Register beschließen das Buch.

Fazit: Ein handliches, kompaktes und vor allem kompetentes Buch, das Antworten auf alle Fragen der Geothermie gibt.

Thomas Hofmann



SUDA, J. & RUDOLF-MIKLAU, F. [Hrsg.] (2012): **Bauen und Naturgefahren – Handbuch für konstruktiven Gebäudeschutz**. – XIX, 491 S. 316 Abb., Wien – New York (Springer).

ISBN: 978-3-7091-0680-8.

€ 87,50.

www.springer.com/architecture+%26+design/architecture/book/978-3-7091-0680-8

Das vorliegende Buch ist die Antwort der Planer auf die spezifische Situation der Naturgefahren in Österreich. Konkret geht es um (bauliche) Antworten, Maßnahmen und Lösungen um der Vielzahl an Naturgefahren präventiv begegnen zu können.

Nach einer Einführung (Kapitel 1) werden in Kapitel 2 zunächst Naturgefahrenprozesse und -szenarien dargestellt. Die Palette reicht von hydrologischen (Hochwasser, Muren, ...) Gefahren, über Schneegefahren (Schneelast und Lawinen), geologische Gefahren (Erdbeben) bis hin zu meteorologische Gefahren (Sturm, Starkregen, Gewitter).

Im nächsten Kapitel (Kapitel 3) werden der Reihung der Gefahren folgend die Gefährdungs- und Schadensbilder im Detail beschrieben. Es folgt mit Kapitel 4 das breite Thema „Einwirkungen auf Gebäude“; hier werden Prozesse und alle damit verbundenen Kräfte im Detail dargestellt, wobei die aufschlussreichen Zeichnungen wesentlich zum Verständnis beitragen.

Das relativ kurze (Seite 181–197) Kapitel 5 gehört den Naturgefahrenkarten- und -plänen. In Kapitel 6 geht es um die Umsetzung von Gefahrenkarten und Gefahrenzonenplänen in der Raumordnung und im Bauwesen. Hier liegt naturgemäß ein Schwerpunkt bei der Berücksichtigung der Naturgefahren im Flächenwidmungsplan. Kapitel 7 ist

rechtlichen und technischen Normen des Gebäudeschutzes gewidmet. Es folgt Kapitel 8, wo der Entwurf von Gebäudeschutzmaßnahmen thematisiert wird. Konkret wird hier erläutert, was gegen Wassereintritt in ein Gebäude, gegen den Eintritt von Muren, Lawinen, Steinschlag, Rutschungen und Erdfall, aber auch Erdbeben (Standicherheit!) gemacht werden kann.

In Kapitel 9 geht es um den „Schutz am (!) Gebäude“, während sich Kapitel 10 dem „Schutz vor (!) dem Gebäude“ widmet. In Kapitel 11 gibt es Hinweise zur bautechnischen Bemessung von Gebäuden. Schlussendlich folgen in Kapitel 12 Nutzungskonzepte, Sicherheitsplanung und Notfallmaßnahmen.

Im letzten Kapitel (Kapitel 13) werden drei Beispiele angeführt: 1) Einfamilienhaus mit Schutz vor Muren und Lawinen, 2) Einfamilienhaus mit Schutz vor Staublawinen und 3) der Neubau der FH Steyr mit dem Schutz vor dem Hochwasser. Allen Beispielen ist zunächst das Gefährdungsbild/Szenario vorangestellt, es folgen dann die baubehördlichen Auflagen.

Fazit: ein gelungenes Kompendium der beiden Herausgeber unter Einbeziehung zahlreicher weiterer Fachexperten, das in keiner Gemeinde fehlen sollte, wo es ein Gefährdungspotenzial durch Naturgefahren gibt. Alleine der Aufbau und das ausführliche Inhaltsverzeichnis mit der klaren Gliederung machen dieses Fachbuch – eigentlich muss man Standardwerk sagen, denn als solches wird es sich erweisen – zum nützlichen und verständlichen Begleiter im Alltag von Planern, Architekten, aber auch politischen Entscheidungsträgern auf allen Ebenen. Zu guter Letzt sei erwähnt, dass das gesamte Buch durchgehend in Schwarzdruck ausgeführt ist, was keineswegs die Informationsdichte mindert. Dies ist ein Beispiel, dass man Ressourcen (Druckkosten) effizient einsetzen kann, ohne Informationsinhalt und Lesbarkeit zu mindern.

Thomas Hofmann

WEBER, L. (Hrsg.), HEINRICH, M., HOLNSTEINER, R., MOSHAMMER, B., NÖTSTALLER, R., PFLEIDERER, S., REICHL, CH., REITNER, H., SCHEDL, A., UNTERSWEIG, TH., WAGNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2012): **Der Österreichische Rohstoffplan**. – Archiv f. Lagerstättenforsch., Geol. B.-A., **26**, 263 pp., 191 Abb., 55 Tab., Wien.

ISBN: 978-3-85316-065-7.

€ 45,00.

Die Erarbeitung eines Rohstoffplanes für Österreich wurde 2001 vom Parlament beschlossen. In dem vorliegenden Band wird einleitend der Rahmen der Rohstoffversorgung weltweit, Europas und Österreichs skizziert, danach die Entwicklung des österreichischen Bergbaus in der jüngeren Vergangenheit (Seiten 15–95). Dieser Teil ist eine gelungene Kurzbeschreibung österreichischer Rohstofflagerstätten von bergbaulicher Bedeutung, mit einer kurzen Charakteristik des geologischen Rahmens sowie zumeist mit einem charakteristischen Bild und einer grafischen Darstellung der Förderung seit 1945.

Im Hauptteil werden anfangs (Seite 97ff.) die Grundprinzipien der Auswahl von Vorkommen für eine zukünftige Versorgung erläutert. Der Bedarf von 7 m³ pro Person und Jahr soll bei Kiessand für 50 Jahre, bei Festgestein für 100 Jahre abgedeckt sein. Eine Steigerung ist nicht vorgesehen, weil der Primärrohstoffverbrauch langfristig sinken soll. In 102 Seiten werden in der Folge Einzelheiten der Auswahlmethode und der Abgleichung mit anderen Ansprüchen an Flächen sowie der Berechnung nach Konfliktbereinigung verbleibender Ressourcen der Massenerohstoffe in Bild und Text ausführlich dargestellt. In ähnlicher Weise werden Ressourcen und Konfliktbereinigung

für Erze, Industriemineralien und Kohlen beschrieben (Seiten 202–225). Einer kurzen Schilderung der Umsetzung des Rohstoffplanes („raumordnerische Sicherung“) in den österreichischen Bundesländern (Seite 226) folgen Tabellen, welche die Volumina verfügbarer Baurohstoffe für Teilbereiche, Bundesländer und das gesamte Bundesgebiet auführen (227–238). Karten der höffigen Flächen werden nur ohne geografische Angaben gezeigt, um „Grundstücksspekulation zu vermeiden“. Vermutlich können diese Daten bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien eingesehen werden.

Access to quintessential contents for English speakers is provided in an „Abstract“ (page 11–12), an „Extended Summary“ (239–246) and by English captions of all figures and tables.

Quellen (247–251) und ein Glossar (253–256) beschließen den Band. Gestaltung, Grafiken und Farbfotografien sind exzellent. Kleine Mängel sind sehr selten; so wird nicht immer genau zwischen Fördererz, Konzentrat und Metallinhalt unterschieden; in Abbildung 51 wird beispielsweise die Produktion von Wolframerz (Roherz?) in Österreich in Tonnen dargestellt (ca. 400.000 t in 2010); auf Seite 62 heißt es, die Fördermenge an Scheelit (Konzentrat?) beträgt ca. 400.000 t.

Der Herausgeber, die Autoren und viele Unterstützer haben eine beispielhafte, international gewürdigte Methode entwickelt, erfolgreich ausgeführt und in einem präsentablen Band publiziert. Fachleute in Raumordnung, Verwaltung und der Industrie sind vermutlich besonders angesprochen, aber auch ein weiterer Personenkreis, der von Politikern bis zu Universitäten reicht.

Walter L. Pohl

