

JAHRBUCH

2017

BAND 157/1-4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Wien
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H, 3580 Horn.

**Inhalt Contents**

HOFMANN, T. & DRAXLER, I.: Dr. Gerda Woletz (20. Juli 1916 – 30. Jänner 2017).....	5	HOFMANN, T. & DRAXLER, I.: Dr. Gerda Woletz (20. Juli 1916 – 30. Jänner 2017).....	5
SCHUBERT, G., HOFMANN, T. & KRENMAYR, H.-G.: Dr. Franz Boroviczény (23. März 1932 – 8. August 2017).....	11	SCHUBERT, G., HOFMANN, T. & KRENMAYR, H.-G.: Dr. Franz Boroviczény (23. März 1932 – 8. August 2017).....	11
SCHÖNLAUB, H.P.: Em. Univ. Prof. Dr. Helmut W. Flügel (18. August 1924 – 6. Mai 2017).....	17	SCHÖNLAUB, H.P.: Em. Univ. Prof. Dr. Helmut W. Flügel (18. August 1924 – 6. Mai 2017).....	17
KRAINER, K.: Em. o. Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler (16. Jänner 1934 – 27. Februar 2017).....	33	KRAINER, K.: Em. o. Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler (16. Jänner 1934 – 27. Februar 2017).....	33
HOHENEGGER, J., DWORSCHAK, P.C., ROETZEL, R., UCHMAN, A., WANZENBÖCK, G. & GŁOWNIAK, E.: Dr. Peter Pervesler (1. September 1951 – 25. Oktober 2015).....	43	HOHENEGGER, J., DWORSCHAK, P.C., ROETZEL, R., UCHMAN, A., WANZENBÖCK, G. & GŁOWNIAK, E.: Dr. Peter Pervesler (1. September 1951 – 25. Oktober 2015).....	43
HARZHAUSER, M., THEOBALT, D., STRAUSS, P., MANDIC, O., CARNEVALE, G. & PILLER, W.E.: Miozäne Biostratigrafie und Paläoökologie des Mistelbach-Halbgrabens im nordwestlichen Wiener Becken (Niederösterreich).....	57	HARZHAUSER, M., THEOBALT, D., STRAUSS, P., MANDIC, O., CARNEVALE, G. & PILLER, W.E.: Miocene biostratigraphy and paleoecology of the Mistelbach Halfgraben in the north-western Vienna Basin (Lower Austria).....	57
RUPP, C. & ČORIĆ, S.: Der „Ältere Schlier“ von der Linzer Gugl (Oberösterreich).....	109	RUPP, C. & ČORIĆ, S.: On the “Ältere Schlier” pelites from the Gugl Hill in Linz (Upper Austria).....	109
BRIGUGLIO, A., TORRES-SILVA, A.I. & EGGER, H.: Großforaminiferen und Mikrofazies umgelagerter Eozänkalke im ostalpinen Miozän (Österreich).....	159	BRIGUGLIO, A., TORRES-SILVA, A.I. & EGGER, H.: Larger benthic foraminifera and microfacies of Eocene limestone boulders reworked in the Miocene of the Eastern Alps (Austria).....	159
EGGER, H.: Kalkiges Nannoplankton aus oberkretazischen bis paleozänen Tiefwasserablagerungen des Muttekopf-Gebietes (Gosau-Gruppe, Nördliche Kalkalpen, Österreich).....	165	EGGER, H.: Calcareous nannofossil assemblages from Upper Cretaceous to Paleocene deep-water deposits of the Muttekopf area (Gosau Group, Northern Calcareous Alps, Austria).....	165
MOSER, M., MOSHAMMER, B. & GÖRÖG, Á.: Reitbauernmauer-Formation: Biostratigrafische und lithostratigrafische Neudefinition des „Mikritoidkalkes“ im Bajuvarischen Deckensystem (Nieder- und Oberösterreich).....	173	MOSER, M., MOSHAMMER, B. & GÖRÖG, Á.: Reitbauernmauer-Formation: A new biostratigraphic and lithostratigraphic definition of the former “Micrite-oid-limestone” within the Bajuvaric Nappe System (Lower and Upper Austria).....	173
HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B.: Die neue Datenbank „Tektonische Grenzflächen“ an der Geologischen Bundesanstalt.....	195	HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B.: The new database “Tectonic Boundaries” at the Geological Survey of Austria.....	195
HAMMERL, C., HOFMANN, T. & KRENN, M.: Das Erdbeben von Laibach (Slowenien) am 14. April 1895: Chronologie des Krisenmanagements – ein Postskriptum.....	209	HAMMERL, C., HOFMANN, T. & KRENN, M.: The Earthquake of Ljubljana (Slovenia) on April 14 th , 1895: Chronology of Crisis Management – A Postscript.....	209
BINDER, H.: <i>Pseudochloritis</i> und <i>Papillotopsis</i> (nov. gen.) im Miozän Zentraleuropas.....	215	BINDER, H.: <i>Pseudochloritis</i> and <i>Papillotopsis</i> (nov. gen.) of the Miocene in Central Europe.....	215
BARON-SZABO, R.C.: Scleractine Korallen aus dem unteren Aptium-Albium der Garschella-Formation in Mitteleuropa (Westösterreich; östliche Schweiz): Das Albium.....	241	BARON-SZABO, R.C.: Scleractinian corals from the upper Aptian-Albian of the Garschella Formation of central Europe (western Austria; eastern Switzerland): The Albian.....	241
HUBMANN, B. & RIEDNER, P.: Die GeoHistoryTrail-Gösting App: ein digitaler Wanderführer zur Burgruine Gösting bei Graz....	261	HUBMANN, B. & RIEDNER, P.: The GeoHistoryTrail-Goesting App: a digital hiking guide to the castle ruin of Gösting near Graz..	261
JOVANOVIĆ-KRUSPEL, S. & OLIVARES, O.: Die Urwelt des österreichischen Malers Josef Hoffmann (1831–1904) – ein „cross-over“ von Kunst und Wissenschaft und sein Export nach Mexiko.....	269	JOVANOVIĆ-KRUSPEL, S. & OLIVARES, O.: The primeval world by the Austrian painter Josef Hoffmann (1831–1904) – A cross over between art and science and its export to Mexico.....	269

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich
1 : 50.000 in den Jahren 2010–2017****Geological Mapping Reports for the 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2010–2017****Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)**

MATZINGER, M. & FINGER, F.: Bericht 2016 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz.....	301
FINGER, F., LINNÉR, M. & RIEGLER, G.: Bericht 2015 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn.....	307
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2016 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn.....	311

HAVLICEK, P. (†) & VACHEK, M.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	315
ROETZEL, R.: Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	317
SCHANTL, P.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	328
SCHNABEL, W.: Bericht 2010–2015 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 56 St. Pölten	331
HORNUNG, T.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems	340
DIPPENAAR, E.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger	353
HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	360
HEJL, E.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming.....	366
GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 181 Obervellach und 182 Spittal an der Drau	369
GRIESMEIER, G.E.U.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach	373
KARNITSCHAR, C.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 204 Völkermarkt	375

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

GRUBER, J.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck.....	380
ZASADNI, J.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen.....	384
HORNUNG, T.: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	387
HORNUNG, T.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	401
MOSER, M.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck, Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden, Mandlmais, Koglerstein, Schoberstein, Sonnseite, Roßberg auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	412
MOSER, M.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	423
SIBLÍK, M.: Bericht 2016 über Untersuchungen mesozoischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems.....	430
BRYDA, G.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs	431
IBELE, T.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck.....	434

Buchbesprechungen / Book Reviews

MARESCH, W., SCHERTL, H.-P. & MEDENBACH, O. (2016): Gesteine – Systematik, Bestimmung, Entstehung.....	439
EGGER, H. (2017): Lebensräume – Ausflüge in die Erdgeschichte von Salzburg und Oberbayern.....	439
STÜWE, K. & HOMBERGER, R. (2018): Steiermark aus der Luft.....	440

Dr. Gerda Woletz
(20. Juli 1916 – 30. Jänner 2017)

Gerda Annemarie Woletz wurde während des Ersten Weltkrieges als Tochter von Dr. Karl und Maria Woletz (geborene Knirsch) in Mährisch-Trübau (Moravská Třebová) im Schönhengstgau (Hřebečsko), einer ehemaligen deutschen Sprachinsel in Nordmähren, geboren. Ihr Vater, ein Jurist, war als Oberregierungsrat im Staatsdienst tätig. Nach dem Zerfall der Monarchie hätte er den Dienst bei den tschechischen Staat schwören müssen, um dies zu vermeiden, ging er nach Linz, wo er eine Stelle als Jurist bei der oberösterreichischen Landesregierung bekam. 1921 kamen seine Frau sowie Gerda Woletz mit ihrer jüngeren Schwester nach. In einem Lebenslauf vom 30. Jänner 1942 schrieb sie über ihre Schul- und Ausbildungszeit:



sich aber für das Lehramtsstudium Naturgeschichte und Physik und belegte oben erwähnte Vorlesungen und Übungen. Das Lehramtsstudium schloss sie jedoch nicht ab. Indessen beschloss sie, da ihr die mineralogischen Exkursionen gut gefallen hatten, Mineralogie zu studieren und setzte ab dem 6. Semester das Studium an der philosophischen Fakultät der Universität Wien mit Mineralogie, Petrographie und Geologie fort. Sie wurde Schülerin von Prof. Dr. Alfred Himmelsbauer (1884–1943), der überlegte, mit welchem Dissertationsthema sie eine Chance hätte, einen Posten zu bekommen. So fiel die Wahl auf die Sande des Kampflusses, die von besonderem Interesse waren, da angeblich eine Monstranz des Stiftes Zwettl aus dem Gold der Sande gemacht wurde. Damit

„Geboren am 20. Juli 1916 in Mährisch-Trübau. Vom Herbst 1922 bis zum Sommer 1927 Besuch der fünfklassigen Volksschule in Linz (Oberdonau). Von 1927 bis 1935 Besuch der Unterklassen der städtischen Mädchen-Mittelschulen in Linz und der dortigen Frauenoberschule. Ablegung der Reifeprüfung an der Frauenoberschule am Ende des Schuljahres 1934/35. (Ein Jahr später Ergänzungsprüfung aus englischer Sprache). Vom Wintersemester 1935/36 an Studium an der Universität Wien (Vorlesungen und Übungen aus Botanik, Zoologie, Physik, Chemie, Paläontologie, Geologie, Mineralogie und Petrographie). Seit 1938/39 Arbeit am Mineralogisch-petrographischen Institut, Ausführung einer Dissertation mit dem Titel: „Der Schwermineralinhalt der Sande des Kampflusses“. Am 21. November 1941 Ablegung der Rigorosen aus Mineralogie, Petrographie und Geologie; Promotion am 1. Dezember 1941. Seit 1. April 1940 als Wissenschaftliche Hilfskraft am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien tätig.“

Gerda Woletz wollte als Kind zunächst Schneiderin werden, in der Schule zeigte sie besonderes Interesse für Mathematik. Die Reifeprüfung an der Frauenoberschule legte sie – nachdem sie alle Fächer mit „sehr gut“ absolviert hatte – mit „ausgezeichnetem Erfolg“ ab. Danach überlegte sie den Beruf als Fürsorgerin zu ergreifen, entschied

sollten sich Berufsoptionen in der Keramikindustrie eröffnen, da eine Stelle im Bergbau damals für Frauen undenkbar war.

Nach Ende der Tätigkeit an der Universität Wien am 31. März 1942 wechselte sie mit 1. April 1942 an das Reichsamts für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, das damalige Äquivalent der heutigen Geologischen Bundesanstalt (GBA). Da die Geologen im Kriegsdienst waren, herrschte akuter Personalmangel, wie etwa beim Bohrkernarchiv. Um in Wien angestellt werden zu können, musste sie damals nach Berlin in die Zentrale fahren. 50 Jahre nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges erinnert sie sich an den Beginn ihrer Tätigkeit an der GBA: *„Lotze war aus Berlin nach Wien beordert worden und wurde unser neuer Direktor. Weil ich das Bohrkernarchiv übertragen bekam, schickte er mich gleich zu Beginn nach Berlin, wo ich mich vorstellen sollte. Ich wohnte dort bei seiner Frau, die mich sehr freundlich aufgenommen hatte. Ich wurde auch von den Berliner Kollegen sehr zuvorkommend behandelt; der zuständige Geologe zeigte mir sein Erdölarchiv und gab mir den guten Rat, ich solle ein Archiv für Österreich machen wie ich wolle, aber bloß nicht so wie in Berlin; das sei viel zu bürokratisch.“* (Jahresbericht für 1994). Damit war sie nach ihrer Studienkollegin Irmentraut Wiesböck (1915–1999), nach knapp hundert Jahren, die zweite pro-

movierte Frau im Dienst des 1849 als k. k. Geologische Reichsanstalt gegründeten geologischen Staatsdienstes.

Während der Bombenangriffe, die im September 1944 auch in Wien einsetzten, harrte sie mit anderen Kolleginnen und Kollegen im Keller des Palais und verdrängte die Angst durch Scherzen. Schlussendlich wurde auch das Palais Rasumofsky getroffen und stark beschädigt.

Von April bis September 1945 wurde unter der Leitung von Prof. Franz Lotze (1903–1971) mit Josef Schadler (1889–1878) zunächst in Wilhering bei Linz und dann in Kremsmünster (OÖ) eine Nebenstelle als „Geologische Staatsanstalt von Österreich“ eingerichtet, „um das österreichische Kulturgut der Geologischen Anstalt zu erhalten.“ Dabei waren u.a. Gerda Woletz und der Zeichner Julius Kerschhofer (1905–1983). „Leider brachte die erste Junihälfte schwere Verluste in den im Stift Kremsmünster verlagerten Beständen beim Einmarsch eines amerikanischen Tank-Bataillons, welches die Räumung der Verlagerung anordnete. Zwei Mikroskope, zwei Schreibmaschinen, zahlreiche Karten, mikroskopische Präparate und Möbelstücke der Erdölabteilung sowie manches persönliche Gut gingen verloren. Die Restbestände, deren Bergung Frau Dr. Woletz und Herrn Kerschhofer zu danken ist, wurden sodann in der Sternwarte, bzw. Hauptschule und schließlich, im August, in einem Gasthofe in Kremsmünster untergebracht.“ (Jahresbericht für 1945).

Die eigentliche Dienststelle war weiterhin die „Geologische Staatsanstalt in Wien“, die schwer unter den Kriegsfolgen litt und unter der Leitung von Gustav Götzing (1880–1969) stand, der am 1. Juni 1945 seine Antrittsrede gehalten hatte. Im September 1945 wurde die „Geologische Staatsanstalt von Österreich“ formal liquidiert und in die „Geologische Staatsanstalt in Wien“, die eigentliche GBA, inkorporiert. In Oberösterreich war Gerda Woletz nach Ordnung des Kartenmaterials mit dessen wissenschaftlicher Komplettierung beschäftigt, kümmerte sich um das ausgelagerte Anstaltseigentum und war unter anderem mit der Koordination von Zeichenarbeiten befasst. Ihre geologischen Tätigkeiten wurden – laut Angaben aus Jahresberichten – wie folgt angegeben: „Für die Herstellung einer Grundwasser- und Quellenkarte wurden die Unterlagen gesammelt, indem zunächst in der Umgebung von Kremsmünster Erhebungen über die Tiefe der Hausbrunnen, ihre Ergiebigkeit und deren jahreszeitliche Schwankungen sowie über die Qualität des Wassers angestellt wurden. Diese Aufnahmen umfaßten 160 Brunnen sowohl auf den Moränenflächen als auch im Kremstal. Um den Zusammenhang zwischen Gestein und Chemismus des Grundwassers aufzuzeigen, machte sie eine Zusammenstellung von Brunnen- und Quellwasseranalysen. [...] Schließlich hatte sie noch die Aufgabe, an der Zusammenstellung von Daten für die Aufstellung einer Sandkartei mitzuwirken und führte zu diesem Zwecke im Gießerei-Sandlaboratorium der „Vereinigten Eisen- und Stahlwerke“ in Linz Siebanalysen von aus oberösterreichischen Sandgruben gesammelten Sandproben durch.“ Dieser Forschungsfokus ergab sich aus dem Bedarf an Glassanden, um Fenstergläser produzieren zu können, die während des Krieges in Bruch gegangen waren. Auch Siegmund Prey (1912–1992) war mit Glassanden befasst.

Die Rückführung der Bestände der GBA erfolgte über Linz, wo sie unter vorläufiger Verwahrung im Oberösterreichi-

schen Landesmuseum bei Dr. Josef Schadler waren, Mitte November 1945 erfolgte dann der weitere Transport nach Wien. Gerda Woletz hingegen musste – mit Erlaubnis von Gustav Götzing – noch länger in Linz bleiben, in Wien gab es damals keinen Platz für sie, im wahrsten Sinn des Wortes, wie ihr Leo Waldmann (1899–1973) seitens der GBA in einem Schreiben vom 16. Oktober 1945 mitteilte:

„Die geologische Beschäftigung durch Herrn Dr. Schadler soll nicht so aufgefaßt werden als ob wir Sie von der Anstalt weghaben wollten, aber derzeit ist die Sachlage die, daß Sie in Wien noch kein Zimmer haben; Ihre Freundin Dr. Wiesböck bemüht sich jedoch, ein solches aufzutreiben. Weiters ist infolge der gegenwärtigen Instandsetzungsarbeiten der Raum in der Anstalt sehr beschränkt, außerdem wurt es so bei uns durch die verschiedenen Handwerker usw., daß von einem ruhigen Arbeiten ohnehin nicht die Rede sein kann. Wollen Sie sich daher noch einige Zeit gedulden, bis Sie durch ein Schreiben von der Direktion aus Ihrer derzeitigen Verbannung nach Oberösterreich erlöst werden. Den Gehalt ziehen sie sich einfach in der Höhe des bisherigen Vorschusses von dem Betrage ab, den Ihnen Herr Dr. Grill vor seiner Abreise nach Wien übergeben hat.

Nun haben wir aber eine Bitte. Die Fahrberechtigung unseres Wagens läuft demnächst ab und wir wären Ihnen sehr dankbar, wenn Sie die Verlängerung des „Permitts“ durchsetzen möchten.

*Mit den besten Wünschen
Ihr sehr ergebener
Prof. Dr. Leo Waldmann“*

Gemeinsam mit Leo Waldmann organisierte sie nach Kriegsende den Rücktransport des Erdöl- und Kartenarchivs und anderer Arbeitsunterlagen in die wiedereingerichtete Geologische Bundesanstalt nach Wien. Im Frühjahr 1946 wurde bescheinigt, dass sie für mehrere Monate „zur Ausführung praktisch geologischer Arbeiten in verschiedene Gebiete außerhalb Wien abbeordert ist.“ Forschungsfokus war, die Vorkommen von Sand und Kohle in Oberösterreich für die österreichische Glasindustrie zu erkunden. Im Dienststatus war sie dem eines Hochschullehrers gleichgestellt. Nach der Rückkehr nach Wien war sie gezwungen, einen Großteil ihrer dienstlichen Tätigkeiten zu Hause zu erledigen, da im Palais Rasumofsky viele Räume noch nicht benutzbar waren. Per Amtsbescheinigung (Zahl: 656/47) vom 27. Mai 1947 ersuchte Waldmann (i.V. für die Direktion der GBA), „dafür Sorge zu tragen, daß Frau Dr. Woletz ein für ihre dringenden wissenschaftlichen Arbeiten (u.a. Mikroskopieren; Untersuchung von Bohrkerne, Kartenzeichnen usw.) geeigneter, lichter Raum zugewiesen wird.“

Durch ihre intensiven Bearbeitungen der Schwerminerale, die sie seit ihrer Dissertation betrieb, wurde diese Methode bald als sehr wertvoll erkannt. Im Sommer 1946 wurde bereits mit der Schwermineralanalyse von Kernproben aus Erdölbohrungen begonnen. Dafür war ein eigenes Labor eingerichtet worden, das ab 1959 mit Karl Bauer (1939–2005) einen eigenen Laboranten bekam, der auch die chemische Aufbereitung der Proben im Palynologielabor machte. Das nächste Gebiet war der Wienerwald-Flysch, wo Gustav Götzing arbeitete. Seine Proben sowie jene, die von Rudolf Grill und Heinrich Küpper auf-

gesammelt worden waren, erlaubten einen Überblick über das gesamte Kartenblatt Baden-Neulengbach. Und so ließen erste Ergebnisse nicht lange auf sich warten, schließlich resümierte Gerda Woletz: „*Die Schwermineralanalyse erwies sich als gutes Hilfsmittel für die Charakterisierung eines klastischen Sediments.*“ (WOLETZ, 1948: 11).

Im Oktober 1955 stand für die inzwischen routinemäßig angewendeten Arbeiten der Schwermineralanalyse ein neues Polarisationsmikroskop zur Verfügung, das sich durch praktische Bauart und leichte Handhabung als sehr wertvoll erwies. Am 12. Jänner 1956 erfolgte ihre Ernennung zum provisorischen Chefgeologen [sic!], knapp danach, am 1. Februar 1956, die Definitivstellung als Chefgeologe [sic!]. Direktor Heinrich Küpper (1904–2000) hatte ihr als „Frau Chefgeologe“ – so die damalige Anrede in offiziellen Schreiben – ein hohes Maß an Fähigkeiten zu selbstständiger wissenschaftlicher Arbeit und großes Anpassungsvermögen an administrative Arbeitsbereiche bescheinigt. Die Bearbeitung der Proben wurde vom Mesozoikum (Flysch, Gosau) bis zum Quartär ausgedehnt. Sie erfolgte für die geologische Kartierung ebenso wie für spezielle Projekte der angewandten Geowissenschaften (Bohrungen, Salzbergbaue, ...), die bis in das Ausland (Triest, Karpaten, Kuwait) reichen sollten. Vielfach konnten durch ihre Schwermineralanalysen die Bestätigung des Feldbefundes der Geologen erbracht werden. Ein großer Erfolg war die Unterscheidung von Sedimenten der Flyschzone und der Gosau-Gruppe im Raum Windischgarsten basierend auf Schwermineraluntersuchungen, die den Nachweis für das Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen lieferten.

Im Mai 1963 besuchte sie den 6. Internationalen Sedimentologischen Kongress in Holland und Belgien und im selben Jahr taucht ihr Name bei der Redaktion des Jahresberichtes auf, sie war „Für den Inhalt verantwortlich“. Am 1. Jänner 1967 erfolgte die Ernennung zum Chefgeologen [sic!] der Dienstklasse VII.

Im Lauf des Jahres 1969 hatte sich die Arbeit von Gerda Woletz, die neben der Sedimentpetrografie auch die Schriftleitung übernommen hatte, schwerpunktmäßig verlagert: „*Wegen zeitraubender Tätigkeit als Redakteur unserer Publikationen mußte die Laboratoriumsarbeit sehr eingeschränkt werden*“ (Jahresbericht 1970: A12), die Folge war, „*daß nur Routine-Untersuchungen von Flyschsandsteinen aus feldgeologischen Aufsammlungen vorgenommen wurden*“ (Jahresbericht 1971: A 12). Trotzdem blieb Zeit für die Teilnahme am 8. Internationalen Sedimentologischen Kongress in Heidelberg in der Zeit von 28. August bis 6. September 1971. Ein Jahr später tauchte ihr Name im Kontext „*Verlag und Redaktion*“ an etwas prominenterer Stelle auf, wobei auch Werner Fuchs als zweiter Redakteur genannt wurde. Mit ihm hatte sie auch Teile der Geologischen Karte von Wien und Umgebung 1:200.000, die unter der Autorenschaft von Werner Fuchs und Rudolf Grill 1984 erscheinen sollte, bearbeitet. 1973 wurden dafür im Rahmen des bilateralen Austausches auch westungarische Gebiete beprobt. 1974 bekam sie im Bereich der Schwermineralanalyse mit Wolfgang Schnabel die nötig gewordene wissenschaftliche Unterstützung, um die Kontinuität der Forschung zu sichern.

Ab 1975 machte sie die Schriftleitung gemeinsam mit Franz K. Bauer. In ihrem wissenschaftlichen Bereich „Sedimentologie und Petrologie“ innerhalb der „Abteilung für

Grundlagenforschung und Laboratorien“ (Leiter: Herbert Stradner) kam mit Albert Daurer Verstärkung dazu, wobei Daurers Agenden zunächst noch im wissenschaftlichen Bereich der Petrografie liegen sollten.

Am 8. September 1975 wurde im Zuge der 125-Jahrfeier der GBA ihr, wie auch Benno Plöchingner und Peter Beck-Mannagetta, das Österreichische Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst verliehen. Aus diesem Anlass wurden von Wolfgang Schnabel ihre Arbeiten am Beispiel der Flyschzone wie folgt gewürdigt: „*Die Schwermineraluntersuchungen an den Gesteinen des Wienerwaldes bildeten den Hauptanteil in der systematisch-mineralogischen Erforschung der Flyschgesteine und zeigten die Möglichkeiten differenzierter Unterscheidungen verschieden alter Schichten. Das war der Beginn von ausgedehnten Bearbeitungen von Kreide- und Tertiärgesteinen in den Ostalpen, und in den angrenzenden Gebieten in der Schweiz und den Karpaten. Besonders erfolgreich waren die Arbeiten in den nördlichen Kalkalpen: durch ihre Untersuchungen, die die Entstehungsgeschichte mariner Sandablagerungen erforschen helfen, ist nun eine neue Methode zur Auflösung tektonischer Ereignisse bei der Alpenbildung entwickelt worden. Diese sedimentpetrographischen Arbeiten haben auch im Ausland, in der Schweiz, in der BRD, in Jugoslawien und in der Slowakei ein Echo gefunden, und der von Gerda Woletz begonnene Weg wird dort eifrig weiterverfolgt.*“

1976 wurde sie als Leiterin der Abteilung Dokumentation genannt, wobei spezifische Aufgaben einzelnen Redakteuren zufielen (Periodika: Franz K. Bauer; Geologische Karten 1:50.000: Alois Matura; Geologische Karten 1:200.000: Sigmund Prey und Peter Beck-Mannagetta). Beim „Laboratorium für Sedimentologie und Petrologie“ wurden sie und Albert Daurer genannt. Die Agenden des Verlages teilte sie sich mit Franz K. Bauer. 1977 gab sie die Agenden des Verlages und der Redaktion an Manfred E. Schmid (1939–1996) ab, der diese gemeinsam mit Franz K. Bauer weiterführte. Bei der EDV-Erfassung von Proben unter Wolfgang Schnabel wurde mit der rückwirkenden Erfassung der Schwermineralanalysen von Gerda Woletz begonnen.

Mit 31. Jänner 1979 erfolgte – so die Diktion im Amtsdeutsch – die Versetzung in den dauernden Ruhestand. Seither lebte sie am liebsten in Wien und – im Sommer – in Linz. Auf vielen Wanderungen konnte sie auch ihren anderen naturwissenschaftlichen Interessensgebieten – Botanik und Astronomie – nachgehen. Sie war begabt und hatte Freude mit Begeisterung, ihre umfangreichen naturwissenschaftlichen Kenntnisse ihren Mitmenschen in verständlicher Form zu vermitteln. Ein besonderes Talent von Gerda Woletz war das Schreiben humorvoller Gedichte, die sie auch für Kolleginnen und Kollegen der GBA zu besonderen Anlässen verfasste. 1994 war sie das letzte Mal an der GBA, als sie zusammen mit der ehemaligen Chefsekretärin, Hedwig Horvath (1922–2009), vom damaligen Direktor Hans Peter Schönlaub und Lutz Kreutzer für den Jahresbericht 1995 über das Kriegsende und den Wiederaufbau der Geologischen Bundesanstalt interviewt wurden.

Aus Altersgründen musste sie nach Linz in ein Seniorenheim übersiedeln, wo sie in ihren letzten Lebensjahren von ihrer Nichte betreut wurde, aber sich gerne an die Geologische Bundesanstalt erinnerte.

Nach dem Seebeben im Indischen Ozean im Dezember 2004 machte sie sich Gedanken über Ursachen und Ablauf und erkannte Parallelitäten zu den Flyschsedimenten und ihren früheren Forschungen auf dem Gebiet der Schwermineralanalyse.

Gerda Woletz war von 1942 bis 1994 Mitglied der Wiener Mineralogischen Gesellschaft bzw. der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. Außerdem war sie Mitglied des Vereins zur Verbreitung der naturwissenschaftlichen Kenntnisse.

Anlässlich ihres 100. Geburtstages erschien eine Würdigung von Wolfgang Schnabel im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Band 155) unter dem Titel „*Dr. Gerda Woletz zum 100. Geburtstag*“, wo einmal mehr ihre Verdienste unterstrichen wurden: „*Woletz ist die letzte Vertreterin dieser Aufbaugeneration der Geologischen Bundesanstalt. Auf ihrer damals unter schwierigsten Bedingun-*

gen geleisteten Arbeit, ob materiell oder wissenschaftlich, können wir heute aufbauen und weiterarbeiten. Gerda Woletz ist an der Geologischen Bundesanstalt auch am neuen Standort in der Neulinggasse 38, der ihr ja weitgehend fremd ist, in unserer Arbeit noch immer gegenwärtig, mehr als ihr das vielleicht bewusst ist. Ihr Belegmaterial, von ihr noch wohl geordnet und beschriftet, ist im Tiefenspeicher präsent; es wurde z. T. sogar digital verortet und gezielt zugreifbar gemacht und steht für weitere Bearbeitungen bereit.“ Am 29. August 2016 besuchten sie Ilse Draxler, Maria Heinrich und Reinhard Roetzel in Linz, um ihr persönlich Glückwünsche der GBA zu übermitteln. Ein knappes halbes Jahr später, am 30. Jänner 2017, verstarb sie.

Die Geologische Bundesanstalt hat eine äußerst geschätzte ehemalige Kollegin verloren. In unserer Erinnerung wird sie weiterleben.

THOMAS HOFMANN & ILSE DRAXLER

Publikationen von Gerda Woletz

1939–1950

WOLETZ, G. (1939): Übersicht über die petrographische Zusammensetzung der Geschiebe der oberen Lassnitz. – 2 Blätter, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00363-R]

BECK-MANNAGETTA, P., WINKLER-HERMADEN, A., SCHOKLITSCH, K., KOSSMAT, G., BISTRITSCHAN, K. & WOLETZ, G. (1939): Geologische Karte des Laßnitztales. – 5 Teile, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00363-R]

WOLETZ, G. (1941): Der Schwermineralinhalt der Sande des Kampflusses <Niederdonau>. –Dissertation, Universität Wien, 61 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09787-R]

WOLETZ, G. (1942): Schwerminerale in Sanden des Kampflusses: ein Beitrag zur Forschung der Grundlagen der Schwermineralbestimmung bei Flußsedimenten. – Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und petrographische Mitteilungen: Neue Folge, **54**, 182–184, Leipzig.

WINKLER-HERMADEN, A., ECKMÜLLER, O., RITTLER, W., WOLETZ, G., KOSSMAT, G. & FINK-ULLEPITSCH, W. (1941/1942): 2. Etappe der Berichte der bodenwirtschaftlichen Aufnahmekommission in Untersteiermark (südlich der Save, Ostabschnitt). – 32 S., 1 Karte, Graz. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05872-R]

WOLETZ, G. (1948): Die im Jahre 1947 durchgeführten Schwermineraluntersuchungen: Bericht. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948/1–3**, 11–13, Wien.

WOLETZ, G. (1949): Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 167–194, Wien.

WOLETZ, G. (1949): Bericht (1945) von Dr. Gerda Woletz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946/1–3**, 47–48, Wien.

WOLETZ, G. (1949): Schwermineraluntersuchung von Gesteinsproben aus dem Bereich des Kartenblattes Baden-Neulengbach. – 7 S., 1 Beilage, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00460-R]

KÜPPER, H. & WOLETZ, G. (Beitr.) (1949): Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 117–128, Wien.

WOLETZ, G. (1950): Die im Jahre 1948 durchgeführten Schwermineraluntersuchungen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1949/1–3**, 10–11, Wien.

WOLETZ, G. (1950): Schwermineralanalysen von Gesteinen aus der Umgebung von Reinsberg bei Gresten. – 3 S., 1 Karte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00495-R]

NOTH, R. & WOLETZ, G. (1950): Geologische Exkursion in Waagtal (Slowakei) 22.–29. September 1947, Schwermineraluntersuchungen an Gesteinen aus dem Gebiet des Waagtales (Slowakei). – 6 S., 1 Karte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00492-R]

1951–1960

WOLETZ, G. (1951): Bericht (1949) über die durchgeführten Schwermineraluntersuchungen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950–51/1**, 14–15, Wien.

WOLETZ, G. (1951): Laboratorium für Sedimentpetrographie (1950). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950–51/2**, 11, Wien.

WOLETZ, G. (1952): Schwermineralanalysen aus einem Flyschprofil bei Kirchdorf a. d. Krems. – 2 S., 1 Karte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00493-R]

WOLETZ, G. (1952): Laboratorium für Sedimentpetrographie (1951). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952/1**, 8–9, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P., BERGER, W., FISCHAK, W., GRILL, R., KLAUS, W., PAPP, A., SCHWENK, H., TURNOVSKY, K., WEINFURTER, E. & WOLETZ, G. (1952): Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **95**, 1–102, Wien.

KÜPPER, H., PAPP, A. (Beitr.), PLÖCHINGER, B. (Beitr.) & WOLETZ, G. (Beitr.) (1952): Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, **94**, 10–30, Wien.

WOLETZ, G. (1953): Laboratorium für Sedimentpetrographie (1952). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1953/1**, 9, Wien.

- WOLETZ, G. (1954): Laboratorium für Sedimentpetrographie (1953). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954/1**, 7–8, Wien.
- WOLETZ, G. (1954): Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954/3**, 151–152, Wien.
- NOTH, R. & WOLETZ, G. (1954): Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954/3**, 143–151, Wien.
- KÜPPER, H., PRODINGER, W. & WOLETZ, G. (1954): Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **97**, 161–210, Wien.
- WOLETZ, G. (1955): Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich: (Untersuchungen an Kreide- und Tertiärgesteinen). – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **71**, 53–55, Wien.
- WOLETZ, G. (1955): Laboratorium für Sedimentpetrographie. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955/1**, 6, Wien.
- WOLETZ, G. (1955): Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955/4**, 267–273, Wien.
- WOLETZ, G. (1956): Bericht 1955 aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956/1**, 123–124, Wien.
- HEISSEL, W. & WOLETZ, G. (1956): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. Mit einem Abschnitt über: „Schwermineraluntersuchungen an Gesteinen aus dem Unterinntaler Tertiär“. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **48**, 49–70, Wien.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1956): Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. Tektonische und mineralogische Untersuchungen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **48**, 221–256, Wien.
- WOLETZ, G. (1957): Laboratorium für Sedimentpetrographie. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1957/1**, 6, Wien.
- WOLETZ, G. (1957): Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1957/1**, 111–112, Wien.
- WOLETZ, G. (1957): Vorkommen von Rohstoffen für Kernspaltungszwecke in Sedimenten. – Bericht, 15 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13820-R]
- WOLETZ, G. (1958): Die Schwermineral-Analyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958/2**, 172–182, Wien.
- WOLETZ, G. (1958): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1957. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958/3**, 300, Wien.
- PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R. & WOLETZ, G. (1958): Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **101**, 293–322, Wien.
- WOLETZ, G. (1959): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1958. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1959/3**, A 125–A 126, Wien.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1959): Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. Vorläufige Mitteilung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1959/2**, 201–216, Wien.
- WOLETZ, G. (1960): Schwermineralanalysen der Flyschsandsteine. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960/2**, 172–174, Wien.
- WOLETZ, G. (1960): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1959. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960/3**, A 123–A 124, Wien.
- GOHRBRANDT, K., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., PAPP, A., PREY, S., WIESENER, H. & WOLETZ, G. (1960): Beobachtungen im Flysch von Triest (Wiener Beiträge zum Flyschproblem, Nr. 1). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960/2**, 162–196, Wien.
- 1961–1985**
- WOLETZ, G. (1961): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1960. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961/3**, A 112–A 113, Wien.
- WOLETZ, G. (1962): Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962/2**, 268–272, Wien.
- WOLETZ, G. (1962): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1961. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962/3**, A 109–A 110, Wien.
- WOLETZ, G. (1962): Schwermineralanalyse von Flyschsandsteinen aus Istrien. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962/2**, 239–245, Wien.
- KÜPPER, H., OBERHAUSER, R., STRADNER, H. & WOLETZ, G. (1962): Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, N.-Ö. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962/2**, 263–268, Wien.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 89–119, Wien.
- WOLETZ, G. (1963): Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1962. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963/3**, A 76–A 77, Wien.
- PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R. & WOLETZ, G. (1963): Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **56**, 469–501, Wien.
- KOLLMANN, H., PAPP, A. & WOLETZ, G. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 71–159, Wien.
- PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R., STRADNER, H. & WOLETZ, G. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 11–69, Wien.
- WOLETZ, G. (1965): Vergleich der Kreide- und Tertiärablagerungen vom Krappfeld (Kärnten) mit solchen aus den nördlichen Kalkalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965/3**, A 66–A 68, Wien.
- WOLETZ, G. (1965): Schwermineralverteilung in Sandsteinen an der Grenze Perm/Trias. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965/3**, A 68–A 69, Wien.
- KÜPPER, H. (Red.) & WOLETZ, G. (Red.) (1965): Ostalpen und östlich anschließende Räume: Vorträge, gehalten anlässlich der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien vom 8. bis 26. September 1964. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **Sonderheft G** (1965), 316 S., Wien.
- WOLETZ, G. (1966): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – In: ZEIL, W.: Geologische Vereinigung: 56. Jahrestagung, 25.–27. Feber 1966, 34, Wien.

WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geologische Rundschau, **56**, 308–320, Stuttgart.

WOLETZ, G. (1967): Schwermineralanalysen von Kreidesandsteinen aus den westlichen Karpaten (Bericht 1966). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967/3**, A 65, Wien.

WOLETZ, G. (1967): Schwermineraluntersuchungen an Wüstensanden aus Kuwait (Bericht 1966). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967/3**, A 65, Wien.

WOLETZ, G. (1970): Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970/5**, A 80–A 81, Wien.

WOLETZ, G. (1979): Dokumentation und Information. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/1**, A 33–A 36, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P., DRAXLER, I. & WOLETZ, G. (1979): Lunzer Schichten in Baden bei Wien. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979/2**, 3–5, Wien.

WOLETZ, G., WOLF, M., WOLFF, H. & WOPFNER, H. (1985): Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. – 1 S., 5 Beilagen, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08212-RA/39/1985]

Dr. Franz Boroviczény

(23. März 1932 – 8. August 2017)

Am 8. August 2017 ist Dr. Franz Boroviczény, ehemaliger Leiter der Fachabteilung Hydrogeologie an der Geologischen Bundesanstalt, nach langer, schwerer Krankheit im 86. Lebensjahr von uns gegangen. Es verließ uns damit nicht nur ein uns lieber Mensch, sondern auch ein Mensch, der sich für die Natur und insbesondere für den Schutz des Grundwassers einsetzte.

Franz Boroviczény wurde am 23. März 1932 als Sohn von Agnes und Dr. Aladár Boroviczény in Wien geboren. Das Gymnasium besuchte er in Budapest und Innsbruck, wo er die Reifeprüfung ablegte. Danach studierte er in Innsbruck, Leoben und Graz Geologie und Bergwesen. Am 19. Mai 1961 promovierte er an der Karl-Franzens-Universität in Graz bei Prof. Helmut



Walter Flügel (1924–2017) mit einer kristallingeologischen Arbeit in den Seetaler Alpen sowie – in einem zweiten Teil – über die Biometrie einiger Arten der tabulaten Korallen-Gattung *Favosites* LAMARCK. Im Mai 2011 wurde er im Rahmen einer Goldenen Promotion an der Universität Graz für hervorragendes berufliches Wirken geehrt. Aus der 1961 geschlossenen Ehe mit seiner Frau Marielies stammen drei Kinder, Christoph, Stephan und Margit.

Wie sein Studium war auch sein beruflicher Werdegang abwechslungsreich. Neben freiberuflichen Tätigkeiten für die hydrographische Abteilung des Landes Steiermark war Franz Boroviczény von Juni 1962 bis Februar 1964 für das Staatliche Geologische Institut der Türkei (M.T.A.) im Bereich Lagerstättenforschung in Ankara aktiv. Am 14. April 1965 begann unter Direktor Heinrich Küpper (1904–2000) seine Karriere an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) im Bereich der damaligen Abteilung Lagerstätten und Bergbau (Leitung: Herwig Holzer, 1927–1997) als kartierender Geologie („Wissenschaftlicher Assistent“). Zu seinen Aufgaben gehörten die Kartierung kristalliner Gesteine; in den folgenden Jahren führte er entsprechende geologische Landesaufnahmen vor allem in Niederösterreich im Bereich der Kartenblätter 19 Zwettl, 36 Ottenschlag, 53 Amstetten, 54 Melk und in Vorarlberg auf den Kartenblättern 169 Partenen (Gaschurn) und 170 Mathon

(Galtür) durch. Belegt sind diese Arbeiten durch eine Reihe von Berichten in den „Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“.

Im Jahresbericht für 1969 wird seine Tätigkeit erstmals mit „geologischer Landesaufnahme, Hydrogeologie“ bezeichnet, was eine Erweiterung seiner ursprünglichen Agenden im Rahmen seiner Karriere an der Geologischen Bundesanstalt darstellt. In Folge erreicht er den Rang des „Wissenschaftlichen Kommissärs“. Mit 1. Jänner 1971 erfolgte die Ernennung zum Wissenschaftlichen Oberkommissär (Dienstklasse V), zwei Jahre später (1. Jänner 1973) erfolgte die Beförderung zum Wissenschaftlichen Rat (Dienstklasse VI). Ab 1974 ist er innerhalb des Bereiches der Angewandten Geologie an der GBA

in der aus den damaligen Herausforderungen entstandenen, neuen Abteilung für Bau- und Hydrogeologie deren interimistischer Leiter. In seiner Abteilung befanden sich mit Friedrich Fehleisen und Gerhard Schäffer zwei akademische Mitarbeiter. Inhaltlich standen unter anderem Arbeiten für eine hydrogeologische Karte 1:200.000 auf den Blättern Wien, St. Pölten, Linz und Salzburg am Programm. Der Zusatz „Umweltgeologie“ bei der Bezeichnung „Bau- und Hydrogeologie“ (Jahresbericht 1975: A 19) signalisiert einmal mehr die Querschnittsaufgabe der Abteilung. Personell sind 1975, nach dem Austritt von Fehleisen, nunmehr Gerhard Schäffer und – als neue Kraft – Barbara Vecer in seinem Team. Ab 7. Jänner 1976 kommt mit Walter Kollmann (1949–2011) ein dritter Akademiker in seine Abteilung. Kollmann wird später nach Boroviczénys Pensionierung die Leitung der Fachabteilung übernehmen. Damit konnte 1976 das Tätigkeitsspektrum erweitert werden. Zu nennen sind hier Gutachtertätigkeiten und Beratungen für die Berghauptmannschaften Innsbruck und Salzburg über die hydrogeologische Situation im Gebiet der Salzbergbaue Hall in Tirol und Dürrnberg sowie der Uranbergbau Forstau. 1977 führt Boroviczény zusammen mit Peter Klein eine Reihe hydrochemischer Studien durch. Zu klären war etwa die Frage einer möglichen Kontamination von Schotterteichen und Brunnen an einem Teilstück der Südautobahn durch den Verkehr.

1979 kommt es zu einer Neustrukturierung der GBA mit Gründung von Haupt- und Fachabteilungen. Mit 31. Mai 1979 wird Franz Boroviczény von Bundesministerin Hertha Firnberg zum Leiter der neu geschaffenen Fachabteilung Hydrogeologie ernannt, gleichzeitig war er per 1. Jänner 1979 zum Oberrat (Dienstklasse VII) ernannt worden. In seinem Team ist nur mehr Walter Kollmann. Gerhard Schäfer wird Leiter der neuen Fachabteilung Ingenieurgeologie, Barbara Vecer ist seine Mitarbeiterin. Erst 1992 bekommt die Fachabteilung Hydrogeologie mit Harald Wimmer einen Zuwachs. Damit wurde der Empfehlung des Rechnungshofes entsprochen, der den personellen Engpass im Bereich der Hydro- und Ingenieurgeologie nach einer Prüfung urgiert hatte. Mit 1. August 1994 kommt Gerhard Schubert als Ersatz für Harald Wimmer neu in die Abteilung. Letzterer wechselte von der GBA zum Amt der Oberösterreichischen Landesregierung; somit bleibt der Personalstand bis zu Boroviczénys Pensionierung am 31. Dezember 1995 unverändert.

Auch in seinem Ruhestand blieb er der GBA stets verbunden und arbeitete unter anderem bei Exkursionsführern mit (etwa im Weinviertel) und war ein steter und gern gesehener Besucher bei Veranstaltungen und Vorträgen.

Die Themen und Projekte seiner fachlichen Arbeit im Bereich der Hydrogeologie im Anschluss an seine Kartierungstätigkeit waren weit gestreut, von denen hier eine Auswahl wiedergegeben sei: die Hydrogeologie des Neusiedlersee-Gebietes, des Marchfeldes und des südlichen Wiener Beckens, die Thermalquellen in Baden, der Karstwasserhaushalt im Dachsteingebiet und gegen Ende seiner beruflichen Laufbahn die Vorstudie zur Umweltverträglichkeitserklärung für die Zulaufstrecke des Brennerbasistunnels zwischen Radfeld bei Rattenberg und Baumkirchen im Unterinntal. Wann immer hydrogeologische Arbeiten, sei es bei Kartenerläuterungen, Arbeitsta-

gungen oder Rohstoffprojekten, gefragt waren, Boroviczény lieferte verlässlich seine Beiträge, um zur geologischen Themenvielfalt beizutragen.

Seine ungarischen Sprachkenntnisse waren beim trilateralen (Österreich, Ungarn und Slowakei) Projekt DANREG (Danube Region Environmental Geology Programme) von Bedeutung, wo er auch sein Fachwissen im Bereich der Hydrologie einsetzen konnte.

Ausgehend von seinem Fachwissen über die vielfältigen Gefährdungen des wertvollen Schutzgutes und Lebensmittels Grundwasser hat sich Franz Boroviczény intensiv für den Umweltschutz engagiert. Dazu hatte er besonders im Zusammenhang mit den hydrogeologischen Gutachten zu der geplanten Staustufe Hainburg Gelegenheit. Im Gefolge der Hainburg-Proteste des Jahres 1984 wurde er sogar in die Ökologiekommission der Bundesregierung berufen und hat dort intensiv unter anderem für den Schutz des Thermalwasservorkommens von Bad Deutsch Altenburg argumentiert.

Dr. Franz Boroviczény war eine sehr verlässliche Stütze der Organisation. Sein Wirken und Engagement, insbesondere für den Naturschutz, konkret für den Erhalt der freien Fließstrecke der Donau zwischen Wien und Hainburg, reichte weit über die eigentliche dienstliche Tätigkeit hinaus. Er hat seine beruflichen Aufgaben verantwortungsvoll wahrgenommen und viele davon auch sehr gerne und mit großer innerer Anteilnahme gemacht, insbesondere wenn es um den Umwelt- und Grundwasserschutz ging. „Feri“, wie er in Geologenkreisen liebevoll genannt wurde, bleibt uns als freundlicher, kommunikativer Kollege von sanfter Wesensart mit vornehmem Auftreten, gleichzeitig aber ausgesprochen bescheiden, in Erinnerung.

GERHARD SCHUBERT, THOMAS HOFMANN &
HANS-GEORG KRENMAYR

Publikationen von Franz Boroviczény

1961–1970

BOROVICZÉNY, F. (1961): Teil 1: Geologie des Kammgebietes der Seetaler Alpen. – 41 S., 1 Beilage (Geologische Karte des Hauptkammes der Seetaler-Alpen zwischen Zirbitzkogel und Wenzel-Alm, 1:25.000); Teil 2: Biometrische Untersuchungen einiger Arten der Gattung *Favosites* Lamarck. – Dissertation, Universität Graz, 31 S., Graz.

BOROVICZÉNY, F. & ALKER, A. (1961): Das Leukophyllitvorkommen von Kleinfestritz bei Weißkirchen, Steiermark. – Mineralogisches Mitteilungsblatt der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, **1961/2**, 37–44, Graz.

BOROVICZÉNY, F. & FLÜGEL, H. (1962): Biometrische Untersuchungen an *Favosites styriacus* PENECKE (Tabulata) aus dem Mitteldevon von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **92**, 7–16, Graz.

BOROVICZÉNY, F. (1966): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Amstetten (53) im Jahre 1965. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1966**, A 19–A 20, Wien.

BOROVICZÉNY, F. (1967): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Amstetten (53) im Jahre 1966. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A 18, Wien.

BOROVICZÉNY, F. (1968): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Amstetten (53), Melk (54) und Ottenschlag (36) im Jahre 1967. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A 20, Wien.

THIELE, O., EXNER, C., SCHWAIGHOFER, B., ERICH, A. & BOROVICZÉNY, F. (1968): Geologische Manuskriptkarte auf Blatt 19 Zwettl 1:25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 17964-R]

BOROVICZÉNY, F. (1969): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Ottenschlag (36) im Jahre 1968. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, A 19, Wien.

BOROVICZÉNY, F. (1970): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Zwettl (19) im Jahre 1969. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, A 23, Wien.

BOROVICZÉNY, F. (1970): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Partennen [sic!] (169) im Jahre 1969. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, A 23, Wien.

GATTINGER, T. & BOROVICZÉNY, F. (1970): Baugeologisches Gutachten über den Ausbaubereich der Klosterneuburger Bundesstraße innerhalb der Wiener Landesgrenze. – 25 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 12819-R]

1971–1980

- BOROVICZÉNY, F. (1971): Detailkartierung im Gebiet zwischen Preunegg- und Forstautal bei Schladming im Mai und Juni 1971. – 17 Karten, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06750-RA/126/1971]
- BOROVICZÉNY, F. (1971): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Ottenschlag (36). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A 27, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1971): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Partenen (169) und Mathon (170) im Jahre 1970. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A 27–A 28, Wien.
- GATTINGER, T., BOROVICZÉNY, F. & JANOSCHEK, W. (1971): Hydrogeologische Studie über die Thermalwassersituation von Baden, N.Ö. – 30 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13408-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1972): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Ottenschlag (36) im Jahre 1971. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972**, A 30, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1972): Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Partenen (169) und Mathon (170) im Jahre 1971. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972**, A 30, Wien.
- ANDERLE, N., GATTINGER, T. & BOROVICZÉNY, F. (1972): Warmbad Villach: Hydrogeologisches Gutachten. – 11 S., 1 Karte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 01003-R]
- BOROVICZÉNY, F. & GATTINGER, T. (1973): Hydrogeologische Stellungnahme zur Untersuchung der Mineralwasservorkommen in Mörbisch (Burgenland). – 2 S., Wien.
- JANOSCHEK, W. & BOROVICZÉNY, F. (1974): Stellungnahme zur Frage der Wassererschließung durch Bohrungen im Gebiet um den Bujahof, Oberbildein, Burgenland. – 3 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13410-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 52, St. Peter in der Au. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 35, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 73, Türnitz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 54, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 78, Eisenstadt. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 60, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 180, Winklern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 113, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1975): Andreas Thurner. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, 213–217, Wien.
- FUCHS, W. & BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 60, Bruck an der Leitha. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 39–A 41, Wien.
- KLEIN, P. & BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 187, St. Leonhard. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 116, Wien.
- PLÖCHINGER, B. & BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 94, Hallein. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 63–A 64, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 118, Innsbruck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 85–A 86, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P., KLEIN, P., BOROVICZÉNY, F. & SCHERMANN, O. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 188, Wolfsberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 116–A 118, Wien.
- BOROVICZÉNY, F., FEHLEISEN, F. & SCHÄFFER, G. (1975): Hydrogeologische Karte. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 132, Wien.
- STRADNER, H., BOROVICZÉNY, F. & HAUSKA, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 25, Poysdorf. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 27, Wien.
- VAN HUSEN, D., KLEIN, P. & BOROVICZÉNY, F. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 204, Völkermarkt. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 121–A 124, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1976): Bericht 1975 über Untersuchungen von Großhangbewegungen bei Irschen auf Blatt 180, Winklern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A 160, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1976): Bericht 1975 über hydrochemische Untersuchungen für die hydrogeologische Karte 1:200.000, Blatt Wien. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A 182, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1977): Prof. Dr. Dr. h.c. Miklos Vendel. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 219–224, Wien.
- GATTINGER, T.E., BOROVICZÉNY, F., SCHÄFFER, G. & VECER, B. (1978): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über die Untersuchungen im Rahmen des „Geodynamics Project“ (IGP) im Jahr 1978. – 5 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 12832-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1979): Bau- und Hydrogeologie (Umweltgeologie). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A 30, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. & KLEIN, P. (1979): Bericht 1977 über hydrochemische Studien geologisch verschiedener Grundwassereinzugsgebiete. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A 163–A 164, Wien.
- THURNER, A., VAN HUSEN, D., NEUBAUER, F. (Beitr.), SCHULTZE, E. (Beitr.), BOROVICZÉNY, F. (Vorw.) & PISTOTNIK, J. (Vorw.) (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

1981–1990

- BOROVICZÉNY, F. & BRIX, F. (1981): Die Hydrogeologie auf Blatt Wiener Neustadt. – In: PLÖCHINGER, B. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1981, Blatt 76 Wiener Neustadt, Lindabrunn 10.10.–13.10.1981, Erholungszentrum Gewerkschaft HTV, 74–79, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1983): Hydrologische Verhältnisse an Hand von Typusbeispielen auf Blatt 66 Gmunden, die Erstellung einer hydrogeologischen Karte. – In: DAURER, A. (Red.) & SCHÄFFER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26. bis 30. September 1983, 16, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (Mitarb.) (1983): 8. Neusiedlerseetagung, 25./26. November 1982: Protokoll, Biologisches Forschungsinstitut Burgenland, Illmitz. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland (BFB) Bericht, **47**, 237 S., Illmitz.
- BOROVICZÉNY, F. (1983): Exkursionen: Dritter Tag: 29. September 1983: Feuerkogel Karstplateau (bei Schlechtwetter: Hinterer Langbathsee). – In: DAURER, A. (Red.) & SCHÄFFER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26. bis 30. September 1983, 51, Wien.

- SCHÄFFER, G. & BOROVICZÉNY, F. (1983): Exkursionen: Dritter Tag: 29. September 1983: Blick vom Pledlgupf auf Langbathzone, Flysch und Molasse. – In: DAURER, A. (Red.) & SCHÄFFER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26. bis 30. September 1983, 51, Wien.
- SCHÄFFER, G. & BOROVICZÉNY, F. (1983): Exkursionen: Zweiter Tag: 28. September 1983: Überblick von der Krahberg Forststraße – Blick auf Flyschzone und Helvetikum, Hydrogeologie. – In: DAURER, A. (Red.) & SCHÄFFER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26. bis 30. September 1983, 47, Wien.
- SCHÄFFER, G. & BOROVICZÉNY, F. (1983): Exkursionen: Dritter Tag: 29. September 1983: Blick von der Bergstation nach Osten (Kalkalpen). – In: DAURER, A. (Red.) & SCHÄFFER, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26. bis 30. September 1983, 51–53, Wien.
- BAUMGARTNER, P., BOROVICZÉNY, F., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M., VAN HUSEN, D., MEYER, J., PIRKL, H. & SCHÄFFER, G. (1983): Naturraumkartierung OÖ – ROK: Darstellung der geologischen Elemente. – Unveröffentlichter Endbericht 1981, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-003/81, 10 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05644-R]
- BOROVICZÉNY, F., DREHER, J., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J. (1983): Hydrogeologische Untersuchungen am Ostufer des Neusiedlersees: Ein Zwischenbericht. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland (BFB) Bericht, **47**, 5–23, Illmitz.
- BOROVICZÉNY, F., DREHER, J., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J. & KLEIN, P. (Beitr.) (1983): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik: Hydrogeologische Untersuchungen am Ostufer des Neusiedlersees: Ein Zwischenbericht. – 12 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05659-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1984): Zur hydrogeologischen Situation der oberflächennahen Grundwässer im südlichen Wiener Becken und im Marchfeld. – 3 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11151-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1984): Zur hydrogeologischen Situation der oberflächennahen Grundwässer im südlichen Wiener Becken und im Marchfeld. – In: WAGNER, K.: Trinkwasser – Abwasser – Grundwasser: WWF-Symposium am 22. September 1984, 3–5, WWF, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1984): Expertengespräch über die Nutzung der Wasserkraft und das Donaukraftwerk Hainburg, 5. Juni 1984, Vorträge. – ungezählte Seiten, Wien.
- BAUER, F., BOROVICZÉNY, F., HACKER, P. & ZÖTL, J. (1984): Leitlinie für die Nutzung und den Schutz von Karstwasservorkommen für Trinkwasserzwecke. – ÖWWV-Regelblatt, **201**, 55 S., Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1985): Hainburg: Versuch einer sachlichen Information. – 1. Auflage, VII + 108 S., Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1985): Zur hydrogeologischen Situation der oberflächennahen Grundwässer im südlichen Wiener Becken und im Marchfeld. – Baugeologische Tage in Hüttenberg, Seminar – Vortragsfolge – Exkursion, 9.–13. September 1985: Tagungsunterlagen, 86–89, Hüttenberg.
- BOROVICZÉNY, F. & SPITZENBERGER, F. (1985): Stellungnahme zu den Stellungnahmen der Österreichischen Donaukraftwerke AG zu den Ergebnissen der Ökologiekommision der Bundesregierung (Schlußbericht des Arbeitskreises Nationalpark und Auszug aus: Ökologische Bewertung von Varianten zum Donauausbau). – 14 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11330-R]
- BOROVICZÉNY, F. & USRAEL, G. (1985): Ökologiekommision der Bundesregierung: Schlusspapier (Entwurf). – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11948-R]
- BOROVICZÉNY, F., LAZOWSKI, W., LÖFFLER, H. & SPITZENBERGER, F. (1985): Arbeitspapier 2: Kriterien für die Erhaltung des Ökosystems Au. – 33 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11156-R]
- BOROVICZÉNY, F., SPITZENBERGER, F. & SUMMESBERGER, H. (1985): Führer für die ökologische Exkursion in die Donau- und Marchauen am 2. Juni 1985. – ungezählte Seiten, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11153-R]
- BOROVICZÉNY, F., BARANYI, S., DREHER, J., DEAK, J., RAJNER, V., MAJOR, P., RANK, D., NEPPEL, F. & REITINGER, J. (1985): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik 1980–1984. – Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft Forschungsbericht, **6**, 80 S., Wien.
- LOHBERGER, W., BOROVICZÉNY, F. (Mitarb.), KOLLMANN, W. (Mitarb.) & MAYR, I. (Mitarb.) (1985): Grundwasserkarte und Grundwasserbilanz Oberösterreich: Endbericht. – 5 + 30 S., 12 Karten, Linz. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06210-R]
- PAWLICK, R., RITTER, E., BOROVICZÉNY, F., DANECKER, E. & LECHNER, P. (Projektl.) (1985): Gutachten zur Abschätzung der Gefährdung des Grundwasserstromes nördlich der Donau durch die Mülldeponie Rautenweg. – 86 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11110-R]
- BOROVICZÉNY, F. & SPITZENBERGER, F. (1986): Zur Problematik der Staustufe Wien. – 7 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11150-R]
- BOROVICZÉNY, F. & SPITZENBERGER, F. (1986): Fragen der Umweltverträglichkeit der Staustufe Wien. – 8 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11158-R]
- BOROVICZÉNY, F. & SPITZENBERGER, F. (1986): Nationalpark Donau-March-Thaya-Auen: Ökologische Beurteilung der Varianten, Teil 2. – Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereines, **41/3**, 13, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. & LOHBERGER, W. (1986): Grundwasserkarte und Grundwasserbilanz Oberösterreich. – Unveröffentlichter Endbericht, 2. Teil, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008f/86, 34 S., Linz. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06507-R]
- BARANYI, S., BOROVICZÉNY, F., DEAK, J., DREHER, J., LIEBE, P., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J. (1986): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik: Rückblick auf den 1. Projektabschnitt 1980 bis 1984, Vorschau auf den 2. Projektabschnitt 1985 bis 1989. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland (BFB) Bericht, **58**, 85–91, Illmitz.
- BOROVICZÉNY, F., KOLLMANN, W., GOLDBRUNNER, J., HACKER, P. & ZÖTL, J. (Schriftl.) (1986): Tiefengrundwässer und Trinkwasserversorgung. – ÖWWV-Regelblatt, **202**, 60 S., Österreichischer Wasserversirtschaftsverband, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1987?): Konzept zur Analyse der Stromsohle der Donau zwischen Wien und Hainburg. – 2 S., 12 Beilagen, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11157-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1988): Geologische Grundlagen der Wasserent-sorgung Wiens mit besonderer Berücksichtigung der Risikofaktoren. – Perspektiven, **43/9–10**, 34–35, Wien.
- BRIX, F., PLÖCHINGER, B., FUCHS, G. (Beitr.), TRIMMEL, H. (Beitr.) & BOROVICZÉNY, F. (Beitr.) (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PISTOTNIK, J., BOROVICZÉNY, F. (Mitarb.), BRÜGGEMANN, H. (Mitarb.), HEINRICH, M. (Mitarb.), HERRMANN, P. (Mitarb.), SCHÄFFER, G. (Mitarb.) & VECER, B. (Mitarb.) (1989): Rohstoffpotential ausgewählter Gebiete: Raum Wien Ost und Südost: BC 10a und NC 9d. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **16**, 56 S., Wien.

- BOROVICZÉNY, F., HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H., RANK, D., REITINGER, J. & SCHMALFUSS, R. (1990): Wasserhaushalt Leithagebirge – Südostabdachung, Wien. – Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht, **13**, 51 S., Wien.
- PIRKL, H., BOROVICZÉNY, F., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., KLEIN, P., KOLLMANN, W., PAVLIK, W., SCHÄFFER, G., SHADLAU, S., SLAPAN-SKY, P. & SURENIAN, R. (1990): Erarbeitung der Zusammenhänge zwischen Hanginstabilitäten und -labilitäten, Hangwasserhaushalt und Massenbewegungen in Teilen des Zentralalpenkristallins: Jahresbericht 2. Phase (1989/90). – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-U-002, 101 S., 1 Beilagenband, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07729-R]
- 1991–2000**
- BOROVICZÉNY, F. (1991): Zur Hydrogeologie auf dem Kartenblatt 21 Horn. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 152–153, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. & RANK, D. (1991): Schwerpunkte und Ergebnisse in den einzelnen Untersuchungsgebieten. – Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie: Endbericht (Rohfassung), 82 S., Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1992): Geologie des Raumes Neusiedlersee. – Symposium anlässlich der Präsentation des Berichtes Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990, Eisenstadt, 23.–25. März 1992: Kurzfassungen, 4, Eisenstadt.
- BOROVICZÉNY, F. (1992): Geologie der Parndorfer Platte und des Seewinkels. – Symposium anlässlich der Präsentation des Berichtes Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990, Eisenstadt, 23.–25. März 1992: Kurzfassungen, 12, Eisenstadt.
- BOROVICZÉNY, F. (1992): Auswirkungen von Wasserkraftanlagen auf das Grundwasser. – ÖWWV-Seminar Hydrogeologie und Wasserwirtschaft, 23. und 24. Juni 1992 in Graz: Kurzfassungen der Vorträge, 43, ÖWWV, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1992): Die Genese des Wassers auf unserem Planeten sowie der hydrologische Kreislauf und die Wasserreserven der Erde. – In: FRANZ, H. (Schriftl.): Die ökologische Bedeutung des Wassers und sein Schutz, 7–12, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1992): Fließgewässer am Beispiel der österreichischen Donau. – In: FRANZ, H. (Schriftl.): Die ökologische Bedeutung des Wassers und sein Schutz, 47–54, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- BOROVICZÉNY, F., RANK, D. & REITINGER, J. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990: Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn. – Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht, **16**, 214 S., Wien.
- GRIMM, K. (Red.), IMHOF, G. (Red.), SPIEGLER, A. (Red.), BOROVICZÉNY, F. (Beitr.) & LUEGER, J. (Beitr.) (1992): Grundsätze für Nationalparke in Österreich, Forum Österreichischer Wissenschaftler für Umweltschutz, Wien. – Umweltforum, **3**, 26 S., Wien.
- SCHERMANN, O., SCHEDL, A., BOROVICZÉNY, F. (Beitr.), HEINZ, H. (Beitr.) & PAVLIK, W. (Beitr.) (1992): Erhebung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Kitzbühel – Bereich St. Johann i. T. (ÖK 91), Lofer (ÖK 92), Kitzbühel (ÖK 122), Zell a. S. (ÖK 123) jeweils Tiroler Anteil. – Unveröffentlichter Endbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-007e/89-91, 220 S., 1 Beilagenband, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07729-R, A 09666-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1993): Zur Geologie und Hydrogeologie des Marchfeldes. – Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft im Marchfeld am 5. Juni 1993, 3 S., Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1994): Tiefe Ströme: Das Grundwasser fließt nicht mehr so rein und üppig wie früher. – *Innovativ*, **1994/1**, 25, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1994): Geologische Grundlagen der Wasserwirtschaft in Niederösterreich. – Status quo und Perspektiven: Enquete des niederösterreichischen Naturschutzbundes, Wien, 24. November 1994, Kurzfassungen der Vorträge, 8–9, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1994): Situation der Donau östlich von Wien aus der Sicht der Geologie. – Status quo und Perspektiven: Enquete des niederösterreichischen Naturschutzbundes, Wien, 24. November 1994, Kurzfassungen der Vorträge, 12–13, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. & MANDL, G. (1994): Geologische Übersicht. – In: HERLICSKA, H. & LORBEER, G.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“, Band 1: Karstwasserqualität, 12–20, Umweltbundesamt, Wien.
- HERLICSKA, H., LORBEER, G., HUMER, G., BOROVICZÉNY, F., MANDL, G. & TRIMBORN, P. (1994): COST-65 National Report Austria: Pilot Project „Karst Water Dachstein“. – Excursion Guide for the COST-65 Meeting in Austria/Slovakia, 5th–10th October 1994, 5–34, Bundesministerium für Umwelt, Jugend und Familie, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (Projektleiter), mit Beiträgen und Mitarbeit von: ARIC, K., ARNDT, R., BOROVICZÉNY, F., BRANDNER, R., DENK, W., FELLNER, D., GMEINER, B., HAUSER, C., HELLERSCHMIDT-ALBER, H., KAMELGER, A., KLEIN, R., KÖGLER-ZELLER, B., KREUTZER, L.H., LASCHENKO, S., MALECKI, G., MOTSCHKA, K., OBERLACHER, G., PÖPPEL, L., POSCHER, G., RATAJ, W., RÖMER, A., SCHUBERT, G., SEREN, S., SEIBERL, W. & SUPPER, R. (1994): Geologische Studie: Ausbau der Bahn im Unterinntal: Streckenabschnitt Baumkirchen – Radfeld. – Zwischenbericht, 29 S., 40 S. Anhang, 7 geologische Karten, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1995): Semmeringbasistunnel – Eingriff in den Grundwasserhaushalt. – *Natur und Land*, **81/4**, 23–25, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1995): Semmeringbasistunnel – Eingriff in den Wasserhaushalt? Eine Analyse von Dr. Franz Boroviczény. – Österreichischer Naturschutzbund/Landesgruppe Niederösterreich 1995/09-10, 5, Wien.
- HERLICSKA, H., LORBEER, G., HUMER, G., BOROVICZÉNY, F., MANDL, G. & TRIMBORN, P. (1995): Pilot Project „Karst Water Dachstein“. – COST action 65: Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas: Final report, 21–36, ECSC-EC-EAEC, Brussels.
- BOROVICZÉNY, F. & SCHUBERT, G. (1996): Hydrogeologie des Mineralwasservorkommens „Römerquelle“ (Edelstahl, Burgenland). – 31 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15799-R]
- BOROVICZÉNY, F. (1997): Über einige Mineralwasservorkommen im nördlichen Weinviertel. – In: HOFMANN, T. (Red.): Das Land um Laa an der Thaya. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 99–104, Wien.
- BOROVICZÉNY, F. (1998): Hydrogeologische Erfordernisse bei der Nachnutzung von Abbauflächen. – In: APATA, E., BOROVICZÉNY, F., FLORINETH, F., GMEINER, H., HERRMANN, E., JESCHKE, H., KNECHTEL, H., KOFLER, H., MAXIAN, M., POPPINGER, G., ROSSMANN, H., SCHÖNTHALER, K. & SCHWINGENSCHLÖGL, R.: Rekultivierung versus Renaturierung von Abbauflächen: Strategien der Nachnutzung beim Rohstoffabbau: Tagungsband zum Workshop der Österreichischen Gesellschaft für Ökologie, 83–88, Wien.
- TRIMMEL, H. (Red.) & BOROVICZÉNY, F. (Beitr.) (1998): Karstlandschaftsschutz: Die Karstlandschaften der österreichischen Alpen, der Schutz ihres Naturraumes und die nachhaltige Nutzung ihrer natürlichen Ressourcen. – 119 S., CIPRA, Wien.

APATA, E., BOROVICZÉNY, F., FLORINETH, F., GMEINER, H., HERRMANN, E., JESCHKE, H., KNECHTEL, H., KOFLER, H., MAXIAN, M., POPPINGER, G., ROSSMANN, H., SCHÖNTHALER, K. & SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1998): Rekultivierung versus Renaturierung von Abbauflächen: Strategien der Nachnutzung beim Rohstoffabbau. – Tagungsband zum Workshop der Österreichischen Gesellschaft für Ökologie, 150 S., Wien.

BOROVICZÉNY, F., SCHUBERT, G., JOCHA-EDELENYI, E., ZSAMBOK, I., CECHOVA, A., DULOVICOVA, K., MARCIN, D., SCHERER, S. & MALIK, P. (Eds.) (1998): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. – Hydrogeological Map 1:200.000, MAFI, Budapest.

BOROVICZÉNY, F. (1999): Über die Gefährdung des Grundwassers durch radioaktive Verseuchung. – Naturschutz-bunt, **1999.Sommer**, 14, Wien.

BOROVICZÉNY, F., SCHUBERT, G., JOCHA-EDELENYI, E., ZSAMBOK, I. & MALIK, P. (Ed.) (2000): Hydrogeological Map. – In: CSASZAR, G.: Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 521–533, Wien.

RAPANT, S., BODIS, D., TOTH, G., HORVATH, I. & BOROVICZÉNY, F. (Ed.) (2000): Water Quality. – In: CSASZAR, G.: Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 591–607, Wien.

2001–2004

SCHEIDLEDER, A., BOROVICZÉNY, F., GRAF, W., HOFMANN, T., MANDL, G., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRALIK, M. (2001): Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“, Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **21**, 155 S., Wien.

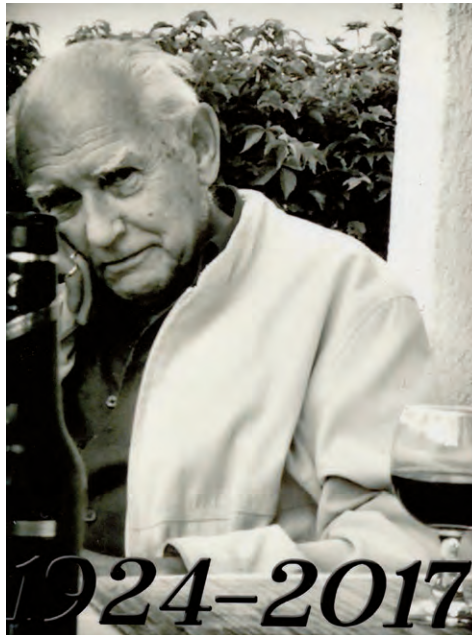
BOROVICZÉNY, F. (2004): Geologie im Nahbereich von Payerbach (Vorstellung einer geologischen Wanderkarte). – Ingenieurgeologie – Ingenieurkunst – Umwelttechnik: 150 Jahre Semmeringbahn, 100. Geburtstag Univ. Prof. Dr. E. Clar, 18.–19. November 2004, 18–24, Payerbach.

Em. Univ. Prof. Dr. Helmut W. Flügel
(18. August 1924 – 6. Mai 2017)

In der Nacht vom 6. auf den 7. Mai 2017 ist der Geologe und Paläontologe Helmut Walter Flügel im 93. Lebensjahr in Graz verstorben. Mit seinem Tod ging eine Ära der Geowissenschaften in Österreich zu Ende. Doch die erdwissenschaftliche Community verliert mit ihm mehr als einen über die Grenzen des Landes wirkenden Geologen. Er war einer der letzten Titanen der Wissenschaft, der dem Ideal Sokrates' folgte und es zu seinem Leitspruch erkor: *Es gibt nur ein einziges Gut für den Menschen: Die Wissenschaft. Und nur ein einziges Übel: Die Unwissenheit.* Helmut Flügel versuchte sich in all den Jahren diesem hehren Anspruch anzunähern und ging unbeirrt seinen Weg zur Wahrheitsfindung. Ihm war aber stets bewusst, dass zeitgemäße *Forschung keine Gewissheiten erzeugen* kann, sondern „nur“ *methodisch verlässliches Wissen* bedeutet (Peter Strohschneider).

Ab dem Beginn seiner wissenschaftlichen Karriere an war Flügel immer offen, Grenzen in den Geowissenschaften im Sinne von „new frontiers“ zu überschreiten. Anfangs galt sein Bemühen, die Pflichtprüfungen für das Rigorosum in den Fächern Geologie, Paläontologie, Mineralogie, Petrographie und Philosophie-Psychologie abzulegen, die er im Dezember 1948 erfolgreich bestand. Seine Dissertation hatte das Thema „Die Tektonik des Plesch-Mühlbacherzuges. Ein Beispiel zur Auflösung der Tektonik des Paläozoikums westlich der Mur“, die er im gleichen Jahr beendete und mit der Promotion am 28. Jänner 1949 abschloss.

Der Tektonik hielt er in den folgenden Jahren die Treue, wengleich daneben auch Ergebnisse von hydrogeologischen und lagerstättenkundlichen Arbeiten in einer Reihe von Publikationen ihren Niederschlag fanden. Doch bereits die ersten Veröffentlichungen beschäftigen sich auch mit stratigrafischen Fragen im Grazer Paläozoikum, die seine weitere Entwicklung bestimmen sollten, nämlich dem Problem des Alters von Gesteinsformationen und ihre gegenseitigen Beziehungen. Die Stratigrafie war kein Steckenpferd von ihm, sondern das Mittel zum Zweck, um Antworten zu finden auf entscheidende Fragen zur geologischen Entwicklung eines Gebietes, sei es die nähe-



re Umgebung von Graz, die Grauwackenzone oder die Karnischen Alpen. Da hatte die unmittelbare Umgebung viel zu bieten, die über reiche Fossilvorkommen verfügte, zugleich konnte er sich aber auch auf reiches Sammlungsmaterial des Instituts stützen. Der Tradition des Instituts verpflichtet, setzte er fort, was unter seinem Vorgänger an der Universität, Franz Heritsch (1882–1945), begonnen und bekannt geworden war, nämlich die „Grazer Schule der Geologie“ nach dem Zweiten Weltkrieg in der Geologie wieder zu beleben und zu etablieren.

Wie erwähnt, stand Flügel innovativen und methodisch neuen Forschungsideen sehr aufgeschlossen gegenüber und nützte diese für seine Arbeiten und die seiner Studentinnen und Studenten in ange-

wandten Fragen der Paläontologie zweckdienlich aus. Dieser Wesenszug zeigte sich beispielsweise Mitte der 1950er Jahre beim erstmaligen Einsatz von Conodonten zur Lösung altersrelevanter Fragen von paläozoischen Kalkabfolgen in der Umgebung von Graz, wo es Flügel gelang, mit Willi Ziegler (1929–2002) einen Experten aus Marburg/Lahn nach Graz einzuladen und Proben aus den Steinberg-Kalken des Oberdevons durch Säurelösung zu analysieren. Mit großem Weitblick folgten in den darauffolgenden Jahren zahlreiche ähnlich gelagerte Arbeiten in der Steirischen Grauwackenzone und vor allem in den Karnischen Alpen. Hier wurden unter seiner Leitung Dissertationen vergeben, die grundlegend neue Erkenntnisse zum Alter und zum tektonischen Bau dieser Gebiete lieferten.

Flügel war ab 1953 am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz als Assistent tätig. Bereits 1953 habilitierte er sich für Geologie, 1954 für Paläontologie. Im Jahr 1958 erfolgte die Ernennung zum „tit. ao. Universitätsprofessor“, 1963 zum außerordentlichen Universitätsprofessor für Paläontologie und Historische Geologie. 1968 wurde er zum ordentlichen Universitätsprofessor an der Grazer Karl-Franzens-Universität ernannt. Diese Position hatte er bis zu seiner Emeritierung im Oktober 1994 inne. Im Jahr 1972 wurde er zum korrespondierenden und 1984 zum wirklichen Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gewählt.

Nach einer durch Flügel im Jahr 1972 organisierten 42. Tagung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz, an die sich heute noch so manche ausländischen Teilnehmer bestens erinnern, wurde Flügel zum Vorsitzenden für die darauffolgende Funktionsperiode 1973/74 gewählt. 1976/77 übernahm er schließlich den Vorsitz des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. In diesem Jahr wurde er auch Vorsitzender der Geologischen Gesellschaft in Wien, zu dessen Ehrenmitglied er 1986 gewählt wurde. Diese Gesellschaft, auf seine Initiative hin unter dem Vorsitz von Direktor Anton Ruttner (1911–2006) von der Geologischen Bundesanstalt 1976 in Österreichische Geologische Gesellschaft umgewandelt, verlieh ihm 1994 die Eduard-Sueß-Medaille.

Im Rahmen der Akademie trat er vor allem als Obmann der „Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs“ für die Paläontologie und Stratigraphie ein. Neben der intensivierten Fortführung des *Catalogus Fossilium Austriae* engagierte er sich für die Errichtung von paläontologischen und stratigraphischen Datenbanken, um auch die österreichischen Erdwissenschaften der modernen Informationsgesellschaft und Internet-Gemeinschaft zugänglich zu machen. Dabei war Flügel aber nicht nur organisatorisch tätig, sondern mit immensem Fleiß und Einsatz auch persönlich an der Datenaufbereitung und Dateneingabe beteiligt. Die Datenbanken „LithStrat“ (Erfassung der lithostratigraphischen Einheiten Österreichs) und „Oetyp“ (Katalog der paläontologischen Typen Österreichs), die seit 1999 von der Geologischen Bundesanstalt bzw. dem Naturhistorischen Museum in Wien verwaltet werden und auch im Internet zugänglich sind, gehen ausschließlich auf sein persönliches Engagement zurück.

Seine knapp 400 wissenschaftlichen Arbeiten decken nahezu alle Fachrichtungen der Erdwissenschaften mit dem Schwerpunkt in der geologischen Grundlagenforschung ab. Wenige Tage vor seinem 91. Geburtstag schickte er der Geologischen Bundesanstalt per mail eine Liste seiner Publikationen („ohne Garantie, dass ich alle erfasst habe für das ARCHIV der GBA“), denn er befand: „[Da] werde es Zeit an die Zeit „danach“ zu denken und dazu gehört auch das Verz.[eichnis] meiner all-zu-vielen Publikationen – die heute Gott-sei-Dank kaum wen interessieren da sie ja A. deutsch geschrieben sind und B. kein „Verfahren“ durchliefen.“ Auch wenn Helmut Flügel hier seine Arbeiten relativierte, so sind seine Verdienste unbestritten. Dass sie keinen Review-Prozess unterliefen, lag daran, dass damals der peer-review-Prozess noch nicht üblich war. Das Spektrum seiner Arbeiten reicht von geologischer Kartierung, über angewandte Fragestellungen mit Schwerpunkt Rohstoffe, geologisch-paläontologischen Arbeiten mit Schwerpunkt Paläozoikum und Korallen, Mikrofaziesstudien in den Kalkalpen bis hin zur Geschichte der Geowissenschaften. Betrachtet man die Zeitschriften und Verlage, in denen Flügel publizierte, so handelt es sich durchwegs um renommierte Journale, die heute reviewt werden.

In einer für Flügel typischen Form fasste der Verstorbene im September 2012 in den Geowissenschaftlichen Mitteilungen (Nr. 49) seine Erinnerungen als Soldat während des Krieges und aus der unmittelbaren Nachkriegszeit unter dem nachstehenden Titel zusammen, die wir hier ungekürzt wiedergeben:

Wie war das damals?

Wie war das damals, als die „Heimkehrer“ zu studieren begannen in zerbombten Universitäten, kalten Hörsälen und oft bei jungen gerade ernannten Professoren, die wie sie aus dem Krieg zurückkamen?

Einer davon war ich – drei Jahre war ich unfreiwillig Soldat, ein Jahr im Kriegsgefangenenlager gewesen. Im Stalinschneewinter konnte ich an der Reichsuniversität Graz gerade einmal vier Wochen einige geowissenschaftliche Vorlesungen (10 WSt) hören, die mir später, heimgekehrt, als Semester anerkannt wurden.

Als ich zurückkam, waren beide Ordinariate verwaist und ich inskribierte daher im Sommersemester 1946 an der TH Graz Bauingenieurwesen. Es gab Vorlesungen aus Technischer Geologie, Festigkeitslehre, Chemie, Mechanik usw., die ich brauchen würde. Die Hörsäle waren überfüllt, die Hörer z.T. noch in Uniform, ich wohnte am Stadtrand und fuhr mit dem Rad und war glücklich, bisweilen im Wald herumlaufen zu können, nach fast 7.300 Tagen, die ich nie alleine war.

Im Herbst 1946 wurden an der Uni beide Ordinariate durch Extraordinariate besetzt – Metz (Geologie/Paläontologie) kam aus Norwegen, wo er beim Bau von U-Bootsstützpunkten tätig war, Heritsch (Mineralogie/Petrographie) war bei der Luftwaffe als Meteorologe eingesetzt und kam wie ich aus der US-Gefangenschaft. Dementsprechend war das Verhältnis zu den Professoren ein völlig anderes als heute. Wir teilten uns die Zigaretten (im wahrsten Sinn – jeder eine Hälfte) und schliefen bei Exkursionen auf dem gleichen Heuboden nebeneinander.

Die Studiendauer betrug für Kriegsteilnehmer sieben Semester, ich hatte davon bereits zwei absolviert. Die einzige Pflichtprüfung war das Rigorosum aus den Fächern Geologie/Paläontologie, Mineralogie/Petrographie und Philosophie/Psychologie. So kommt es, dass ich Dr. phil. bin. Natürlich wurden über alle Lehrveranstaltungen am Semesterende Kolloquien abgelegt, die Befreiungen vom Kollegengeld brachten. Bezahlt wurden nur die Inskriptionsgebühr und die Labortaxen, die direkt an das Institut gingen. Die Lehrveranstaltungen waren viersemestrige Zyklen, wobei die Professoren den Gesamtumfang des Faches, also Geologie und Paläontologie bzw. Mineralogie und Petrographie lasen, außer es gab einen älteren habilitierten Assistenten. Dementsprechend drängten die Professoren auf Habilitationen. Hiervon profitierte ich später. Es gab anfangs noch keine Sekretärin, es sei denn, der Professor bezahlte sie aus seiner Tasche.

1948 wurde ich „Demonstrator“, d.h. so eine Art Hilfsassistent (Gehalt 5,80 €/Monat). Kurz nach Beginn des letzten Semesters erhielt ich ein Angebot als WH = schlecht bezahlter Assistent an der TH. Ich hatte gerade meine Dissertation beendet, sagte auf Rat des Professors zu, wurde am 1. Oktober provisorisch angestellt, hörte noch einige Vorlesungen und studierte 20 Stunden am Tag – zur Kristallographie langte es nicht mehr. Heritsch meinte: „Sie wissen, ich bin an Gesetze gebunden“ und prüfte mich etwas anderes. Am 16. Dezember war das Rigorosum in den Hauptfächern, im Jänner das Philosophikum. Einige Tage später war eine stille Promotion, nachmittags hielt ich bereits wieder die Übungen für Architekten. Ab Feber bekam ich ca. 22 €

im Monat und fühlte mich reich! Noch im gleichen Jahr las ich meine ersten Publikationen.

Bei einer Beurteilung soll man nicht übersehen, dass ich in einer Übergangsphase Geologie studierte. Ein „Fachstudium“ hat es vor dem Krieg in Österreich nicht gegeben. Geologie studierte man als Teil des Lehramtsstudiums und dementsprechend studierten mit uns über 100 Lehramtskandidaten/-innen. Wir „Geologen“ machten keine 10 % aus.

Einige von uns schliefen mit Wissen des Vorstandes auf Feldbetten in den Kellerräumen des Instituts und in der Mensa gab es Speisen aus den Überschussgütern der Army, wobei bisweilen Maden in der Suppe schwammen – was dem glücklichen Empfänger einen „Nachschlag“ verschaffte.

„Der Krieg ist der Vater aller Dinge“ und so auch des „Berufsgeologen“. Wir waren elf Fachstudenten. Zwei wurden Universitätsprofessoren, fünf gingen zur OMV nach Wien, einer wurde später deren Chefgeologe, zwei gingen zum Geologischen Dienst (MTA) nach Ankara, einer von ihnen wurde später Direktor der GBA in Wien, der andere Professor in Graz, einer ging als Geologe der UNESCO nach Asien und war später Beauftragter für Afrika und einer wurde Baugeologe bei den die Alpen querenden Autobahnen. So schlecht kann unser Kurzstudium demnach nicht gewesen sein. Sicher war es freier und schöner als das in spanische – besser gesagt „bolognianische“ – Stiefel eingeschnürte von heute. (Graz)

Flügel erkannte auch frühzeitig den Wert der Geochronologie für die Lösung von Altersfragen kristalliner Gesteine in den Ostalpen und setzte sich vehement für die Etablierung eines geochronologischen Labors an der Universität Wien ein. Er förderte über den FWF laufende Forschungsvorhaben in dieser Richtung mit der entsprechenden Geräte- und Personalausstattung. Unter anderen ist es ihm zu verdanken, dass diese Disziplin heute ein fixer Bestandteil der Forschungslandschaft in Österreich ist.

Nicht wegzudenken aus dem weitgespannten Œuvre Flügels ist auch die erste Geologische Übersichtskarte der Österreichischen Bundesländer im Maßstab 1:200.000 der Steiermark, die unter seiner Ägide gemeinsam mit Franz R. Neubauer im Jahr 1984 an der Geologischen Bundesanstalt erschienen ist. Flügel pflegte stets den Kontakt zu den erdwissenschaftlichen Institutionen außerhalb von Graz, wie etwa zu jenen in Wien, namentlich zur Akademie der Wissenschaften, deren Sitzungen er regelmäßig besuchte, wie auch zur Geologischen Bundesanstalt. Hier war sein erster Besuch die „Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt im Juni 1951“. Ende August 2015 erinnert er sich an die Feier im Palais Rasumofsky, dem damaligen Sitz der GBA: „An dieser Wiederaufbaufeier dürfte ich teilgenommen haben, jedenfalls war es in diesem Rundsaal und ich stand ziemlich weit rückwärts. Hielt da nicht Kober [Leopold Kober, 1883–1979] eine Rede? [. . .] Ich kam aus der „Provinz“ und für mich war dies die erste Tagung an der ich teilnahm. Ich kannte praktisch niemand. Ich glaub es gab ein gutes Buffet. Für mich jedenfalls war alles Neu – die Räume, die Kollegen aus Wien usw.“ Freilich war ihm die GBA nicht fremd, hatte er doch ab 1947 seine ersten drei Publikationen in den *Verhandlungen der GBA* veröffentlicht. Zahlreiche geologische Arbeiten finden sich bis zum Jahr 2000 in

den Publikationsreihen der GBA. Später folgten teils monografische Arbeiten mit historischen Hintergrund, wobei seine Schwerpunkte im 18. und frühen 19. Jahrhundert lagen. Zuletzt war Flügel bei der Eröffnung des Neubaus der GBA am 26. Mai 2005 persönlich an der GBA.

Das Reisen bedeutete für Flügel keinen Selbstzweck, sondern eine notwendige Erweiterung seines Horizontes. Bekanntlich beschränkt sich Geologie nicht auf die unmittelbare Umgebung. Für uns junge Studenten in Graz waren es daher immer wieder Höhepunkte, wenn Flügel ausländische Experten zu Gastvorlesungen oder Vorträgen einlud und sie uns in eine für uns „fremde Welt entführten“. Das galt aber auch für die großen Exkursionen in verschiedene Länder Europas, die jedes Jahr gegen Ende des Sommersemesters stattfanden und von uns Studenten sehnsüchtig erwartet wurden. Es war aber keine Erholung, sondern teils strapaziös, sowohl was die Durchführung, als auch was die Vor- und Nachbearbeitung betraf. Flügel selbst war wie immer ein sach- und fachkundiger Führer im In- und Ausland, von dem wir Jungen viel profitierten. Dabei galt seine Leidenschaft nicht nur dem Paläozoikum, sondern ebenso jüngeren Gesteinsabfolgen, aber auch tektonischen, paläogeografischen und lagerstättenkundlichen Fragestellungen – und nicht zu vergessen, der Kultur fremder Länder! Dies war Teil der soliden fachlichen und menschlichen Aus- und Weiterbildung, die man von ihm erfuhr.

Flügel war aber auch ein strenger Lehrer. Was immer er vortrug, war fesselnde Rhetorik und Wissensvermittlung auf höchstem Niveau. Seine Vorlesungen waren stets auf dem letzten Stand, immer wieder rezitierte er erst jüngst in Wissenschaftsmagazinen erschienene neue Ergebnisse paläontologischer, sedimentologischer oder fazieller Natur, denn er war belesen bis in das letzte Detail und vermittelte dieses Wissen in für uns verständlichen Worten und Bildern. Dazu kamen seine eigenen Erlebnisse durch mehrere Reisen in das Ausland (Türkei, Iran u.a.) und der Kontakt zu ausländischen Gelehrten. Diese Erfahrungen machten ihn zu einem großen und umsichtigen Lehrer, den wir junge Studenten bewunderten und verehrten. Doch die Leidenschaft, die er dem Fach entgegenbrachte, erwartete er natürlich auch von uns Studenten: Seine Prüfungen waren streng, aber niemals unfair oder unlösbar. Dazu sei die eigene Erfahrung des Schreibers dieses Nachrufes erwähnt, der zu Beginn seines Studiums vor Flügels Strenge gewarnt wurde, welcher so mancher Student ausgesetzt war, der seine Anforderungen auf der Universität nicht erfüllte und früh zu resignieren begann. Wer jedoch durchhielt, dem standen die Türen weit offen. Diese gegenseitige Achtung wuchs im Laufe der Dissertation weiter: Hatte man von ihm erst einmal die Reife dafür erlangt und ein Thema zur Bearbeitung erhalten, wurde man sowohl im Gelände als auch bei der Ausarbeitung nach Kräften unterstützt. Das ging so weit, dass Flügel mehrmals täglich in das Dissertantenzimmer kam und sich nach den Fortschritten erkundigte. Sein Interesse galt nicht nur den neu gewonnenen Daten, sondern es waren vielfältige Anregungen zur weiteren Arbeit mit Hinweisen zur Lösung allfälliger Probleme. Flügel war immer da für seine Studenten, oft bis spätabends und teilweise auch an den Wochenenden, die viele von uns dem Studium opferten. Die an uns weitergegebene Leidenschaft zum Forschen war denn auch gekrönt von einem positiven Abschluss der Dissertation und nachfolgendem Rigorosum. Anlässlich seines

75. Geburtstages initiierte Bernhard Hubmann (Institut für Erdwissenschaften an der Karl-Franzens-Universität Graz), einer seiner letzten Dissertanten, eine Festschrift (Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Band 91) mit einem Verzeichnis seiner Schülerinnen und Schüler, beginnend mit Heinz Hötzl (1964) bis Heinz Dieter Schirnik (1994).

Flügel's wissenschaftliche Liebe galt zeitlebens den Karnischen Alpen und dem Karbon von Nötsch im unteren Gailtal. Hier führte er im Alt- und Jungpaläozoikum eigene Kartierungen sowie paläontologische und stratigrafische Arbeiten durch und setzte damit die Tradition seines Vorgängers Franz Heritsch am Grazer Institut fort. Seine umfassenden Ergebnisse sind in zahlreichen Publikationen niedergeschrieben und fast immer auch in einen größeren Kontext eingebunden: Der Entwicklung des Variszikums der Alpen und Europas. Hier seien beispielhaft die Ergebnisse des IGCP-Projektes No. 5 „Correlation of pre-Variscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt“ genannt, die in einer Monografie, die 34 regional ausgerichtete Arbeiten umfasst, im Jahr 1987 von H.W. Flügel, F.P. Sassi und P. Grecula herausgegeben wurden. Dreißig Jahre später wird dieses Buch noch immer als Nachschlagewerk benutzt.

Am 15. Februar 1955 ehelichte Helmut Flügel die Fachkollegin Dr. Maria Kropfisch, die zu jener Zeit an tabulaten Korallen des Grazer Paläozoikums arbeitete. Sie schenkte ihm zwei Töchter, 1957 Barbara und 1960 Petra. Die Ehe währte bis in das Jahr 2000, als sie völlig unerwar-

tet im 74. Lebensjahr verstarb und für ihren Mann eine nicht auszufüllende Lücke hinterließ. Seither sind 17 Jahre vergangen, in denen ihn auch der Tod des zehn Jahre jüngeren Bruders Erik Horst Wolfgang im Jahr 2004 tief traf. Ein kleiner Lichtblick in dieser Zeit blieb vielleicht der von ihm sehnlich erwartete Druck der Geologischen Karte, Blatt 164 Graz, durch die Geologische Bundesanstalt im Jahr 2011, die größtenteils von ihm kartiert worden war. Doch abermals ereilte ihn ein Schicksalsschlag, als 2014 sein von ihm so geliebter Enkel Christof, Barbaras Sohn, im Alter von 36 Jahren starb.

In den letzten Jahren widmete sich Flügel ausschließlich wissenschaftshistorischen Arbeiten in der Geologie, recherchierte in nationalen und internationalen Datenbanken und Bibliotheken und entdeckte so manche bemerkenswerten Verbindungen und Zusammenhänge, die es wert sind, der Nachwelt überliefert zu werden. An seiner Seite war auch in schweren Zeiten bis zuletzt seine Familie, Freude erlebte er mit seiner Urenkelin Lily, sein letztes Glück war die Geburt seines Urenkels Sebastian zu Weihnachten 2016.

Mit dem Tod von em. Univ. Prof. Dr. Helmut W. Flügel verliert die österreichische Geologenschaft einen vorbildlichen, immens fleißigen und ideenreichen Wissenschaftler, Kollegen und Freund. Sie wird ihm ein ehrendes Andenken bewahren.

HANS P. SCHÖNLAUB, mit Beiträgen von THOMAS HOFMANN

Publikationen von Helmut W. Flügel

1947

FLÜGEL, H. (1947): Einige Bemerkungen zur Stellung des Ludlows und zur Frage des Downton in den Karnischen Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 188–190, Wien.

FLÜGEL, H. (1947): Nachweis der Oberdevonstufe II im Grazer Paläozoikum. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 190–194, Wien.

1948

FLÜGEL, H. (1948): Über ein vermutlich interglaziales Konglomeratvorkommen bei Pruggern im Ennstal. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**, 142–144, Wien.

1949

FLÜGEL, H. & RABITSCH, H. (1949): Das Ergebnis einer hydrogeologischen Untersuchung im Bereich der Murschlinge von Krauth. – Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks, **2**, 17–20, Graz.

1950

FLÜGEL, H. (1950): Eine neue Megalodontenfauna aus dem Hauptdolomit von Bleiberg/Kärnten. – Carinthia II (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten), **58–60 (138–140)**, 126–129, Klagenfurt.

FLÜGEL, H. (1950): Die hydrogeologischen Verhältnisse zwischen Rein und St. Oswald nordwestlich von Graz. – Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks, **3**, 38–47, Graz.

FISCHER, R. & FLÜGEL, H. (1950): Die Grundwasserverhältnisse von Fernitz südlich Graz. – Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks, **4**, 26–30, Graz.

1951

FLÜGEL, H. (1951): Bezirk Graz und Bezirk Graz-Umgebung. – Baugeologische Karten von Steiermark, **3**, 24 S., Graz.

FLÜGEL, H. (1951): Das flächige und lineare Gefüge der Breitenauer Magnesitlagerstätte. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **96**, 205–209, Wien.

FLÜGEL, H. (1951): Über die Zusammenhänge zwischen Klüftung und Talnetz im Grazer Bergland. – Geologie und Bauwesen, **18/3**, 195–200, Wien.

FLÜGEL, H. (1951): Die hydrogeologischen Verhältnisse der Platte bei Graz. – Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks, **5**, 25–30, Graz.

FLÜGEL, H. & METZ, K. (1951): Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **88**, 43–48, Wien.

1952

FLÜGEL, H. (1952): Die Entstehung des Erdöls. – Universum, **6**, 673–675, Wien.

FLÜGEL, H. (1952): Graptolithenfund in einem Lyditgeröll der Kainacher Gosau. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952/3**, 153–155, Wien.

FLÜGEL, H. (1952): Neuere Untersuchungen im Grazer Paläozoikum. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **81/82**, 112–116, Graz.

FLÜGEL, H. (1952): Vom variscisch-alpidischen Bau des Grazer Paläozoikums. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **89**, 162–168, Wien.

FLÜGEL, H. (1952): Kinematik einer Großfalte des Grazer Paläozoikums. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1952**, 169–180, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1952): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums: (Die Baue um den Trötschstock). – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **97**, 61–67, Wien.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1952): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. II. Die Baue um Arzberg. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **97**, 227–234, Wien.

FLÜGEL, H. & NEUWIRTH, E. (1952): Ein Tuffvorkommen im Tertiärbecken von Passail. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **89**, 181–184, Wien.

FLÜGEL, H., HAUSER, A. & PAPP, A. (1952): Neue Beobachtungen am Basaltvorkommen von Weitendorf bei Graz. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **161**, 173–184, Wien.

FLÜGEL, H., MAURIN, V. & NEBERT, K. (1952): Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 129–142, Wien.

1953

FLÜGEL, H. (1953): Neue Graptolithen aus dem Gotlandium der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **63/2**, 22–26, Klagenfurt.

FLÜGEL, H. (1953): Stufenleiter des irdischen Geschehens. – Universum, **8**, 282–286, Wien.

FLÜGEL, H. (1953): Die stratigraphischen Verhältnisse des Paläozoikums von Graz. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1953/2**, 55–92, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1953): Das sedimentäre Gefüge der Dolomitsandsteine (Grazer Paläozoikum). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **83**, 31–42, Graz.

FLÜGEL, H. (1953): Die Querstruktur von Semriach bei Graz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1953**, 122–132, Wien.

FLÜGEL, H. (1953): Die Neuaufnahme des Grazer Paläozoikums 1952/1953. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **90**, 232–236, Wien.

FLÜGEL, H. (1953): Die Quellen des Hunds- und Rauchenberges zwischen Passail und Arzberg. – Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks, **6**, 21–23, Graz.

FLÜGEL, H. (1953): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. III. Die Baue zwischen Groß-Stübing und Rabenstein. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **98**, 61–68, Wien.

FLÜGEL, H. & FLÜGEL, E. (1953): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. IV. Besitzverhältnisse, Zusammenfassung und Schluß. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **98/10**, 211–218, Wien.

1954

FLÜGEL, H. (1954): Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **4**, 7–17, Wien.

FLÜGEL, H. (1954): Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **84**, 40–49, Graz.

FLÜGEL, H. (1954): Kinematik einer Falte des Rheinischen Schiefergebirges. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1954**, 193–202, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1954): Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein. (Beiträge zur Kenntnis des Grazer Paläozoikums I.). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **45**, 147–163, Wien.

FLÜGEL, H. (1954): *Chaetetes cf. milleporaceus* M.E.H. aus dem Unterkarbon von Trieben (Obersteiermark). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **91**, 147–150, Wien.

1955

FLÜGEL, H. (1955): Geologische Profile aus dem Raum des Hoch-Trötsch. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **85**, 73–80, Graz.

FLÜGEL, H. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. I. Mitteldevonfauna von Yahyali/NO Ala Dag, Taurus). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **101**, 267–282, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. II. Mitteldevonfauna von Yahyali (NO Ala Dag, Taurus). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **101/2**, 267–280, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. III. Bryozoen aus dem Perm des Ala Dag. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **101/3**, 283–292, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. IV. Permische Korallen aus dem südanatolischen Taurus. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **101/3**, 293–318, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. V. Graptolithen aus dem Gotlandium des Antitaurus. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1955/11**, 478–488, Stuttgart.

1956

FLÜGEL, H. (1956): Die Sandsteinfazies des Mitteldevons von Graz. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **93**, 45–57, Wien.

FLÜGEL, H. (1956): Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum (1954). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **93**, 81–83, Wien.

FLÜGEL, H. (1956): Kritische Bemerkungen zum Genus *Peneckiella* SOSHKINA. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1956/8**, 355–365, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1956): Revision der ostalpinen Heliolitina. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, **17**, 55–102, Graz.

FLÜGEL, H. (1956): Perm- und Devonfaunen aus Südanatolien. – MTA Bulletin, **48**, 77–78, Ankara.

FLÜGEL, H. (1956): Der Deckenbau südöstlich von Denizli (Südwest-Anatolien). – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **101**, 27, Wien.

FLÜGEL, H. (1956): Neue Korallenfaunen aus dem Unterludlow von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **86**, 32–57, Graz.

FLÜGEL, H. & KIRATLIOGLU, E. (1956): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. VI. Visékorallen aus dem Antitaurus. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1956**, 512–520, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1956): Aufnahme 1955 auf Blatt Graz (164). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956**, 27–33, Wien.

1957

FLÜGEL, H. (1957): Struktur, Textur und Gefüge: Herrn Prof. Dr. Franz Angel zu seinem 70. Geburtstag. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **102**, 39–42, Wien.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1957): Triasverdächtige Gesteine am Südrand des Grazer Paläozoikums. – Der Karinthin, **34/35**, 198–206, Klagenfurt.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1957): Aufnahmen 1956 auf den Blättern Graz (164), Weiz (165), Passail (134) und Birkfeld (135). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1957**, 18–22, Wien.

FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **87**, 25–60, Graz.

1958

FLÜGEL, H. (1958): 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **88**, 51–78, Graz.

FLÜGEL, H. (1958): Aufnahme 1957 auf Blatt Graz (161). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958**, 208–209, Wien.

FLÜGEL, H. (1958): Korallen und Stromatoporen aus den Geröllen der Karbonkonglomerate des Ljubljana-Feldes. – Slovenska Akademija znanosti in umetnosti razred za naravoslovne vede razprave, **4**, 625–629, Ljubljana.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

MAURIN, V. & FLÜGEL, H. (1958): Aufnahme 1957 auf Blatt „Grazer Bergland“ 1:100.000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958**, 223–226, Wien.

1959

FLÜGEL, H. (1959): Zur Kenntnis der Typen von *Favistella (Dendrostella) trigemma trigemma* (QUENSTEDT, 1881) und *Thamnophyllum trigeminum trigeminum* PENECKE 1894. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1959/3**, 113–120, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1959): Aufnahmen 1958 auf Blatt „Grazer Bergland“ 1:100.000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1959**, A 19–A 22, Wien.

FLÜGEL, H. (1959): *Zeapora* PENECKE 1894: Eine Dasycladaceen-Gattung aus dem Mittel-Devon von Graz. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1959**, 145–152, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1959): Geologische Wanderungen im Weizer Bergland. – 51 S., Weiz.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1959): Ein Vorkommen vulkanischer Tuffe bei Eibiswald (Südweststeiermark). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **168**, 1–5, Wien.

FLÜGEL, W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1959**, 153–167, Stuttgart.

1960

FLÜGEL, H. (1960): Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes (Steiermark). – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **102**, 52–64, Wien.

FLÜGEL, H. (1960): Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1960**, 202–220, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1960): Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstagung Silur/Devon 1958, 115–121, Prag.

FLÜGEL, H. (1960): Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H. & SCHIMUNEK, K. (1960): Revision der aus dem Mitteldevon von Graz beschriebenen Arten der Gattung *Hexagonaria* GÜRICH (Rugosa). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **111**, 1–29, Stuttgart.

1961

FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, **23**, 212 S., Graz.

FLÜGEL, H. (1961): *Receptaculites neptuni* DEFR. 1827 from the Upper Devonian of Kuh-i-Shotori, East-Iran. – The Iranian Petroleum Institute Bulletin, **4**, 75–81, Teheran.

FLÜGEL, H. & FLÜGEL, E. (1961): Stromatoporen und Korallen aus dem Mittel-Devon von Feke (Anti-Taurus). – Senckenbergiana Let- haea, **42/5/6**, 377–409, Frankfurt.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1961): Exkursion vom 29. bis 31. Mai 1959 in das Paläozoikum, Kreide und Tertiär westlich von Graz und das Kristallin, Paläozoikum und Tertiär des Weizer Berglandes. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **53**, 347–351, Wien.

1962

FLÜGEL, H. (1962): Geologische Detailaufnahmen 1961 im Jungpaläozoikum zwischen Waidegger und Straniger Alm (Karnische Alpen). – Carinthia II, **72**, 91–96, Klagenfurt.

FLÜGEL, H. (1962): Korallen aus dem Silur von Ozbak-Kuh (NE-Iran). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 287–330, Wien.

BOROVICZÉNY, F. & FLÜGEL, H. (1962): Biometrische Untersuchungen an *Favosites styriacus* PENECKE (Tabulata) aus dem Mitteldevon von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **92**, 7–16, Graz.

FLÜGEL, H. & FREE, B. (1962): Laccophyllidae (Rugosa) aus dem Greifensteiner Kalk (Eifelium) von Wiede bei Greifenstein. – Palaeontographica, Abteilung A: Paläozoologie, Stratigraphie, **119/5/6**, 222–247, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & RUTTNER, A. (1962): Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak-Kuh (NE-Iran). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 146–150, Wien.

ERBEN, H.K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O.H. (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der zentralen Karnischen Alpen. – Symposium-Band der 2. Internationalen Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon, Bonn-Bruxelles 1960, 71–79, Stuttgart.

FLÜGEL, H., BACHMAIER, F., KAHLER, F. & KIESLINGER, A. (1962): Österreich. – Lexique stratigraphique international, 646 S., Paris.

1963

FLÜGEL, H. (1963): Ergebnisse und Probleme österreichischer geologischer Forschungen in Vorderasien. – Wien, Bustan.

FLÜGEL, H. (1963): Eiszeitliche Bodenrostbildungen am Alpenrand. – Natur und Museum, **93**, 324–330, Frankfurt.

FLÜGEL, H. (1963): Graptolithen aus dem mittleren Ordoviciem von Nord-Syrien. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **118**, 21–26, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1963): Das Paläozoikum in Österreich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **56/2**, 401–443, Wien.

FLÜGEL, H. (1963): Algen und Problematica aus dem Perm Süd-Anatoliens und Irans. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, I. Abteilung, **172**, 85–95, Wien.

FLÜGEL, H. (1963): Korallen aus der oberen Visé-Stufe (*Kueichouphyllum*-Zone) Nord-Irans. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 365–404, Wien.

FLÜGEL, H. (1963): Heliolites (H.) peneckeii nom. nov. pro Heliolites (H.) exiguus H. FLÜGEL 1956 non E. BILLINGS 1865. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **93**, 301, Graz.

FLÜGEL, H. (1963): Das Steirische Randgebirge. – Sammlung Geologischer Führer, **42**, 153 S., Berlin.

FLÜGEL, H. & GRÄF, W. (1963): Die paläogeographischen Beziehungen einiger neuer Korallenfaunen aus dem Jungpaläozoikum Vorderasiens. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **100**, 1–3, Wien.

FENNINGER, A., FLÜGEL, H. & HÖTZL, H. (1963): Bericht über paläontologisch-mikrofazielle Untersuchungen an ostalpinen Plassenkalcken s. I. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **100**, 324–327, Wien.

FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, S. (1963): Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **100**, 125–127, Wien.

1964

FLÜGEL, H. (1964): The Geology of the upper Djadgerud and Lar Valleys (North Iran). II. Paleontology: Permian corals from Ruteh Limestone. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **70**, 403–444, Milano.

FLÜGEL, H. (1964): Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1964**, 613–625, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1964): Der geologische Bau der Ostalpen: Neuere Forschungen und Deutungen. – Forschungen und Fortschritte, **38**, 129–134, Berlin.

FLÜGEL, H. (1964): Korallenfaunen aus dem Paläozoikum West-Nepals. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 15–16, Wien.

FLÜGEL, H. (1964): Die Entwicklung des Vorderasiatischen Paläozoikums. – Geotektonische Forschungen, **18**, 68 S., Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1964): Ein *Myliobatis*-Fund im Leithakalk (Tortonium) von Leibnitz (Stmk.). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **101**, 417–418, Wien.

FLÜGEL, H. & PETAK, H. (1964): Zur Kenntnis der „Pseudo-Hallstätter Kalke“ der alpinen Trias. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **94**, 19–30, Graz.

KANTOR, J. & FLÜGEL, H. (1964) Altersbestimmungen an Gesteinen des Steirischen Kristallins. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **101**, 225–226, Wien.

FLÜGEL, H., HERITSCH, H., HÖLLER, H. & KOLLMANN, K. (1964): Exkursion III/7: Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär- und Vulkangebiet. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57/1**, 353–377, Wien.

1965

FLÜGEL, H. (1965): Vorläufige Mitteilung über Conodontenfunde in den Werfener Schichten (Skythium) des Kühweger Köpfls (Karnische Alpen). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 33–34, Wien.

FLÜGEL, H. (1965): Neue Beobachtungen im Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 35–37, Wien.

FLÜGEL, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 289–297, Wien.

FLÜGEL, H. (1965): Rugosa aus dem Perm Afghanistans. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1965**, 6–17, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1965): Ergänzung zur Diskussion A. Tollmann-H. Sordian. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1965**, 743–744, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & KROPFITSCH-FLÜGEL, M. (1965): Ammonoidea palaeozoica. – Catalogus Fossilium Austriae, **VI.e.1**, 31 S., Wien.

FLÜGEL, H. & PÖLSLER, P. (1965): Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B2 nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1965**, 513–527, Stuttgart.

1966

FLÜGEL, H. (1966): Paläozoische Korallen aus der Tibetischen Zone von Dolpo (Nepal). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **12**, 101–120, Wien.

FLÜGEL, H. (1966): Iranoblastus, a new mississippian Blastoid from Iran. – Geological Survey of Iran Report, **6**, 55–57, Teheran.

FLÜGEL, H.W. (1966): Trias-Gerölle in den Gams-Konglomeraten bei Frohnleiten (Steiermark). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **103**, 265–267, Wien.

FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **123**, 249–280, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & WALITZI, E. (1966): Untersuchungen über Calcit-Regelung in Kalken mit Hilfe des Diffraktometer-Verfahrens. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **103**, 67–72, Wien.

1967

FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – *Sedimentology*, **9**, 23–53, Amsterdam.

FLÜGEL, H.W. (1967): Devonian of Austria. – In: OSWALD, D.H. (Ed.): International Symposium on the Devonian System Calgary, 1967: Volume I, 99–107, Calgary.

FLÜGEL, H.W. (1967): Die Korallenfaunen der Silur/Devon-Grenze. – *Annalen des Naturhistorischen Museums*, **71**, 57–68, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1967): Sphinctozoa aus den Klobenwand-Kalken (Trias, Mürtzaler Kalkalpen). – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I*, **176/5–7**, 61–63, Wien.

FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, K. (1967): Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**, 229–249, Berlin.

FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, K. (1967): Berichtigung. Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Ein Beitrag zur Diagenese von Karbonatgesteinen. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **16**, 114, Berlin.

1968

FLÜGEL, H.W. (1968): Some Notes on the Insoluble Residues in Limestones. – In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 46–54, Berlin.

FLÜGEL, H.W. (1968): Korallen aus der oberen Nesen-Formation (Dzhulfa-Stufe, Perm) des zentralen Elburz (Iran). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **130**, 275–304, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiär-Becken. – *Sammlung geologischer Führer*, **47**, 196 S., Berlin-Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. & KODSI, G. (1968): Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **105**, 1–5, Wien.

FLÜGEL, H.W. & WALITZI, E.M. (1968): Regelung und Porosität in Tonmergeln des Wiener Beckens. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, **1968**, 1–10, Stuttgart.

1969

FLÜGEL, H.W. (1969): Geologische und paläontologische Forschungen (1952–1968) im Paläozoikum der Karnischen Alpen (Österreichischer Anteil). – *Carinthia II., Sonderheft* **27**, 7–12, Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1969): Zum Alter der Amphiclinen-Schichten (Trias, Slovenien). – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **106**, 137, Wien.

FLAJS, G. & FLÜGEL, H.W. (1969): Conodontophorida. – *Catalogus Fossilium Austriae*, **Vc**, 91 S., Wien.

1970

FLÜGEL, H.W. (1970): Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964–1969). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, **1970.4–13**, 661–687, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1970): Die Entwicklung der rugosen Korallen im hohen Perm. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970/1**, 146–161, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1970): Rezente und fossile Karbonat-Sedimentation – ein Symposium. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970**, 503, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1970): Bibliographie der paläozoischen Anthozoa (Rugosa, Heterocorallia, Tabulata, Heliolitida, Trachpsammia-cea). – 262 S., Wien.

FLÜGEL, H.W. & RAMOVŠ, A. (1970): Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. – *Geoloski Vjesnik*, **23**, 21–37, Zagreb.

FLÜGEL, H.W. & SALEH, H. (1970): Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans. 1. Rugose Korallen der Niur-Formation (Silur). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **113**, 266–304, Wien.

FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1970): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **63**, 142–148, Wien.

KODSI, G. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – *Carinthia II*, **160**, 7–17, Klagenfurt.

1971

FLÜGEL, H.W. (1971): Einige biostratigraphisch wichtige Rugosa aus den Calceola-Schichten des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum). – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, **100**, 72–83, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1971): Upper Permian Corals from Julfa. – *Geological Survey of Iran Report*, **19**, 109–139, Teheran.

FLÜGEL, H.W. (1971): Bemerkungen zum Auernig-Rhythmus (Karnische Alpen; Ober-Karbon). – *Carinthia II, Sonderheft* **28**, 27–30, Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1971): Paleozoic rocks of Turkey. – In: CAMPBELL, A.S. (Ed.): *Geology and History of Turkey*, 211–224, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripolis.

FLÜGEL, H.W. (1971): Zur paläogeographischen und geotektonischen Stellung des Südanatolischen Paläozoikums. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971/1**, 63–67, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1971): Oligoplagia HERAK 1944, eine *Gymnocodiaceae*. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, **1971**, 532–536, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1971): Revision der von Toulou 1913 aus dem Jägerhauskalk bei Baden beschriebenen Spongien. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **108**, 48–51, Wien.

FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W. & HOLZER, H.L. (1971): Der Oberostalpine Malm der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – In: VEGH-NEUBRANDT, E. (Ed.): *Colloque du Jurassique Méditerranéen*, Budapest, 3–8.IX.1969. – *Magyar Allami Földtani Intézet Evkönyve*, **54/2**, 345–352, Budapest.

FLÜGEL, H.W., FENNINGER, A., HOLZER, H.L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971/3**, 637–642, Wien.

1972

FLÜGEL, H.W. (1972): Hoernes Rudolf. – *Neue deutsche Biographie*, **9**, 359, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. – *Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz vom 6. bis 16. September 1972*, 9–17, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Paläozoikum von Graz. – *Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz vom 6. bis 16. September 1972*, 117–140, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Steirische Neogen-Becken. – Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz vom 6. bis 16. September 1972, 199–227, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1972): Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans. 2. Rugosa und Tabulata der Jamal-Formation (Darwasian ?, Perm). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **115**, 49–102, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1972): Revision der von F. Heritsch 1918, 1934 und A. Kuntschnig 1926 aus dem Unterkarbon vor Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) beschriebenen Rugosa. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **109**, 43–50, Wien.

FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972/2**, 187–198, Wien.

1973

FLÜGEL, H.W. (1973): Zur Kenntnis des Typus von *Calophyllum* DANA 1846: *Turbinolina donatiana* KING 1848 (Anthozoa). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1973**, 61–66, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1973): *Peronidella Baloghi*, a new Inozoa from the Upper Permian of the Bükk-Mountains (Hungary). – Acta Mineralogica-Petrographica, **21/1**, 49–53, Szeged.

FLÜGEL, H.W. (1973): Die Entwicklung des Steierischen Beckens. – Biologie und Umweltkunde, **3**, 118–120, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1973): Rugose Korallen aus dem oberen Perm Ost-Grönlands. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973/1**, 1–57, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1973): Zur Kenntnis von *Asterosalpinx* SOKOLOV und andere Sternstrukturen bei Favositinae (Tabulata). – Paläontologische Zeitschrift, **47**, 54–68, Stuttgart.

1974

FLÜGEL, H.W. (1974): Bericht über die Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Frankfurt/Main vom 1. bis 8. Oktober 1973. – Paläontologische Zeitschrift, **48**, 1–5, Stuttgart.

FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.-P. (1974): Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – Eine Stellungnahme. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 149–A 153, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1974): Die Entwicklung der rugosen Korallen im Bereich der Devon/Karbon-Grenze. – Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Krefeld 23.–28. August 1971, Comptes Rendus, **III**, 81–87, Krefeld.

FLÜGEL, H.W., FRANK, W., FRASL, G., FRISCH, W., METZ, K., MOSTLER, H., PURTSCHELLER, F., RIEHL-HERWIRSCH, G., TOLLMANN, A. & WEBER, L. (1974): Bericht über Arbeiten 1973 am Forschungsschwerpunkt N 25 der Österreichischen Hochschulen „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 138–A 148, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1974): Die Blei-Zink-Lagerstätten von Haufenreith-Arzberg. – Weiz: Geschichte und Landschaft in Einzeldarstellungen, 1–6, Weiz.

FLÜGEL, H.W. (1974): Minatoa, eine neue Rugosengattung aus der Sadar II-Formation (Bashkirium) Ostirans. – Festschrift Otmar Michael Friedrich zur Vollendung des 70. Lebensjahres und zur Emeritierung. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sonderband **2**, 95–107, Leoben.

1975

FLÜGEL, H.W. (1975): Das Neogen der Grazer Bucht. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **105**, 71–77, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Evolution and Palaeogeography of the Variscan of Neo-Europe. – Acta Mineralogica-Petrographica, **22**, 3–7, Szeged.

FLÜGEL, H.W. (1975): Unzeitgemäße Betrachtungen zu einem Jubiläum – 100 Jahre Lehrkanzel für Geologie und Paläontologie. – Die Universität Graz, 154–156, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geologische Rundschau, **64**, 1–62, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1975): Allgemeines. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25). – 2. Bericht, 1–3, Graz–Innsbruck–Salzburg–Wien.

FLÜGEL, H.W. (1975): Zwei neue Korallen aus der Sardar-Formation (Karbon) Ost-Irans. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **35**, 45–53, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Das Alter des Shoshonites von Weitendorf, Steiermark. – Mineralogisches Mitteilungsblatt des Landesmuseums Joanneum, **42**, 279–280, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Bericht über die Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Aalen vom 28. September bis 1. Oktober 1974. – Paläontologische Zeitschrift, **49**, 1–4, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1975): Operculospongia, eine neue Klasse permischer Porifera. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **112**, 160–163, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1975): Skelettentwicklung, Ontogenie und Funktionsmorphologie rugoser Korallen. – Paläontologische Zeitschrift, **49**, 407–431, Stuttgart.

FELSER, K.O. & FLÜGEL, H.W. (1975): Nachweis von *Hexaphyllia* sp. in den Visé-Kalken der Magnesitlagerstätte Veitsch (Steirische Grauwackenzone). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **112**, 125–127, Wien.

FLÜGEL, H., ALKER, A., FRIEDRICH, O., GRÄF, W., MAURIN, V., MOTT, M. & THURNER, A. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft **1**, 288 S., Graz.

1976

FLÜGEL, H.W. (1976): Numidiaphyllidae – eine neue Familie der Rugosa aus dem Ober-Perm von Süd-Tunis. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1976**, 54–64, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1976): Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I, Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, **1975/7–12**, 656–684, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1976): Zum Gedenken. Andreas Thurner +. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **106**, 5–12, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1976): Ein Fund von *Peronidella baloghi* FLÜGEL im Ober-Perm West-Serbiens. – Bulletin T. Liv de l'Académie serbe des Sciences et des arts, Classe des sciences mathématiques et naturelles, Sciences naturelles, nouvelle série, **14**, 75–76, Beograd.

FLÜGEL, H.W. (1976): Ein Spongienmodell für die Favositidae. – Lethaia, **9**, 405–419, Oslo.

FLÜGEL, H.W. (1976): Allgemeiner Tätigkeitsbericht. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25). – 3. Bericht, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **212**, 5–7, Wien.

EBNER, F., FENNINGER, A. & FLÜGEL, H.W. (1976): Zur Kenntnis der Devonkalk-Gerölle von Boroviza bei Beogradcik (NW-Bulgarien). – Review of Bulgarian Geological Society, **37/3**, 249–255, Sofia.

1977

FLÜGEL, H.W. (1977): „Rugae“ und Wachstumszonen bei Korallen. – Paläontologische Zeitschrift, **51**, 117–130, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1977): Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1977**, 659–674, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1977): Ein Myliobatis-Fund aus dem Badenium von Weißenegg (Stmk.). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **107**, 65–66, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1977): Aufbau eines geochronologischen Labors. – ÖHZ, **1977**, 7, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1977): Partsch, Paul Maria. – Österreichisches Biographisches Lexikon, **34**, 328–329, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1977): Blatt Graz 1:200.000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A 131, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1977): 73/1/5 Correlation of Prevariscid events in Austria and SE Europe. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A 145, Wien.

FLÜGEL, H. (1977): Geologie und Paläontologie an der Universität Graz 1761–1976. – Publikationen aus dem Archiv der Universität Graz, **7**, 134 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. (1977): Allgemeiner Tätigkeitsbericht. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Bericht 4. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **221**, 6–10, Wien.

FLÜGEL, H., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H. & VAI, G.B. (1977): Carnic Alps. – In: MARTINSSON, A.: The Silurian-Devonian Boundary: Final Report of the Committee on the Silurian-Devonian Boundary within IUGS Commission on Stratigraphy and a state of the art report for Project Ecostratigraphy. – IUGS Series A/5, 126–142, Stuttgart.

NÖSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H. (1977): Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **107**, 81–88, Graz.

1978

FLÜGEL, H.W. (1978): Mesoeuropa und alpines Variszikum. – Zeitschrift für Angewandte Geologie, **24**, 505–510, Berlin.

FLÜGEL, H.W. (1978): Allgemeiner Tätigkeitsbericht. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Heft 6, Jahresbericht 1977, I. Teil. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **230**, 3–6, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1978): Some remarks to the Postvariscic Transgressions and the age of the Variscic Phases in the Alps. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **3**, 171–177, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1978): Correlation of pre-Variscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts: Project 5. – IGCP Special issue, **1978**, 50–51, Paris.

FLÜGEL, H.W. (1978): Peters, Karl Ferdinand. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **7** (Lfg. **35**, 1978), 444–445, Wien.

FLÜGEL, H. & RAMOVŠ, A. (1978): A new species of *Acanthochaetes* from the cenomanian beds of Central Slovenia. – Geologija, **21**, 35–40, Ljubljana.

1979

FLÜGEL, H.W. (1979): Injuries and tetralogical phenomena in the rugosa coral *Phaulactis*. – Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar, **101**, 233–236, Stockholm.

FLÜGEL, H.W. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen auf Blatt Graz (47/15) 1:200.000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A 155–A 156, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47/15. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A 169–A 171, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1979): Zur tektonischen Stellung des Kristallin des Rabenwaldes und des Kulm bei Weiz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **109**, 97–99, Graz.

FLÜGEL, E. & FLÜGEL, H.W. (1979): Tabulata, Sclerospongia und Stromatopora aus dem Devon von Menorca. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **70**, 49–73, Wien.

FLÜGEL, H.W. & SASSI, F. (1979): Correlation of the Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain belts. – Report IGCP, **7**, 33–36, Paris.

1980

FLÜGEL, H.W. (1980): „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“ – ein geowissenschaftlicher Hochschulforschungsschwerpunkt Österreichs. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 1–24, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 25–36, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1980): Wegener – Ampferer – Schwiner. Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie in Österreich. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 237–254, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1980): Permosoma JAEKEL 1918, ein Problematikum aus dem Perm Siziliens. – Palaeontographica A, **167**, 1–9, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1980): Neaxon sp. aus der Goniclymenia-Stufe von Gratwein bei Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **110**, 55–56, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1980): *Calceola sandalina* aus den Hubenhalt-Kalken der Teichalpe (Grazer Paläozoikum, Eifelium). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **110**, 57–58, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1980): Die frühalpene geologisch-petrographische Entwicklung der östlichen Ostalpen im Meridian Ennstal-Drautal. – Jahresbericht 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, 87–97, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1980): Einige Notizen zur Phylogenie der Rugosa. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **83**, 73–82, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1980): Zur variszischen Verbindung von Ober- und Mittelostalpin. – Carinthia II, **90**, 133–141, Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1980): Alfred Wegeners vertraulicher Bericht über die Grönland-Expedition 1929. – Publikationen aus dem Archiv der Universität Graz, **10**, 78 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. (1980): Der Forschungsschwerpunkt „Die frühalpene Geschichte der Ostalpen“ – Entstehung und Zielsetzung. – Jahresbericht 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, 5–9, Leoben.

- FLÜGEL, H.W. & SASSI, F. (1980): Correlation of the Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Report IGCP, **8**, 39–43, Paris.
- BUCHROITHNER, M., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K. (1980): Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon-„Flysch“ der Betschen Kordilleren, Spanien. – Facies, **2**, 1–54, Erlangen.
- BUCHROITHNER, M.F., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K. (1980): Die Devongerölle des paläozoischen Flysch von Menorca und ihre paläogeographische Bedeutung. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **159/2**, 172–224, Stuttgart.
- 1981**
- FLÜGEL, H.W. (1981): Zur Trennung jungvariszischer und altpalpidischer Tektonik im Paläozoikum von Graz. – Jahresbericht 1980, Hochschulschwerpunkt S 15, 105–128, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1981): Die paläozoische Tethys: Fakten, Fiktionen, Fragen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **74/75**, 83–100, Wien.
- CHLUPÁČ, I., FLÜGEL, H. & JAEGER, H. (1981): Series or stages within Paleozoic systems? – Newsletter on Stratigraphy, **10**, 78–91, Berlin.
- FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & SPASSOV, C. (1981): Correlation of the Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Report IGCP, **9**, 17–18, Paris.
- 1982**
- FLÜGEL, H.W. (1982): Organisatorischer Tätigkeitsbericht 1981. – Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S 15, 5–7, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1982): Dr. Walter Senarclens-Grancy +. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **112**, 15–17, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1982): Die geologische Karte der Steiermark 1:200.000 als Grundlage von Geopotentialkarten. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **112**, 59–62, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1982): Berichtigung zu W. Morauf: Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpie, SE-Ostalpen, Österreich. – Tschermarks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **30**, 141–142, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1982): Institut für Geologie und Paläontologie. – Karl-Franzens-Universität Graz, **5**, 205, Graz.
- FLÜGEL, H. & GRECU, P. (1982): Stratigraphic procedure in the ambit of the IGCP Project No. 5. – IGCP-Project No. 5, Newsletter **1**, 167–174, Padova.
- SASSI, F.P. & FLÜGEL, H.W. (1982): Correlation of the Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **10**, 15–17, Paris.
- 1983**
- FLÜGEL, H.W. (1983): Zur neogen-quartären Morphogenese und Verkarstung des Plabutschuges westlich von Graz (Steiermark). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **113**, 15–23, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1983): Organisatorischer Tätigkeitsbericht 1982. – Jahresbericht 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, 3–5, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1983): Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jahresbericht 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, 109–119 Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1983): Felix Ronner 10. 12. 1922–22. 9. 1982. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **76**, 331–333, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1983): Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern 134 Passail und 164 Graz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, 95–96, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1983): Bericht 1979 über Arbeiten auf Kartenblatt „Steiermark“ 1:200.000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, 151–152, Wien.
- SASSI, F.P. & FLÜGEL, H.W. (1983): Correlation of the Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **11**, 16–17, Paris.
- 1984**
- FLÜGEL, H.W. (1984): Beiträge zur Geologischen Karte des Paläozoikums von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **114**, 63–65, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1984): Ein Vorkommen von Untersarmatkohle in der Mantscha, westlich von Graz. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **114**, 83–84, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1984): Bericht 1982/83 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf den Blättern 134 Passail und 135 Birkfeld. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 236, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1984): Bericht 1980/81 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum und Tertiär auf Blatt 134 Passail. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982** (1984), A 67–A 68, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1984): A. Wegener – O. Ampferer – R. Schwinner: The First Chapter of the “New Globale Tectonic”. – Earth Sciences History, **3**, 178–186, Washington.
- FLÜGEL, H.W. (1984): Organisatorischer Tätigkeitsbericht 1983. – Jahresbericht 1983, Hochschulschwerpunkt S 15, 3–5, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1984): *Dendrostella* sp. aus dem Famienium des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **114**, 67–68, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & HAFNER, F. (1984): Oberkarbone Spalten im Mitteldevon der Hohen Rannach bei Graz (Steiermark). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **114**, 69–76, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & HUBAUER, N. (1984): *Torusphyllum* n.g., eine neue Rugosa aus dem Mitteldevon des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **114**, 77–82, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Begleitwort zu „Geologische Karte der Steiermark 1:200.000“. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **45**, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen – Steiermark: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:200.000. – 127 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SASSI, F.P. & FLÜGEL, H.W. (1984): Correlation of the Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **12**, Paris.

1985

FLÜGEL, H.W. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 134 Passail. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**, 245, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1985): Sind Assistenten überflüssig? – ÖHZ, Januar/Februar 1985, 31–32, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1985): Abstammung und systematische Stellung der Rugosa und Auloporida. – Paläontologische Zeitschrift, **59**, 201–210, Stuttgart.

SASSI, F.P. & FLÜGEL, H.W. (1985): Correlation of the Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Report IGCP, **13**, 17–18, Paris.

1986

FLÜGEL, H.W. (1986): Zur Postgosauischen Tektonik im Mittelsteirischen Raum. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **123**, 77–78, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129/2**, 433, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1986): Ein neuer Fund von *Portunus monspeliensis* (A. MILNE-EDWARDS) aus dem Badenium von Retznei (Stmk.). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **116**, 91–96, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1986): *Imilce* FLÜGEL 1975 (Khmeriidae, Demospongia) aus der Yabeina-Zone (Perm) von Tunis. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **78**, 267–289, Wien.

SASSI, F.P. & FLÜGEL, H.W. (1986): Correlation of Pre-Variscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **14**, 19–20, Paris.

1987

FLÜGEL, H.W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 325, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1987): Gustava Kahler-Aigner (1906–1987). – Carinthia II, **97**, XIV–XVII, Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1987): The Eoalpine History of the Eastern Alps. Introduction and Epilogue. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamic of the Eastern Alps, 10–15, Wien.

FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (1987): Geodynamic of the Eastern Alps. – 418 S., Wien.

SASSI, F. & FLÜGEL, H.W. (1987): Correlation of Pre-Variscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **15**, 19–20, Paris.

FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H.J. (1987): Implications on the Alpidic Evolution of the Eastern Parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamic of the Eastern Alps, 407–414, Wien.

SASSI, F., GRECU, P. & FLÜGEL, H.W. (1987): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – 487 S., Bratislava.

SASSI, F.P., FLÜGEL, H.W. & SPASSOV, C. (1987): Correlation of Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Geological Correlation Science Achievements 1983–1987, 98–99, Paris.

1988

FLÜGEL, H.W. (1988): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Geologischen Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–49, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1988): Geodynamische Aspekte der Silurisch-Unterdevonischen Sedimentation im Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I, 331–332, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1988): Teleskop-Sedimente und Plattentektonik. – In: ROETZEL, R.: Informationstreffen Österreichischer Sedimentologen Innsbruck, 29./30. April 1988, 24, Innsbruck.

FLÜGEL, H.W. (1988): Variszische Terranes im Alpin-mediterranen Belt. – Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 1988 in Salzburg, Abstracts, 6, Österreichische Geologische Gesellschaft, Salzburg.

MOSHAMMER, B. & FLÜGEL, H.W. (1988): Die „Trögener Gruppe“, eine neue stratigraphische Einheit des Paläozoikums der Ostkarawanken. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **124**, 65–66, Wien.

SASSI, F. & FLÜGEL, H.W. (1988): Correlation of the Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. – Report IGCP, **16**, 26, Paris.

1989

FLÜGEL, H.W. (1989): Vorläufige Mittelung über Permische Korallen aus dem Nord-Karakorum. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **126**, 121, Wien.

1990

FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/2**, 181–221, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/3**, 478–479, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1990): Korallen aus dem Mittel-Perm Irans (Aufsammlung O. THIELE). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/4**, 523–536, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1990): Permische Stockkorallen aus dem Hawasina-Becken, Oman. – Facies, **22**, 139–146, Erlangen.

FLÜGEL, H.W. (1990): Rugosa aus dem Perm des N-Karakorum und der Aghil-Kette. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **17**, 101–117, Innsbruck.

FLÜGEL, H., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

1991

FLÜGEL, H.W. (1991): Vorbericht über Korallenfunde aus dem Caradoc von Sardinien. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **128**, 49, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/3**, 526–527, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1991): Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans (Teil 1). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/4**, 657–688, Wien.

FLÜGEL, H.W. & GAETANI, M. (1991): Permian Rugosa from Northern Karakorum and Aghil Ranges. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **97**, 35–48, Milano.

1992

FLÜGEL, H.W. (1992): Karl Metz 1910–1990. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **84**, 381–393, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/3**, 754, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1992): WAU-WAU – Ein Freud'sches Kapitel österreichischer Geologiegeschichte. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Geschichte der Naturwissenschaften, **12/3–4**, 101–112, Graz.

1993

FLÜGEL, H.W. (1993): Siegmund Prey. – Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **142**, 433–440, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1993): Korallen aus dem Ober-Devon (?) von Dolpo (Nepal). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **129**, 1–5, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1993): Korallen aus dem Unter-Perm von Chitral (NW-Pakistan): Vorbericht. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **130**, 47, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1993): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikum. VIII. *Arctophyllum* FEDOROWSKI 1975 (Rugosa) aus dem Unter-Perm (Sakmara-Stufe) von Nif, SW-Anatolien. – Senckenbergiana lethaea, **72/1** 25–30, Frankfurt am Main.

FLÜGEL, H.W. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 624, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1993): Neue Korallen aus dem Paläozoikum Irans. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, I. Abteilung, **200**, 137–149, Wien.

FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B. (1993): Paläontologie und Plattentektonik am Beispiel proto- und paläotethyder Korallenfaunen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 27–37, Wien.

FLÜGEL, H.W. & TINTORI, A. (1993): Late Devonian (Frasnian) corals from central Dolpo, Nepal. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **99**, 3–26, Milano.

FLÜGEL, H.W., MOSTLER, H. & SCHÖNLAUB, H.-P. (1993): Erinnerungen an Dozent Dr. rer. nat. habil. HERMANN JAEGER. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 13–17, Wien.

1994

FLÜGEL, H.W. (1994): *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD (Rugosa) aus dem Jungpaläozoikum von Nordiran und Bemerkungen zur Septenabspaltung bei Rugosa. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 49–70, Innsbruck.

FLÜGEL, H.W. (1994): Rugosa aus dem „Mittel“-Perm des Zentralen Elburz (Iran). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **50**, 97–113, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1994): Wer kauft schon einen Quark? – Paläontologie aktuell, **30**, 16–22, Frankfurt am Main.

FLÜGEL, H.W. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 514–515, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1994): Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans (Teil 2: Korallen des Sadar II-Member, Bashkirim). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 599–616, Wien.

FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B. (1994): *Anthozoa paleozoica*: Rugosa. – Catalogus Fossilium Austriae, **IV C/1a**, 141 S., Wien.

FLÜGEL, H.W. & TRYMPY, R. (1994): Ein Lied von Armin Baltzer (1906) und die Kritik am „Nappismus“. – Eclogae geologicae Helvetiae, **87**, 1–10, Basel.

1995

FLÜGEL, H.W. (1995): Der Biozid der Korallen des Devon: Retraite und Rekurrenz. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **131**, 19–46, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1995): *Aphyllum* n.sp. (Rugosa) aus der Gircha-Formation (?) des pakistanischen Karakorum. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1995**, 166–172, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. (1995): Biostratigraphie und Korallenfaunen des Jungpaläozoikums Ost-Irans. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **20**, 35–49, Innsbruck.

FLÜGEL, H.W. (1995): Upper Permian (Murghabian) Rugose Corals from Oman: (Baïd Area, Saih Hatat): Community Structure and Contributions to Reefbuilding Processes. – Facies, **33**, 229–264, Erlangen.

FLÜGEL, H.W. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum und Tertiär auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 541–542, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1995): Permian corals from Chitral (NW-Pakistan). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **101**, 153–164, Milano.

BLIEK, A., CONTI, M.A., FLÜGEL, H.W., GAND, G., HUBMANN, B., LEVIÈVRE, H., MARIOTTI, N., NICOSIA, U., POPLIN, C., SCHNEIDER, J.W. & WERNEBURG, R. (1995): The Alps, a quasi-desert in Palaeozoic vertebrate database, and the Gondwana-Laureuropa palaeogeographic relationships. – Ichthyolith Issues, **15**, 8–13, Villeneuve d'Ascq.

1996

FLÜGEL, H.W. (1996): Aufgaben und Ziele der „Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – Paläontologie Aktuell, **33**, 62–64, Frankfurt am Main.

FLÜGEL, H.W. (1996): Korallen aus dem oberen Ordovizium SW-Sardiniens. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, I. Abteilung, **202**, 139–149, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**, 353, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1996): Paleontology now – Betrachtungen zur Position der Paläontologie heute. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **54**, 61–68, Graz.

FLÜGEL, H.W. & FLÜGEL, E. (1996): Umwachsung eines Gastropoden durch eine rugose Koralle: Ein Hinweis auf die primäre Skelettm mineralogie der Rugosa. – Paläontologische Zeitschrift, **70**, 53–65, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. & FLÜGEL, E. (1996): Ein Briefwechsel zwischen Alois Flügel und Lilly Wildgans. – Campus f, **34**, 38–43, Fürstenfeld.

1997

BLIECK, A., CONTI, M.A., DALLA VECCHIA, F.M., FLÜGEL, H.W., GAND, G., HUBMANN, B., LELIÈVRE, H., MARIOTTI, N., NICOSIA, U., POPLIN, C., SCHNEIDER, J.W. & WERNEBURG, R. (1997): Palaeozoic vertebrates of the Alps: a review. – *Bolletín Societé Géologique de France*, **168/3**, 343–350, Paris.

FLÜGEL, H.W. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 164 Graz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 337, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1997): Bericht über die lithostratigraphische Gliederung des Miozäns auf Blatt 164 Graz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 383–386, Wien.

1998

FLÜGEL, H.W. (1998): Korallen aus dem Perm von S-Tunesien, W-Iran und NW-Thailand. – *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **204**, 79–109, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1998): Helmut Zapfe. – *Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **147**, 425–434, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1998): Hans Graul. – *Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **147**, 537–545, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1998): Heinrich Karl Erben. – *Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **147**, 547–554, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1998): Walter Gräf als Wissenschaftler. – In: FRITZ, I.: *Festschrift Walter Gräf. – Mitteilungen des Referats für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft 2*, 19–22, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1998): Kommission für die stratigraphische Erforschung Österreichs. – *ÖAW Tätigkeitsbericht*, 80–81, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1998): „Das Paläozoikum“ von Franz Heritsch – eine „Verlorene Handschrift“. – *Res Montanarum*, **20**, 11, Leoben.

1999

FLÜGEL, H.W. (1999): oaw.ac.at/~austrofossil – A new Homepage on the ÖAW-Server. – *Paläontologie Aktuell*, **40**, 49, Frankfurt am Main.

FLÜGEL, H.W. (1999): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **13**, 7–59, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1999): Das Paläozoikum von Graz (Stmk., Österr.), Kenntnisstand 2000. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, I. Abteilung*, **206**, 3–10, Wien.

2000

FLÜGEL, H.W. (2000): „Die verlorene Handschrift“. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **55**, 79–82, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2000): Austrofossil – Erstes Update. – *Paläontologie Aktuell*, **41**, 17, Frankfurt am Main.

FLÜGEL, H.W. (2000): Zwischen Montpellier und Innsbruck – oder die Entstehung der Geohistorik – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz/Austria*, **1**, 20, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2000): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im paläozoischen Anteil auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142**, 196, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2000): Die paläontologisch-stratigraphische Verbreitungs-Datenbank „Austrofossil“ der ÖAW. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, I. Abteilung*, **207**, 3–14, Wien.

2002

FLÜGEL, H.W. (2002): Josef G. Zötl. – *Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **152**, 411–420, Wien.

2003

FLÜGEL, H.W. (2003): Carl Maria HAIDINGERS und Abraham Gottlob WERNERS „Klassifikationen“ der „Gebirgsarten“ von 1787. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143/4**, 535–541, Wien.

2004

FLÜGEL, H.W. (2004): Der Abgrund der Zeit. Die Entwicklung der Geohistorik 1670–1830. – 250 S., Berlin.

FLÜGEL, H.W. (2004): Die virtuelle Welt des Otto Ampferer und die Realität seiner Zeit. – *Geo.Alp*, **1**, 1–9, Innsbruck.

FLÜGEL, H.W. (2004): Mathias Josef Anker, Arzt, Mineraloge und Geognost der Biedermeierzeit in Graz. – *Joannea – Mineralogie*, **1**, 55–81, Graz.

2005

FLÜGEL, H.W. (2005): Die „geognostische“ Gliederung der Karpaten und Alpen durch Born und Ferber (1770/71) als Grundlage der „Klassifikation der Gebirgsarten“ von C.M. Haidinger (1785). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145**, 21–29, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2005): Anhang/Nachtrag. Der Briefwechsel Ferber/Arduinio von 1772/1773. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **65**, 195–196, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2005): Benedikt Hermann (1755–1815), ein steirisch-russischer Montanist und Metallurge der Aufklärung: Zum 250. Geburts- und 190. Todesjahr. – *Zeitschrift des Historischen Vereines für Steiermark*, **96**, 253–268, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2005): Nochmals zur „Klassifikation der Gebirgsarten“ durch Carl Maria Haidinger und Abraham Gottlob Werner – ein Nachtrag. – *Nachrichtenblatt zur Geschichte der Geowissenschaften*, **15**, 24–26, Krefeld.

2006

FLÜGEL, H.W. (2006): Das abenteuerliche Leben des Benedikt Hermann (1755–1815). Vom steirischen Bauernsohn zum Chevalier und Intendanten der russischen Bergwerke. – 334 S., Wien.

FLÜGEL, H.W. (2006): Ignaz von Born und die „theresianisch-josephinische Epoche“ der Geologie in Österreich. – *Nachrichtenblatt zur Geschichte der Geowissenschaften*, **16**, 57–69, Krefeld.

FLÜGEL, H.W. (2006): Ein Brief von Friedrich Mohs an Abraham Werner über seine „Berufung“ nach Graz. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **8**, 73–86, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2006): Briefe des steirischen Montanisten Benedikt Hermann aus Russland 1782–1811. – *Zeitschrift des Historischen Vereines für Steiermark*, **97**, 249–262, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2006): Poda und die mineralogisch-paläontologische Sammlung der Jesuitenuniversität Graz von 1766. – *Joannea – Mineralogie*, **3**, 25–61, Graz.

2007

FLÜGEL, H.W. (2007): Ignaz von Born – Andreas Stütz – Constant Brückner: Das erste Kapitel der Geohistorik in Österreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**, 491–502, Wien.

2008

FLÜGEL, H.W. (2008): Abraham Gottlob Werner und der „Workshop“ von Schemnitz 1786. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 16–29, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2008): Zwei Briefe von Carl Haidinger an Abraham Gottlob Werner. – Geohistorische Blätter, **11**, 19–33, Berlin.

FLÜGEL, H.W. (2008): Benedikt Hermanns Briefe an seinen Verleger Nicolai in den Jahren 1782 bis 1790. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **26**, 75–91, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2008): Die ersten Lehrbücher der Montanwissenschaften in der österreichischen Monarchie: Peithner und Delius. – Res Montanarum, **43**, 88–92, Leoben.

2009

FLÜGEL, H.W. (2009): Die österreichische „Mineralogie“ in den Jahren der Zensur 1795–1835. – Nachrichtenblatt zur Geschichte der Geowissenschaften, **19**, 48–57, Krefeld.

FLÜGEL, H.W. (2009): Briefe im Netzwerk österreichischer „Mineralogen“ zwischen Aufklärung und Restauration. – Scripta geo-historica, **1**, XVIII + 328 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. (2009): Das Korrespondenz-Netz österreichischer Mineralogen im 18. Jahrhundert. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **45**, 9–10, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2009): Friedrich Mohs und Abraham Werner im Spiegel eines Briefwechsels. – Geohistorische Blätter, **12**, 15–24, Berlin.

FLÜGEL, H.W. (2009): Abraham Werner und der „Workshop“ von Schemnitz 1786. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 301–308, Wien.

2010

FLÜGEL, H.W. (2010): A Tale of Two Continents: Das merkwürdige Leben der Maria von Born: 1. Teil. – Germanic Notes and Reviews, **41/1**, 81–89, Greenville.

FLÜGEL, H.W. (2010): Miscellen. Benedikt Hermanns letzter Brief an Nicolai – ein Nachtrag. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **27**, 165–166, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2010): „Raspe, Born und Ferber brachten das erste Licht hervor“ – Nachbemerkungen zum Korrespondenz-Netz österreichischer „Mineralogen“ des 18. Jahrhunderts. – Scripta geo-historica, **4**, 29–36, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2010): Haymo Heritsch (1911–2009) – Vom Lehrer zum Freund. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **140**, 137–145, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2010): Leopold von Buchs Tagebuch, Briefe und Publikation über seine Wanderung durch das Salzkammergut. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **150**, 431–441, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2010): Das Salzburger Hoftheater von 1797 in einem Brief an Ehrenbert Freiherrn von Moll. – Salzburg Archiv, **34**, 289–292, Salzburg.

2011

FLÜGEL, H.W. (2011): A Tale of Two Continents: Das merkwürdige Leben der Maria von Born: 3. Teil. – Germanic Notes and Reviews, **42/1**, 68–88, Greenville.

FLÜGEL, H.W. (2011): Briefe von Joseph von Leithner an Sigmund Freiherr von Zois 1792–1800. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **28**, 85–100, Wien.

FLÜGEL, H.W. & WACH, G. (2011): Belsazar Hacquets und Ehrenbert von Molls „Reise in die Norischen Alpen“ 1785. 225 Jahre geologische Feldforschung in den Ostalpen. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **84**, 50 S., Wien.

FLÜGEL, H.W., NOWOTNY, A. & GROSS, M. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 164 Graz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H., HUBER, P., HUBER, S. & MACHAN, A. (2011): Jakob Friedrich van der Nüll. Großbürger und Sammler in Wien an der Wende zum 19. Jahrhundert. – 208 S., Wien.

2012

FLÜGEL, H.W. (2012): Bemerkungen aus Briefen des Berghauptmanns Benedikt Hermann aus Russland an Freiherr von Moll. – Res Montanarum, **47**, 102–106, Leoben.

FLÜGEL, H.W. (2012): Wie war es damals. – Geowissenschaftliche Mitteilungen, **49**, 47–58, Bonn.

FLÜGEL, H.W. (2012): Ein unbekannter Brief an Alfred Wegener von 1921. – Geohistorische Blätter, **22**, 29–31, Berlin.

FLÜGEL, H.W. (2012): Bemerkungen zur Benedikt-Hermann-Forschung. – Res Montanarum, **51**, 71–74, Leoben.

2013

FLÜGEL, H.W. (2013): Ehrenbert von Molls Briefwechsel mit Friedrich von Trebra (1803/04). – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **30**, 77–84, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2013): J.W. v. Goethes Briefwechsel mit F.A. v. Reuß in Böhmen 1713. – Germanic Notes and Reviews, **44**, 62–66, Greenville.

FLÜGEL, H.W. (2013): Maria von Born (1766–1830). Biographie einer emanzipierten Österreicherin in einer Übergangszeit. – 215 S., Berlin.

FLÜGEL, H.W. (2013): Carl Ludolph Griesbach – „eine seltene, eigenartige Persönlichkeit“. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **97**, 43–121, Wien.

FLÜGEL, H.W. & HOFMANN, T. (2013): Carl Lill von Lilienbach. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **97**, 4–41, Wien.

FLÜGEL, H.W. & SEIDL, J. (2013): Die Entdeckung des Tellurs, ein Beispiel für Wissenstransfer im 18. Jahrhundert. – Geohistorische Blätter, **23**, 7–19, Berlin.

2014

FLÜGEL, H.W. (2014): Karl Haidingers Briefe an den Grafen Saurau 1795/96. – Geohistorische Blätter, **24**, 97–110, Berlin.

2015

FLÜGEL, H.W. (2015): Die „Große Überflutung“ des C.T. Delius 1765. – Geohistorische Blätter, **25**, 51–54, Berlin.

FLÜGEL, H.W. & HÖFLECHNER, W. (2015): Paul Maria Partsch: Briefe an Keferstein (1820–1830). Ein Beitrag zur Biographie von Paul M. Partsch. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **31**, 73–106, Wien.

FLÜGEL, H.W. (2015): Anton von Ruprechts „Abhandlungen von der Chemie“ 1784 – die Geschichte eines Manuskripts. – Geohistorische Blätter, **26**, 125–130, Berlin.

Em. o. Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler (16. Jänner 1934 – 27. Februar 2017)

Dr. phil. Helfried Mostler, emeritierter ordentlicher Universitätsprofessor, langjähriger Inhaber der Lehrkanzel für Geologie und Paläontologie an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, ist am Montag, den 27. Februar 2017, nach tapfer ertragenem und schwerem Leid verstorben. Mit Prof. Helfried Mostler verlieren die Erdwissenschaften einen der besten Kenner der Geologie Österreichs, einen international anerkannten Mikropaläontologen und Biostratigrafen sowie einen der exzellentesten und erfahrensten Vertreter der Angewandten Geologie. Aus diesem Anlass soll hier ein kurzer Rückblick auf seine sehr erfolgreiche berufliche Laufbahn und sein umfangreiches Lebenswerk gegeben werden.



ler, für Gutachtertätigkeiten einzusetzen und ihnen damit zu ermöglichen, ein zusätzliches Taschengeld zu verdienen. Schließlich wechselte Mostler jedoch an die Technische Universität in Graz und landete bei Prof. Artur Winkler-Hermaden, der ihn als „WHK“ (wissenschaftliche Hilfskraft) anstellte und bei dem er weitere Erfahrungen in angewandter Geologie sammeln konnte. Obwohl es Mostler nicht gegönnt war, sein Studium in Graz zu beenden, haben die Grazer Studienjahre sein geologisches Denken sehr stark beeinflusst. Geprägt von der „Grazer Schule“ entschloss sich Mostler schließlich, sein Glück in Innsbruck zu versuchen. Prof. Werner Heißel, der damalige Vorstand am Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Innsbruck, nahm Mostler sofort auf und teilte

Mostler als Schüler und Student

Helfried Mostler wurde am 16. Jänner 1934 in Graz geboren, besuchte dort auch die Volksschule und anschließend die Mittelschule.

In der Mittelschule schloss er bereits Freundschaft mit seinen späteren Studien- und Berufskollegen Erik Flügel, Walter Gräf und Johann Georg Haditsch, eine Freundschaft, die über Jahrzehnte andauerte und seinen beruflichen Werdegang mit beeinflusste. Zwar beendete der stürmische Schüler Mostler die Mittelschule vorzeitig, schaffte sich aber über die Berufsreifeprüfung Zugang zur Universität. Als begeisterter Sportler und Draufgänger wollte er zunächst das Lehramt für Geographie und Leibesübungen absolvieren, aber bald überredete ihn sein Freund Haditsch unter dem Hinweis, dass man als Geologe doch wesentlich mehr Geld verdienen könne als als Lehrer, das Studium der Geologie, Paläontologie und Mineralogie an der Universität in Graz aufzunehmen. Mit seinen Freunden Haditsch, Gräf und Flügel studierte er bei Karl Metz, Haymo Heritsch und dem damals noch jungen Helmut W. Flügel. Unter Prof. Metz, von dem Mostler zahlreiche amüsante Anekdoten zu erzählen wusste, lernte er die sprichwörtliche „Lernfreiheit“ kennen und schätzen, und unter Metz machte er auch rasch Bekanntschaft mit „angewandter Geologie“. Denn Metz pflegte seine Studenten, darunter auch Most-

ler, für Gutachtertätigkeiten einzusetzen und ihnen damit zu ermöglichen, ein zusätzliches Taschengeld zu verdienen. Schließlich wechselte Mostler jedoch an die Technische Universität in Graz und landete bei Prof. Artur Winkler-Hermaden, der ihn als „WHK“ (wissenschaftliche Hilfskraft) anstellte und bei dem er weitere Erfahrungen in angewandter Geologie sammeln konnte. Obwohl es Mostler nicht gegönnt war, sein Studium in Graz zu beenden, haben die Grazer Studienjahre sein geologisches Denken sehr stark beeinflusst. Geprägt von der „Grazer Schule“ entschloss sich Mostler schließlich, sein Glück in Innsbruck zu versuchen. Prof. Werner Heißel, der damalige Vorstand am Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Innsbruck, nahm Mostler sofort auf und teilte ihm auch gleich eine Dissertation im Groß- und Kleinartal (Salzburg) zu. Mostler gelang es innerhalb kürzester Zeit, seine Dissertation fertigzustellen, und am 11. Juli 1963 promovierte er zum Dr. phil.

Mostler als Wissenschaftler

Mostler blieb in Innsbruck am Institut für Geologie und Paläontologie, wurde Assistent bei Prof. Heißel und fand über ein größeres Kraftwerksprojekt auch gleich Zugang zur angewandten Geologie. Damit setzte er auch den Grundstein für eine äußerst erfolgreiche Karriere als Wissenschaftler, als Hochschullehrer und als angewandter Geologe. Seine wissenschaftliche Tätigkeit beschränkte sich zunächst auf den Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone, wo es ihm gelang, den komplexen tektonischen Bau und die stratigrafischen Verhältnisse zu entwirren. Bereits 1968 wurde er in Geologie und Paläontologie habilitiert und begann auch, sein wissenschaftliches Betätigungsfeld auszudehnen. Er interessierte sich zunehmend für die Alpine Trias und unter Anwendung mikropaläontologischer Arbeitsmethoden (v.a. Conodonten, Holothurien, Poriferen, Radiolarien) gelang es ihm, grundlegende Arbeiten zur Stratigrafie der Alpenen Trias der Nördlichen Kalkalpen, des Drauzuges und auch der Südalpen beizutragen. Neben rein taxonomischen und stratigrafischen Fragestellungen

gen, insbesondere der stratigrafischen Verwertbarkeit von Mikrofossilien, interessierte sich Mostler auch zunehmend für palökologische Studien.

Aus der seit 1970 andauernden engen Zusammenarbeit mit Heinz Kozur auf dem Gebiet der Mikropaläontologie und Stratigrafie sind zahlreiche wissenschaftliche Publikationen entstanden. Die Organisation des Triassymposiums 1972 in Innsbruck brachte Mostler internationale Anerkennung und seit damals gilt das Innsbrucker Institut als eine der Hochburgen auf dem Gebiet der Triasforschung. Im Jahr 1970 gründete Mostler auch eine eigene wissenschaftliche Zeitschrift („Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck“, seit 2004 Geo.Alp). Unter großem persönlichem Einsatz gelang es ihm, die für den Druck dieser Zeitschrift notwendigen finanziellen Mittel aufzubringen. Und mit dieser Zeitschrift, die sich vor allem auf dem Gebiet der Mikropaläontologie und Stratigrafie im Laufe der Zeit einen guten Ruf erworben hat, gelang es Mostler, das Innsbrucker Institut weit über die Grenzen hinaus bekanntzumachen. Mikropaläontologie und Stratigrafie waren aber bei weitem nicht die einzigen Betätigungsfelder von Mostler. So beschäftigte er sich auch intensiv mit Lagerstättenkunde, unter anderem mit der Genese von Spatmagnetit, Pb-Zn-Vererzungen, Cu-Ni-Co-Vererzungen, Barytmineralisationen, Molybdän-, Scheelit- und Fluoritmineralisationen, um nur einige zu nennen. Viele seiner lagerstättenkundlichen Arbeiten hat er zusammen mit seinem Freund Haditsch ausgeführt. Seine Forschungsarbeiten führten Mostler in viele Gebiete der Erde, unter anderem nach Australien, Bangladesch, in den Iran, in die USA, nach Mexiko und in viele andere Länder; unter seiner Betreuung wurde auch eine Dissertation in der Antarktis durchgeführt.

Mostler als Angewandter Geologe

Von Anfang an hat sich Mostler aber auch intensiv mit angewandter Geologie befasst, und zwar sowohl als Gutachter, als auch als Konsulent und Projektleiter. Die Palette reicht hier von der Baugeologie im Allgemeinen über Hydrogeologie, Wildbach- und Lawinenverbauung, Seilbahn- und Skipistenbau, Errichtung von Speicherseen für Beschneiungsanlagen, Massenbewegungen, Steinbruchsanierungen, bis hin zur Erkundung von Massenrohstoffen und Umweltgeologie. Mostler war immer bestrebt, sein Wissen über die Geologie zum Wohle der Allgemeinheit in die Praxis umzusetzen.

Ab 1963 war Mostler mehrere Jahre Bergbaubeauftragter der Firma Peñarroya und Irish Base Metals Ltd. in Österreich, Norditalien und Süddeutschland. In den 1980er Jahren war er mit der geologischen Betreuung der Grundwasser-Bohrungen im Bereich des Flughafens Innsbruck beauftragt.

Von großer Bedeutung war die geologische Planung und Betreuung der erfolgreichen Tiefbohrung auf Thermalwasser in Längenfeld im Ötztal im Jahr 1997, die zur Errichtung des Aqua Dome führte (eröffnet 2004). Wenige Jahre später hat Mostler auch die Tiefbohrung auf Thermalwasser in St. Jakob in Deferegggen (Osttirol) geplant und betreut. Mostler war auch als externer Gutachter bei den geologischen Untersuchungen zum Bau der Unterinntaltrasse der Brenner Eisenbahn GmbH (BEG) tätig. Diese enorme Bandbreite an wissenschaftlicher und angewand-

ter Tätigkeit fand ihren Niederschlag in einer großen Anzahl von Publikationen und in noch größerer Zahl von unveröffentlichten Gutachten, Berichten und Stellungnahmen.

Um eine Verbindung zwischen geowissenschaftlicher Forschung und praxisbezogener Anwendung herzustellen, hat Mostler, gemeinsam mit dem Landesgeologen Dr. Gunther Heißel, das Geoforum Umhausen gegründet und seit 1999 treffen sich jährlich in Umhausen zahlreiche Geowissenschaftler aus Wissenschaft und Praxis zu einem intensiven Gedankenaustausch.

Mostler als Lehrer und Institutsvorstand

Darüber hinaus war Mostler auch ein ausgezeichnete Lehrer, der es verstand, mit seinen Vorlesungen, Übungen, Exkursionen und anderen Lehrveranstaltungen die Studenten nicht nur für Geologie zu interessieren, sondern sie dafür zu begeistern. Dies gelang ihm nicht zuletzt auch deshalb, weil er selbst ein begeisterter Geologe war. Neben Lehrveranstaltungen am Institut für Geologie und Paläontologie hielt Mostler auch Vorlesungen an der Technischen Fakultät der Universität Innsbruck über Baugeologie und Geologie für Techniker. Außerdem hielt Mostler über mehrere Semester Gastvorlesungen an der Universität Salzburg und ein Semester Gastvorlesungen an der Universität Berlin.

Trotz seiner vielen Erfolge blieb Mostler stets bescheiden, war immer ein freundlicher, hilfsbereiter Kollege für seine Mitarbeiter und auch für seine Studenten, ein Kollege, der stets das Gespräch suchte, sei es wissenschaftlich oder rein menschlich. Auch wenn Stress und Termindruck noch so groß waren, er fand immer Zeit, sich die Anliegen der Mitarbeiter und Studenten anzuhören, die Türe zu seinem Arbeitszimmer stand jederzeit offen, und Hilfe war jedem gewiss. Prof. Mostler hat mehr als 60 Dissertanten und mehr als 20 Diplomanden betreut; in seiner Amtszeit wurden auch vier Kollegen habilitiert, was die Qualität der Ausbildung und die kollegiale Atmosphäre am Innsbrucker Institut deutlich zum Ausdruck bringt. 1973 wurde Mostler zum a.o. Professor und 1979 zum ordentlichen Professor ernannt. Mit seinem Ruf übernahm Mostler ein Institut (damals noch in der Universitätsstraße gelegen), das aus allen Nähten zu platzen drohte und auch gerätemäßig schlecht ausgestattet war. Doch unter Einsatz all seiner Kräfte, unterstützt von seinen Mitarbeitern, ist es ihm gelungen, in der Planungsphase für den Neubau des Institutes am Innrain die Wünsche durchzusetzen, sodass den Studenten in Innsbruck mit dem neuen Institut, das 1985 bezogen wurde, eine bestens ausgestattete geologisch-paläontologische Forschungsstätte zur Verfügung stand. Darüber hinaus ist es Mostler unter großem persönlichem Einsatz gelungen, über zahlreiche Projekte zusätzliche finanzielle Mittel für die Forschung aufzutreiben. Insgesamt hat Helfried Mostler 19 wissenschaftliche Projekte und 23 Projekte auf dem Gebiet der angewandten Forschung durchgeführt.

Mostler war auch stets bestrebt, die Ergebnisse der wissenschaftlichen Forschung einem breiteren Publikum zugänglich zu machen. Dies führte unter anderem zur Gründung des Vereins „Geozentrum Tiroler Oberland“ und zur Errichtung mehrerer Lehrpfade (1999–2001): Geo-Lehrpfad Winklen–Winkelberg (Themenschwerpunkt Bergsturz von Köfels und Entstehung des Längenfelder Beckens), Geo-Lehrpfad Karrösten–Karröster Alm („Auf den Spuren

des Triasmeeres“) und Lehrpfad Sautens–Forchet (Themenschwerpunkt Bergsturz Tschirgant). Zuletzt, in den Jahren 2011–2013, hat Mostler die wissenschaftliche Beratung für die Erstellung von Schautafeln zur Geologie und Botanik für den Naturlehrpfad „Die Glocke“ im Zillertal/Finkenberg übernommen. Weitere Lehrpfade waren geplant, diese konnten aber nicht mehr verwirklicht werden. Auf zahlreichen Exkursionen hat Mostler versucht, die verschiedenen Aspekte der Geologie einem breiteren Publikum in spannender und mitreißender Form zu erklären.

Dieses immense Arbeitspensum konnte Prof. Mostler jedoch nur dadurch erfüllen, indem er nicht nur unter der Woche als erster das Institut betrat und häufig als letzter verließ, sondern darüber hinaus auch noch fast jedes Wochenende und jeden Feiertag im Institut verbrachte und, gebeugt über das Mikroskop oder im Labor Mikrofossilien herausschlämmend, seiner Lieblingsbeschäftigung, der mikropaläontologischen Forschung, nachging. Verirrte man sich hin und wieder als Mitarbeiter an solchen Tagen in das Institut, dann erzählte er begeistert von seinen neuen Entdeckungen und Ideen, von neuen Arten, Entwicklungsreihen oder stratigrafisch wichtigen Mikrofossilien. Nur selten gelang es seiner verständnisvollen Frau, ihn für einen sonntäglichen Spaziergang oder gar für einen mehrtägigen Urlaub vom Institut fernzuhalten. Und sogar im Urlaub versuchte er, sich mit Geologie oder Paläontologie zu beschäftigen. Nicht einmal sein Bauernhof in der Nähe von Graz, mit dem er sich vor einigen Jahren einen Wunschtraum erfüllte und auf den er sich langsam zurückziehen wollte, konnte seinen Arbeitseifer einbremsen und ihn dem Institut entreißen.

Mostler als Professor Emeritus

Nach der Emeritierung 2002 war Mostler weiterhin geologisch sehr aktiv, zunächst vor allem im Bereich der angewandten Geologie im Zusammenhang mit der Errichtung neuer Seilbahnen, Skipisten, Speicherbecken, Beschneigungsanlagen, Massenbewegungen, Steinbrüche, Schotterwerke (Rohstoffe) und Kraftwerke. Diese Arbeiten erfolgten meist in enger Zusammenarbeit mit der Landesgeologie, v.a. mit Dr. Gunther Heißel. Mostler befasste sich auch intensiv mit dem Radonproblem in der Gemeinde Umhausen, insbesondere mit der Frage der Nutzung des Radons. Dazu hat er zunächst Überlegungen zur Errich-

tung eines Heilstollens angedacht, aber aus Sicherheitsgründen wurden diese Ideen nicht weiterverfolgt. Vielmehr wurde in Umhausen, basierend auf den Ideen Mostlers, ein Kurzentrum errichtet (eröffnet im September 2011), in dem das Radon aus einer der Bohrungen zur Untersuchung des Radonproblems heute für therapeutische Zwecke genützt wird.

Große Auswirkungen auf seine geologischen Aktivitäten, vor allem im Bereich der angewandten Geologie, hatten mehrere Operationen an den Bandscheiben (erste Operation 2007, zweite Operation mit zwei Nachoperationen 2011 und dritte Operation 2015).

Diese Operationen zwangen Mostler dazu, sich gesundheitsbedingt mehr und mehr aus der angewandten Geologie zurückzuziehen. Vor allem nach der zweiten Bandscheibenoperation hat sich Mostler wieder intensiv mit mikropaläontologischen Fragestellungen (insbesondere mit Holothurien, aber auch mit Poriferen, Radiolarien und Conodonten) befasst und an mehreren Manuskripten gearbeitet und fast fertiggestellt.

Zuletzt hat Mostler auch noch eine Masterarbeit angeregt und mitbetreut mit dem Thema „Fazielle Entwicklung und Biostratigraphie der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen bei Reutte (Übergang Virgloria-/Steinalmkalk zur Reifling Formation)“.

Daneben interessierte sich Mostler für Opal und verschiedene seltene Gesteine und Halbedelsteine, besuchte regelmäßig die Mineralienmesse in München sowie Mineralien- und Fossilausstellungen in Innsbruck, wo er immer wieder interessante Stücke erwarb und im Laufe der Jahre eine umfangreiche Sammlung aufbaute. In Gesprächen hat er immer wieder erzählt, dass er gerne ein Buch schreiben wollte mit dem Titel „Edle Steine für die kleine Brieftasche“. Mostler hat an diesem Projekt jahrelang gearbeitet, konnte es aber nicht mehr zu Ende bringen.

Professor Helfried Mostler wird allen, die ihn gekannt haben und mit ihm zusammenarbeiten durften, in bester Erinnerung bleiben und ihm ein ehrendes Andenken bewahren.

KARL KRAINER
Universität Innsbruck
Institut für Geologie

Preise und Auszeichnungen, Mitgliedschaften

Für seine hervorragenden wissenschaftlichen Leistungen erhielt Helfried Mostler in den Jahren 1966 und 1968 den Dr. hc. Theodor-Körner-Preis des Landes Salzburg, im Jahr 1969 den ersten Wissenschaftspreis des Landes Salzburg überreicht.

Mostler ist Träger des Verdienstkreuzes des Landes Tirol (2012).

Mostler war Mitglied zahlreicher wissenschaftlicher Institutionen, Gesellschaften und Vereine, unter anderem:

Korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften seit 1995;

Korrespondierendes Mitglied der Geologischen Bundesanstalt seit 2009;

Mitglied der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (Ehrenmitglied seit 2004);

Mitglied der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft;

Mitglied des Naturwissenschaftlichen Vereins der Steiermark;

Mitglied des Medizinisch-Naturwissenschaftlichen Vereins Innsbruck (Vereinsvorstand 1989/90);

Präsident des Geoforum Tirol 1999–2010;

Ehrenpräsident des Geoforum Tirol seit 2010.

Wissenschaftliche Publikationen von Helfried Mostler (Auswahl)

Geologisch-tektonische Arbeiten

MOSTLER, H. (1963): Geologie der Berge des vorderen Großarl- und Kleinarl-Tales (Salzburg). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963**, 132–135, Wien.

MOSTLER, H. (1964): Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **14/15**, 185–196, Wien.

MOSTLER, H. (1966): Geologische Aufnahmen 1965 auf Blatt St. Georgen (124/3). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1966**, A 32–A 33, Wien.

MOSTLER, H. (1966): Bericht 1965 über stratigraphische Untersuchungen auf Blatt Fieberbrunn (122/2). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1966**, A 33–A 34, Wien.

AL HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägels südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Alpenkundliche Studien, **5** (Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, **9**), 24 S., Innsbruck.

BAUER, K.F., LOACKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgauer, Salzburg. – Alpenkundliche Studien, **6** (Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, **13**), 30 S., Innsbruck.

MOSTLER, H. (1970): Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **1970/2**, 52–54, Hannover.

MOSTLER, H. (1975): Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der Grauwackenzone des Zeller Raumes. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25): 2. Bericht 1974 (1975), 12–13, Graz.

BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Beckenentwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **127**, 271–289, Hannover.

HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1976): Jahresbericht über das Jahr 1975. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25): 3. Bericht 1975 (1976). – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publikation, **212**, 47–50, Wien.

BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geologische Rundschau, **65/2**, 616–648, Stuttgart.

BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1976): Middle Triassic Paleotectonics of the Eastern and Southern Alps. – Geodynamics and Geotraverses around the Alps: Abstracts, Meeting 28.2.–1.3.1977 in Salzburg, 2–3, Salzburg.

BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H. (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmund (Oberösterreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8** (Festschrift Werner Heißel zum 70. Geburtstag), 113–122, Innsbruck.

DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1979): Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **7**, 1–43, Innsbruck.

COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 343–378, Wien.

HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.C., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 335–341, Wien.

BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. – Exkursionsführer, Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern, Südtirol, 1–42, Innsbruck.

MOSTLER, H. mit Beiträgen von RESCH, W. und DONOFRIO, D.A. (1982): Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – Exkursionsführer, Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern, Südtirol, 43–80, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1986): Zur Mitteltrias westlich von Innsbruck (Exkursion A am 1. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **68**, 15–27, Stuttgart.

MOSTLER, H. (1986): Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Mesozoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung) (Exkursion B am 3. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **68**, 29–42, Stuttgart.

MOSTLER, H. (1986): Der Nordabschnitt der Bozener Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **68**, 105–117, Stuttgart.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **13**, 277–296, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1989): Geodynamische Prozesse und deren Auswirkungen auf die Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, Festband für O.M. Friedrich, **10**, 33–41, Wien.

MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, 81–83, Innsbruck.

MOSTLER, H. (2002): Zur Geologie von Serfaus und Umgebung. – In: KLIEB, R. (Hrsg.): Dorfbuch Serfaus, 360–371, Innsbruck (Athesia-Tyrolia Druck GmbH).

Lagerstättenkundliche Arbeiten

MOSTLER, H. (1965): Bemerkungen zur Genese der sedimentären südalpinen Blei-Zinkvererzung im Perm. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **3**, 55–70, Leoben.

MOSTLER, H. (1966): Sedimentäre Blei-Zink-Vererzung in den mittelpermischen „Schichten von Tregiovo“. – Mineralium Deposita, **1**, 89–103, Heidelberg.

MOSTLER, H. (1966): Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im südalpinen Perm. – Atti del Simposium Internazionale sui Giacimenti minerari delle Alpi Trento-Mendola 11–18 Settembre 1966, 349–354, Trento.

MOSTLER, H. (1967): Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **5**, 32–45, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1967): Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell a. See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **5**, 170–191, Leoben.

- MOSTLER, H. (1968): Anhydrite and Gypsum in Low-Grade Metamorphic Rocks along the Northern margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization <UNESCO>, Nr. SC/CS/83/2, 2 S., Hannover.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1969): Beiträge zur Kenntnis ostalpiner Kupferlagerstätten I. – Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratlspitze (Thierberg bei Brixlegg). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **9**, 169–194, Leoben.
- MOSTLER, H. (1970): Zur Barytvererzung des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **11**, 101–112, Leoben.
- MOSTLER, H. (1970): Ein Beitrag zu den Spatmagnetitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **11**, 113–125, Leoben.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **11**, 161–209, Leoben.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Bemerkungen zu einem syngenetischen Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen in Nordtirol (Silberberg bei Brixlegg). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **107**, 39–40, Wien.
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1971): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg 1971, 547–569, Innsbruck.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1971): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnetitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg 1971, 523–546, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnetit unter besonderer Berücksichtigung der Magnetitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröffentlichungen der Universität Innsbruck (Festschrift Werner Heißel zum 65. Geburtstag), **86**, 237–266, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1973): Neue Molybdänglanz- und Scheelit-Fundpunkte in den Hohen Tauern. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **14**, 105–112, Leoben.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, **84/164**, 63–71, Klagenfurt.
- MOSTLER, H. (1976): Zur Genese schichtgebundener Fluoritvorkommen in den mittelpermischen Schichten von Tregiovo (Nonsberg, Norditalien). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/8**, 9–22, Innsbruck.
- ANGERER, J., HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6**, 1–57, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck (Festschrift Werner Heißel zum 70. Geburtstag), **8**, 183–207, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1979): Genese und Altersstellung der Magnetitlagerstätten in den Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/3**, 357–367, Wien.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1979): Über ein stratiformes Schwespatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **7/6**, 1–14, Innsbruck.
- ANGERER, H., HADITSCH, J.G., LASKOVIC, F., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1980): Ein Beitrag zur Kenntnis der Gipslagerstätten des Montafons (Vorarlberg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **9**, 263–320, Innsbruck.
- BRANDNER, R., HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogenese im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **10/7**, 257–285, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **1**, 77–83, Wien.
- MOSTLER, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwolleerzeugung in Tirol. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **1**, 69–76, Wien.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12/1**, 1–40, Innsbruck.
- MOSTLER, H. unter Mitarbeit von HEISSEL, G. & GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **1**, 77–83, Wien.
- MOSTLER, H. unter Mitarbeit von APOLLONER, V. & DAVOGG, B. (1982): Erfassung und Beurteilung von Natursteinen in Tirol. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **2**, 121–130, Wien.
- MOSTLER, H. unter Mitarbeit von KRÄINER, K. & STINGL, V. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **2**, 131–136, Wien.
- MOSTLER, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg – Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12/16**, 341–359, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The Succession of Ore Mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. – In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 51–59, Berlin–Heidelberg.
- KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Zn-Pb-F-Mineralization in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy). – In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 70–80, Berlin–Heidelberg.
- KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Alpine Middle and Upper Triassic Pb-Zn Deposits. – International Conference on Mississippi Valley Type Lead-Zinc Deposits: Proceedings Volume, 113–129, University of Missouri, Rolla.
- MOSTLER, H. (1984): An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **13/4**, 97–111, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See, Salzburg. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 105–115, Wien.

Stratigrafische und mikropaläontologische Arbeiten

- MOSTLER, H. (1958): *Taxodioxylon sequoianum* als Geröll in der „Eggenberger Breccie“. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **88**, 210–212, Graz.
- MOSTLER, H. (1964): Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 223–226, Wien.
- MOSTLER, H. (1965): Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 37–39, Wien.
- MOSTLER, H. (1965): Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, 163–167, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **103**, 1–3, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1966**, 157–170, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **54**, 21–31, Innsbruck.
- EBERHARDT, N. & MOSTLER, H. (1966): Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **103**, 3–8, Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothurien-Sklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (N.Ö.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 177–188, Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien (Kühn-Festschrift), **71**, 295–303, Wien.
- MOSTLER, H. (1967): Bericht 1966 über stratigraphische Untersuchungen im Raume Fieberbrunn – Kitzbühel – Westendorf. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A 30–A 31, Wien.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B. (1967): Die Hallstätter Kalkscholle des Burgfelsens Hernstein (N.Ö.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 27–36, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 89–150, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Bericht 1967 über stratigraphische Untersuchungen im Raum Westendorf – Kirchberg – Kitzbühel. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A 32–A 34, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (anisische Stufe). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 54–64, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken (Ostalpen, Bosnien, Türkei). – Alpenkundliche Studien, **2** (Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, **2**), 44 S., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Neue Holothurien-Sklerite aus norischen Hallstätter Kalken (Nördliche Kalkalpen). – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **56**, 427–461, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **105**, 62–64, Wien.
- MOSTLER, H. (1969): Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. – Alpenkundliche Studien, **7** (Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, **18**), 53 S., Innsbruck.
- FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1969): Mikrofauna aus der Tibetzone, Himalaya. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, 133–143, Wien.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. – Festschrift des Geologischen Institutes zur 300-Jahr-Feier der Universität Innsbruck, 339–360, Innsbruck. [= MOSTLER, H. (1971): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg 1971, 339–360, Innsbruck]
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Neue Conodonten aus der Trias. – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **58**, 428–464, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und alpinen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. – Festschrift Geologisches Institut, 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck, 361–398, Innsbruck. [= KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg 1971, 361–398, Innsbruck]
- MOSTLER, H. (1971): Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 143–149, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Zur Gliederung des Permoskyths im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 155–162, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 171–174, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/1**, 1–30, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiurenskelettelemente (äußere Skeletanhänge) aus der alpinen Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/9**, 1–35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Häufigkeit und Bedeutung der Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/11**, 1–19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Mikrofaunen aus dem Unterkarbon vom Hindukusch. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/12**, 1–19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/4**, 1–19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/10**, 1–36, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die Spiculae triassischer Porifera. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 539–546, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiurenskelettelementen aus triassischen Karbonatgesteinen. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 711–728, Innsbruck.

- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite der Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 729–744, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Ein Beitrag zur Genese mitteltriassischer Crinoidenkalke im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/5**, 1–21, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/6**, 1–29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Neue Holothuriensklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/7**, 1–32, Innsbruck.
- FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1972): Der erste Nachweis von Fossilien (kambrischen Alters) in der Hazira-Formation, Hazara, Pakistan. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/2**, 1–12, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Monographie in V Teilen. Teil I: Die Zahnreihenconodonten der Mittel- und Obertrias. Teil II: Kritische Bemerkungen zur Gattung Neospathodus MOSHER 1968 und zur zeitlichen Einstufung der ihr zugeordneten Arten. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **28/1**, 1–36, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 341–360, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 777–810, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Mikroproblematika aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 989–1012, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Triasconodonten: Erwiderung auf eine Kritik. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/1**, 1–12, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccidiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2/8–9**, 1–60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 2, Wien.
- MOSTLER, H. & PARWIN, P. (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **3/7**, 1–47, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **3/9**, 1–23, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **2**, 45–55, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **4/5–6**, 1–74, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.W. (1974): Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **4/4**, 1–35, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1975): Faziesheteropie mitteltriadischer Beckensedimente im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Internationales Symposium „Geodynamik der Ostalpen“ in Salzburg am 22/23. März 1975, 2, München.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/2**, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & MOSLEH-YAZDI, A. (1975): Neue Poriferen aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation im Elburzgebirge (Iran). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/1**, 1–36, Innsbruck.
- KOZUR, H., MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1975): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/3**, 1–23, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/6**, 1–20, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6/5**, 1–42, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1976): Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6/3**, 1–33, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1976): Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa im Nordiran. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **5/7**, 1–35, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinale im Drauzug. – Geologische Rundschau, **65**, 616–648, Stuttgart.
- KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtina (Slowakei) in das oberste Vise und Serpukhovian (Namur A). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6/1**, 1–29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1977): Zur Paläökologie triadischer Holothurien (Echinodermata). – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **64**, 13–40, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1977): Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6/6**, 1–27, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschiefern im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **6/2**, 1–44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **7/3**, 1–28, Innsbruck.

- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **7/5**, 1–55, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8** (Festschrift W. Heißel), 123–182, Innsbruck.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B.W. & URLICHS, M. (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der *suessi*- und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **4**, 141–174, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommaceae HAECKEL 1862 emend., Artiscaceae HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **9/1–2**, 1–132, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Eine neue Radiolariengattung aus dem höheren Cordevol (Unterkarn) von Göstling (Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **9/4**, 179–181, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1980): Zur Mikrofauna des Unterkambriums in der Haziraformation, Hazara, Pakistan. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **83**, 245–257, Wien.
- MOSTLER, H. (1980): Ein Beitrag zur mitteltriadischen Mikrofauna von Recoaro und Tretto (Vicentin, Italien). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **9/9**, 321–351, Innsbruck.
- DUMITRICA, P., KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1980): Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **10/1**, 1–46, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUSEVSKAJA, 1979, Spongumcea HAECKEL, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommaceae und Nassellaria. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **1**, 208 S., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & PAHR, A. (1981): Triasfossilien im „Cáker Konglomerat“ von Goberling. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1981**, 83–91, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1982): Neue Conodontenarten aus dem Illyr und Fassan der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **11/8**, 291–298, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1982): Entactinaria subordo nov., a new radiolarian suborder. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **11/12**, 399–414, Innsbruck.
- AMEROM, H.W.J. VAN, ANGERER, H. & MOSTLER, H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124/2**, 283–323, Wien.
- MOSTLER, H. (1983): Holothurien-Skleritelemente der jungpaläozoischen Formgattung *Microantyx* (Echinodermata: Holothuroidea). – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **70**, 35–43, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1983): The Polyphyletic Origin and the Classification of the Mesozoic Saturnalids (Radiolaria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **13/1**, 1–47, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10/1**, 87–143, Erlangen.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D.A., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of Transgressional and Regressional Events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen Formation). – 5th European regional meeting of Sedimentology, Marseille, April 1984, Poster-Abstract, 2 S., Marseille.
- MOSTLER, H. (1985): Neue heteractinide Spongien (Calcispongea) aus dem Unter- und Mittelkambrium Südwestsardiniens. – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **72**, 7–32, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Ein Beitrag zur Entwicklung phyllotriaener Megaskleren (Demospongea) aus oberjurassischen Beckensedimenten (Oberalmer Schichten, Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **13/13**, 297–329, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Neue Kieselschwämme aus den Zlambachschichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **13/14**, 331–361, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung und phylogenetischen Stellung der Amphidiscophora und Hexasterophora (Hexactinellida, Porifera). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **78**, 319–359, Wien.
- MOSTLER, H. (1989): Mikrosklere hexactinellider Schwämme aus dem Lias der Nördlichen Kalkalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/4**, 687–700, Wien.
- MOSTLER, H. (1989): Mit „Zygomene“ ausgestattete Dermalia von Kieselschwämmen (Demospongiae) aus pelagischen Sedimenten der Obertrias und des unteren Jura (Nördliche Kalkalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/4**, 701–726, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1989): Radiolarien und Schwammskleren aus dem Unterperm des Vorurals. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **2**, 147–275, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1989): Echinoderm Remains from the Middle Permian (Wordian) from Sosio Valley (Western Sicily). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/4**, 677–685, Wien.
- MOSTLER, H. (1990): Mikrosklere von Demospongien (Porifera) aus dem basalen Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **17**, 119–142, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1990): Hexactinellide Poriferen aus pelagischen Kieselkalken (unterer Lias, Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **17**, 143–178, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1990): Saturnaliacea DEFLANDRE and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettangian of Lenggries/Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **17**, 179–248, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1991): Das Germanische Muschelkalkbecken und seine Beziehungen zum tethyalen Muschelkalkmeer. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Eds.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium, 1991, 11–14, Korb.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991): Pelagic Permian conodonts from an oceanic sequence at Sang-e-Sefid (Fariman, NE-Iran). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **38**, 101–110, Wien.
- MOSTLER, H. & MEHL, D. (1991): On the origin of Hexasterophora and Amphidiscophora (Hexactinellida). – Further discussion of their phylogenetic significance. – Fossil Cnidaria, **19/2**, 13–15, Münster.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1991/92): Neue hexactinellide Poriferen aus der südalpiner Mitteltrias der Karawanken (Kärnten, Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **18**, 131–150, Innsbruck.
- KAYA, O. & MOSTLER, H. (1992): A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. – Newsletters on Stratigraphy, **26.1**, 1–17, Stuttgart.
- MOSTLER, H. (1993): Das Germanische Muschelkalkbecken und seine Beziehungen zum tethyalen Muschelkalkmeer. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991 (Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, **2**), 11–14, Stuttgart.
- MEHL, D. & MOSTLER, H. (1993): Neue Spicula aus dem Karbon und Perm: Konsequenzen für die Evolutionsökologie der Hexactinellida (Porifera), Strategien ihrer Gerüstbildung im Spätpaläozoikum und frühen Mesozoikum. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1993): Neue Ophiuren aus liassischen Slope-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in der Umgebung von Lofer (Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 29–47, Innsbruck.
- KRAINER, K., KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1993): Zur Sedimentologie permischer Tiefseeablagerungen ('Lercara Formation') von Roccapalumba/Sizilien. – In: AMLER, M.R.W. & TIETZE, K.-W. (Eds.): Sediment 93, Kurzfassungen von Vorträgen und Postern. – Geologica et Palaeontologica, **27**, 51, Marburg.
- MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1993/1994): Saturnalide Radiolarien aus dem Langobard der südalpiner Karawanken (Kärnten, Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 93–131, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & BALOGH, Z. (1993/1994): Zur Skelettarchitektur, Entwicklung und stratigraphischen Bedeutung ausgewählter lithistider Schwämme aus dem Oberjura. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 133–153, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & BALOGH, Z. (1993/1994): Spätsedimentäre bis frühdiagenetische Veränderungen an Mikroskleren cricomorpher Demospongien aus dem Oberjura. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 155–163, Innsbruck.
- KOZUR, H., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1993/1994): Middle Triassic conodonts from the southern Karawanken Mountains (Southern Alps) and their stratigraphic importance. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **19**, 165–200, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1994): Der erste Nachweis von agelasiden Schwämmen (Demospongiae) aus dem Jungpaläozoikum. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Festschrift Erik Flügel), **50**, 341–352, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1994): Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **3**, 39–255, Innsbruck.
- OKAY, A.I. & MOSTLER, H. (1994): Carboniferous and Permian radiolarite blocks from the Karakaya Complex in Northwest Turkey. – Turkish Journal of Earth Sciences, **3**, 23–28, Ankara.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Festschrift Erik Flügel), **50**, 257–293, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1995): Guadalupian (Middle Permian) conodonts of sponge-bearing limestones from the margins of the Delaware Basin, West Texas. – Geologia Croatica, **48/2**, 107–128, Zagreb.
- KOZUR, H., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1995): A conodont-rich pelagic Olenekian-Anisian boundary section in the Sosio Valley area, Western Sicily (Italy). – Albertiana, **15**, 24–26, Utrecht.
- MOSTLER, H. (1996): Demospongien mit außergewöhnlich gebauten anatrianen Megaskleren. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 153–171, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1996): Erster Nachweis von rosettenförmigen Holothurien-Skleriten aus oberjurassischen Beckensedimenten (Oberalm-Formation, Nördliche Kalkalpen). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 173–183, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1996): Ein Beitrag zur Genese liassischer Toxa und Forcipes (Skelettelemente von Demospongien). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 185–199, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1996): Polyactinellide Schwämme, eine auf das Paläozoikum beschränkte Calcispongien-Gruppe. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 223–243, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1996): *Iranognathus sosioensis* n. sp., a new Conodont Species from the Changxingian (Late Permian) of Western Sicily. – Geologia Croatica, **49/2**, 129–134, Zagreb.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1996): Longobardian (Late Ladinian) Muelleritortidae (Radiolaria) from the Republic of Bosnia-Herzegovina. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **4**, 83–103, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1996): Longobardian (Late Ladinian) Oertlispongidae (Radiolaria) from the Republic of Bosnia-Herzegovina and the stratigraphic value of advanced Oertlispongidae. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **4**, 105–193, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1996): Radiolarians and facies of the Middle Triassic Loibl Formation, South Alpine Karawanken Mountains (Carinthia, Austria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **4**, 195–269, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., KAYA, O. & MOSTLER, H. (1996): First evidence of Lower to Middle Scythian (Dienerian – Lower Olenekian) radiolarians from the Karakaya Zone of northwestern Turkey. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **4**, 271–285, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., MCKENZIE, K. & MOSTLER, H. (1996): Microcheilinella GEIS (Ostracoda) with preserved "soft parts" from Upper Triassic Hallstatt Limestones of the Alps. – Proceedings of the Second European Ostracodologist Meeting, British Micropalaeontological Society, London 1996, 9–16, London.
- KOZUR, H.W., MOSTLER, H. & REPETSKI, J.E. (1996): „Modern“ siliceous sponges from the lowermost Ordovician (early Ibexian – early Tremadocian) Windfall Formation of the Antelope Range, Eureka County, Nevada, U.S.A. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 201–221, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., MOSTLER, H. & REPETSKI, J.E. (1996): Well-preserved Tremadocian primitive Radiolaria from the Windfall Formation of the Antelope Range, Eureka County, Nevada, U.S.A. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 245–271, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1996): Ichnology and sedimentology of the Early Permian deep-water deposits from the Lercara-Roccapalumba area (Western Sicily, Italy). – Facies, **34/1**, 123–150, Erlangen.

- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Formation. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**, 1–41, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1998): *Sweetospathodus* n. gen. and *Triassospathodus* n. gen., two important Lower Triassic conodont genera. – Geologia Croatica, **51/1**, 1–5, Zagreb.
- MOSTLER, H. & REICH, M. (2001): A new name for *Achistrum brevis* MOSTLER, 1971 (Holothuroidea) [non *Achistrum brevis* GUTSCHICK, 1959 (Holothuroidea)]. – Journal of Micropalaeontology, **20/2**, 126–126, London.
- REICH, M. & MOSTLER, H. (2002): Gillocystis (Echinodermata) aus dem Unter-Karbon Afghanistans. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **10**, 588–596, Stuttgart.
- TEKIN, U.K. & MOSTLER, H. (2005): Longobardian (Middle Triassic) entactinarian and nassellarian radiolaria from the Dinarides of Bosnia and Herzegovina. – Journal of Paleontology, **79/1**, 1–20, Cambridge, Massachusetts.
- TEKIN, U.K. & MOSTLER, H. (2005): Late Ladinian (Middle Triassic) spumellaria (radiolaria) from the Dinarides of Bosnia and Herzegovina. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **111/1**, 21–43, Milano.
- KOZUR, H.W. & MOSTLER, H. (2006): Radiolarien aus dem Lango-bard der Dinariden. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **28**, 23–91, Halle an der Saale.
- MOIX, P., KOZUR, H.W., STÄMPFLI, G.M. & MOSTLER, H. (2007): New paleontological, biostratigraphical and paleogeographic results from the Triassic of the Mersin Mélange, SE Turkey. – New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin **41**, 282–311, Santa Fe.
- KOZUR, H.W. & MOSTLER, H. (2008): Neue Holothurien-Sklerite aus dem unteren Wordian vom Nordwestrand des Delaware Beckens am Südosthang der Guadalupe Mountains (West-Texas, USA). – Geo.Alp, **5**, 107–119, Innsbruck.
- KOZUR, H.W., MOSTLER, H. & REPETSKI, J.E. (2008): A new heteractinellid calcareous sponge from the lowermost Ordovician of Nevada and a discussion of the Suborder Heteractinellidae. – Geo.Alp, **5**, 53–67, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (2009): Ein moderner Kieselschwamm der Gattung *Coelodischela* (Demospongiae) aus pelagischen Kirchsteinkal-ken tiefliassischen Alters (Nördliche Kalkalpen, Deutschland). – Geo.Alp, **6**, 11–17, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (2009): Pedicellarien obernorischer Echiniden aus der Hallstätter Tiefschwellen-Fazies, Nördliche Kalkalpen. – Geo.Alp, **6**, 19–52, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (2011): Pinakide Mikroskleren demospongiider Pori-feren, weit verbreitet in mesozoischen Beckensedimenten der Nördlichen Kalkalpen. – Geo.Alp, **8**, 4–19, Innsbruck.

Dr. Peter Pervesler

(1. September 1951 – 25. Oktober 2015)

Remembering Peter Pervesler

We miss our colleague and friend Univ. Prof. Dr. Peter Pervesler, who passed away on October 25, 2015, after a long and heavy sickness.

Extremely engaged in teaching, especially in organising fieldwork and excursions, he worked until the end of the summer semester 2015 leading and managing the basic course on Palaeobiodiversity for bachelor students in Earth Science from March to June 2015. Contemporaneously, he conducted a field trip for colleagues and students from Warsaw University to Northern Austria, where he demonstrated, together with his friends Harald Lobitzer and Christian Rupp, the Triassic and Cretaceous of the Northern Calcareous Alps and the Cenozoic of the Molasse Zone and Eisenstadt Basin, additionally preparing an excellent field guide for this excursion. A ten-day basic field course for master students followed at the beginning of July 2015, but Peter was then very exhausted. Nevertheless, extremely fighting against sickness, he thought to organise the winter semester courses, but death released him from his severe sufferings.

Born in Vienna, where he passed primary school, he finished secondary modern high school (Realschule) with matriculation examination (Matura) on October 8, 1969. The day next he matriculated at the University of Vienna for studying Palaeontology and Zoology. This was motivated by his interests on collecting fossils and working during senior high school years as an unemployed photographer at the Geological-Palaeontological Division of the Natural History Museum in Vienna, where he had good connections to the director Friedrich Bachmayer (1913–1989).

After finishing the courses on palaeontology at the university, he started a Doctor thesis about Triassic siphonozoa under the supervisor Helmuth Zapfe (1913–1996). Due to his experience as a photographer, he got a half-day job at the Institute of Palaeontology. Unfortunately, the first heavy sickness attacked him at young ages and, besides



the loss of one vocal cord, he had to finish the half-day job and interrupt his study.

From February 1973 to January 1985 he worked as a buying agent and bagman in his father's electric wholesale company. Meanwhile, he changed his PhD-theme to the ichnology of crustacean burrows in the present and past. This was initiated by Friedrich Steininger and Jörg Ott, and the initiating work on living crustaceans in the Northern Adriatic was performed with his friend Peter Dworschak.

After final examination by supervisors Johann Hohenegger and Fritz F. Steininger, his promotion to 'Doctor Philosophiae' took place on July 5, 1985.

From June 1, 1985 to March 31, and since April 1, 1989 he became an assistant professor, getting a permanent position since April 1, 1995. After his habilitation in 2003, he obtained the title University Professor.

Peter Pervesler was very active in teaching and the institute profited from him by organising excursions, field works and collecting or buying material for demonstration or preparation. His main topics in teaching have been general courses in 'Invertebrate Palaeontology', 'Palaeoecology', 'Ichnology' and 'Palaeontological Excavation in Loose Sediments', where in the first years Reinhard Roetzel from the Geological Survey of Austria supported in teaching. Together with Johann Hohenegger, he initiated the 'Actuopalaeontological Field Work' becoming a basic course for bachelor students in Earth Sciences. This course, favoured by students, with participation of Martin Zuschin and Antonino Briguglio in final years was performed in the intertidal of the Bay of Panzano (Northern Adriatic), and his friend Nevio Pugliese from Trieste University supported in excursions to the famous Cretaceous and Palaeogene outcrops of the Karst region.

Peter's performance in English, Italian, French and Czech, the language of his grandmother, was very helpful in excursions to foreign countries, especially into the Czech Republic, Slovakia and Poland. He admired the gorgeous



Peter Pervesler evaluating epoxy casts in the Laboratorio di Biologia Marina, Sorgenti di Aurisina (Trieste) in 1984.

culture of Italy and enjoyed in its foods and vines, thus he often arranged excursions and field works to the famous Neogene outcrops in the northern Apennine, working together with Stefano Dominici. After finishing the annual actuopalaeontological courses, he always brought several bottles of Friulian vine back to Vienna fitting his vine collection.

In his scientific work, he never tried to obtain the leading position and always hesitated and was sceptical about his own work. The main interests in scientific work were on the one side the ichnology and description of burrowing systems in the Recent and Neogene sublittoral, on the other side the taphonomy of Neogene sirenids. He initiated and cooperated as co-applicant in three scientific projects funded by the Austrian Science Foundation (FWF). The first treated the 'Actuopalaeontology of the Bay of Safaga, Red Sea', led by Werner E. Piller and Fritz F. Steininger. The second project examined 'Temporal and spatial changes of microfossil associations and ichnofacies in the Austrian marine Miocene' (co-applicant with Johann Hohenegger and Fred Rögl) and the third outlined 'Palaeoenvironmental changes during the Middle Miocene' (co-applicant with Johann Hohenegger and Christian Rupp). He then became the chief editor of two special issues in *Geologica Carpathica* that treated the main results of the two FWF projects where he was a co-applicant.

Extremely helpful in organising lectures, scientific work and administration matters for colleagues, guests and students, he often alienated people by the confronting way of argumentation. Nevertheless, we lost a good colleague and we will miss his humorously critical comments about life, politics, science, palaeontology, religion (he was an active Buddhist) and disagreeable colleagues to be cocksure of oneself.

JOHANN HOHENEGGER
Institute of Palaeontology, University of Vienna

Die aktuopaläontologischen Arbeiten mit Peter Pervesler

Ich kann mich nicht mehr genau erinnern, wann ich (PCD) Peter Pervesler (PP), den wir alle *Perv* nannten, das erste Mal getroffen habe. Es muss etwa 1981 oder 1982 gewesen sein. Ich war gerade dabei, meine Dissertation über die Biologie eines grabenden Krebses abzuschließen, *Perv* befand sich mitten in den Arbeiten zu seiner Dissertation über fossile Bauten. Im 1982 eingereichten kooperativen (Institute für Paläontologie, Zoologie und Geologie der Universität Wien) FWF-Projekt P5059 „Aktuopaläontologische Untersuchungen der Flachsee“ (Leiter: Fritz F. Steininger) waren wir beide als Mitarbeiter vorgesehen. Das Projekt wurde 1983 bewilligt und im Mai dieses Jahres starteten *Perv* und ich das erste Mal zu gemeinsamen Feldarbeiten nach Italien (Lido di Staranzano bei Monfalcone), wo wir Stechkästen nahmen, Lackabzüge herstellten und Ausgüsse der Bauten mit Epoxyharz anfertigten. Dabei erkundeten wir auch die Arbeitsmöglichkeiten an der meeresbiologischen Station in Aurisina bei Triest. Es folgten Feldarbeiten im Juli in Rovinj, Kroatien (PCD), und in Aurisina (PP) sowie im September in Piran, Slowenien (PCD). Im darauffolgenden Jahr hatten wir bereits eine ansehnliche Sammlung von Ausgüssen, die wir in einer Vitrine am Biozentrum ab Mitte 1984 ausstellten (Vergleich rezenter und fossiler Lebensspuren). Im Oktober/November 1984 nahmen *Perv* und ich an der Erkundungsexkursion zum geplanten aktuopaläontologischen Projekt in Safaga, Ägypten, teil. Dort gossen wir wieder jede Menge Bauten aus. Im Mai, Juni, August und September 1985 folgten noch mehrere Forschungsaufenthalte in Lido di Staranzano und Aurisina, im Juni wurde das Folgeprojekt FWF P5915 „Vergleich rezenter und fossiler Krebsbauten“ (Leiter: Fritz F. Steininger) eingereicht. Im selben Jahr wurde das FWF Projekt P5877 „Aktualistische Studien in der Nördlichen Bucht von Safaga, Rotes Meer, Ägypten“ (Leiter: Fritz F. Steininger) bewilligt, an dem nur PP beteiligt



Peter Pervesler with an epoxy cast of an *Upogebia* burrow, taken 2013 during the actual palaeontological basic course for Earth Science students in the tidal flat of Lido di Staranzano, Italy.

war. Ende des Jahres erschien unsere erste gemeinsame Publikation über die Bauten von *Jaxea nocturna* (PERVESLER & DWORSCHAK, 1985). Während ich meine Arbeiten zur Biologie in der Adria (August, September 1986) fortsetzte bzw. in die Karibik (November 1987) erweiterte, erforschte *Perv* im Mai und Oktober 1986 und im Juli 1987 Lebensspuren in Safaga und produzierte dabei eine große Zahl interessanter Ausgänge, die wenigsten leider mit Hinweis auf den Erzeuger. Im August 1987 lief das Folgeprojekt aus und ich musste meinen Lebensunterhalt anderweitig bestreiten. Gemeinsam brachten *Perv* und ich noch die Publikation über die Bauten von *Callianassa bouvieri* aus Safaga zum Abschluss (DWORSCHAK & PERVESLER, 1988). *Perv* war nach seiner Promotion als Assistent am Institut für Paläontologie angestellt und beschäftigte sich dann intensiv mit Seekühen, während ich ab 1990 im Gesundheitsministerium arbeitete. Nach meiner Anstellung in der Crustaceen-Sammlung des Naturhistorischen Museums ab 1995 unternahmen wir 1996 einen Anlauf, um über die Bauten aus der Bucht von Safaga zu publizieren. Das verlief zuerst im Sand; zu viele Bauten ließen sich keinem Erzeuger zuordnen. Erst im Jahr 2000 bereiteten wir die Publikation über die Bauten von *Alpheus migrans* vor, die zwei Jahre später erschien (DWORSCHAK & PERVESLER, 2002). Danach hatten wir nur wenig Kontakt. Im Jahr 2010 nahmen wir beide am „Workshop on crustacean bioturbation, fossil and recent“ in Lepe (Spanien) teil, den Jordi de Gibert (der uns bereits 2012 viel zu früh verließ) organisiert hatte. Wir genossen die Vorträge über fossile und rezente Bauten, die Fachgespräche mit den Kollegen, die Exkursionen zu Sandgruben und Marschen, und vor allem die andalusische Gastfreundschaft und Küche. Danach riss der Kontakt zu *Perv* leider wieder ab. Es war daher ein umso größerer Schock für mich, als ich im Oktober 2015 die Nachricht erhielt, dass *Perv* von uns gegangen war.

PETER C. DWORSCHAK
Naturhistorisches Museum Wien,
Dritte Zoologische Abteilung

Peter Perveslers work in Oligocene and Miocene deposits of Austria

I started working with Peter in 1985, when he finished his thesis and returned to University. As he was also working about Neogene sediments, we had the same interests and began a close cooperation very soon.

In the following 20 years we carried out a lot of very interesting and important projects like the excavations of sirenians in Eggenburgian sediments of Kühnring (together with Fritz F. Steininger, 1985, and from 1988 to 1991) and Sonndorf (1995 and 1996) or the big scientific excavations in the Badenian of Grund and Immendorf in 1998, 1999, and 2003.

Peter, at first together with Fritz F. Steininger, conducted many field seminars and excavations with students, like in Maigen, Burgschleinitz, Brunnstube Eggenburg, Oberholz, Limberg, Nonndorf, Mold, Hollabrunn, Grund, Immendorf, St. Margarethen, Gainfarn, Hermannschacht, Kleinebersdorf, Pellendorf, Prambachkirchen, or Retznei-Wagna, where I could participate until 2003.

In his lectures and field courses, Peter always attempted to express his explanations clear and comprehensible to his students. As Peter's work was well structured and innovative, it was always a pleasure to cooperate with him.

Peter was the one who established well defined excavation techniques and methods in the Vienna Institute of Palaeontology, which he took over from archaeology, and developed new devices for the fieldwork. He put great emphasis on the exact documentation of a scientific excavation by geodetic measurements. For the excavation of fossil vertebrates he introduced the documentation by a laser-pantograph and for the recording of trace fossils in soft sediments he developed a serial-scraper (“Serienschnitt-Folienmethode”; PERVESLER, 1983), which he improved during time. Peter also reached mastery in the doc-



Peter Pervesler preparing a lacquer peel 1999 in Grund (left) and working with a self-constructed serial-scraper for the documentation of crustacean burrows 2000 in Weinzierbruck (right).

umentation of geological profiles by lacquer peels and the preparation of trace fossils by air pressure.

Museums, like the Landesmuseum in St. Pölten, the Krauletz-Museum in Eggenburg, the Stonemason-Museum in Zogelsdorf, or the City-Museum in Bad Vöslau, exhibit skeletons of sirenians, which were excavated and prepared by him and his colleagues from the preparation section of the Institute in very high quality. Especially the cooperation of Peter Pervesler with Daryl Domning from Howard University, Washington, led to two important papers about the taxonomy of Lower and Middle Miocene sirenians (DOMNING & PERVESLER, 2001, 2012).

Together with Fritz F. Steininger and a lot of colleagues he also relevantly participated on the design and presentation of geological and palaeontological exhibitions in the museums in Eggenburg, Zogelsdorf, and Obernholz.

Due to his critical mind he was often questioning fundamental issues in scientific discussions and also toward his colleagues. However, in the same way he was critical against himself, which sometimes led to self-doubt and discontent and in some instances made work with him challenging.

Fortunately, I never had problems with Peter as in some cases we resembled, and further we were not working so close together. Therefore, our scientific cooperation was quite productive and through the years we published a lot of nice papers, like about taphonomy of the sirenians of Kühnring (PERVESLER et al., 1995), storm-induced deposits of the Grund Formation (ROETZEL & PERVESLER, 2004a), or the ichnofauna of the Eggenburgian Burgschleinitz Formation (PERVESLER et al., 2011a). However, we still had material for much more and further publications were planned but could not be realised together anymore, like about the water-tunnel in the Brunnstube in Eggenburg.

Peter's passing away so early is a great loss and I shall keep him and his friendship in fond memory.

REINHARD ROETZEL
Geological Survey of Austria

Peter Pervesler als Ichnologe und Kollege

Seit der Zeit seiner Dissertation war für Peter Pervesler Ichnologie ein wichtiges, für einige Jahre auch sein dominantes Forschungsthema. Sein frühes Interesse galt der Erforschung fossiler Crustaceenbauten, die in den miozänen Molassesedimenten der alpinen Vortiefe oder des Wiener Beckens weit verbreitet sind. Diese Ablagerungen standen Zeit seines Lebens im Zentrum seiner Forschungen. Rezente Crustaceenbauten studierte er im Roten Meer, hauptsächlich in der Bucht von Safaga (Ägypten) und in der nördlichen Adria. Peter war versiert in Präparationsarbeiten und wandte auch neue Methoden an. So entwickelte er die „Serienschnitt-Folienmethode“ zur Erforschung von Spurenfossilien in gering verfestigten Sanden. Durch die zeichnerische Dokumentation serieller Schnitte auf Folie war es ihm möglich, dreidimensionale Glasmodelle herzustellen (PERVESLER, 1983). Als einer der ersten verwendete er Druckluft, um Bauten in lockeren Sanden freizulegen. Durch diese Techniken erschloss er die dritte Dimension von Spurenfossilien und schuf so einmalige Präparate; einige sind heute an der Universität Wien und an der Geologischen Bundesanstalt ausgestellt.

Peter organisierte zahlreiche große Grabungskampagnen, wo seine Erfahrung und sein Wissen über Fossilpräparation und Grabungslogistik wichtige Grundlagen für deren

Erfolg waren. Besonders zu erwähnen sind seine mehrjährigen Ausgrabungen fossiler Sirenen („Seekühe“).

Ichnologische Forschungen in rezenten Bereichen basieren auf der Detailkartierung von Habitaten und Ausgüssen von Bauten mit Epoxidharz (PERVESLER, 1990, 2003a; PERVESLER et al., 2002a, b, 2005, 2010). Tauchgänge in der Bucht von Safaga führten ihn in Rekordtiefen bis zu 50 m, wo er Ausgüsse herstellte. Dadurch war es ihm möglich, Crustaceenbauten im Detail zu dokumentieren (PERVESLER & DWORSCHAK, 1985; DWORSCHAK & PERVESLER, 1988, 2002), aber noch harren weitere dieser Bauten der Bearbeitung.

In Zusammenarbeit mit Johann Hohenegger (Universität Wien) gelang es ihm, eine orientierte Ausrichtung von Crustaceenbauten in der nördlichen Adria, aber auch im Miozän in Österreich, nachzuweisen (HOHENEGGER & PERVESLER, 1985; PERVESLER & HOHENEGGER, 2006). Die Ergebnisse dieser Forschungen in den miozänen Ablagerungen Österreichs sind in zahlreichen Publikationen mit verschiedenen Co-Autoren dokumentiert. Sie betreffen etwa die chemo-symbiotische Ernährung der Bivalve *Thyasira* (ZUSCHIN et al., 2001), die ebenfalls durch das neu beschriebene Spurenfossil *Saronichnus abeli* (PERVESLER & ZUSCHIN, 2004) gekennzeichnet ist.

Ein großer Forschungsaufwand war mit einer Kernbohrung am Stratotyp des Badeniums (Miozän) bei Baden südlich von Wien verbunden. In diesen, vorwiegend pelitischen Ablagerungen konnte der Zusammenhang zwischen Spurenfossil-Abfolgen und den Milanković-Zyklen nachgewiesen werden (PERVESLER et al., 2008b, 2009, 2011c; HOHENEGGER et al., 2009a). Paläontologische Grabungen in Sanden der mittelmiozänen Grund-Formation im nordöstlichen Niederösterreich, die durch Spurenfossilien eines sturmbeeinflussten Schelfs charakterisiert ist, erbrachten eine Reihe neuer Ergebnisse (PERVESLER et al., 2004a, b; ROETZEL & PERVESLER, 2004a; PERVESLER & UCHMAN, 2004, 2005). Zu erwähnen sind hier einzigartige Exemplare von *Zoophycos* und *Asterosoma*, die durch die Präparati-

on mit Druckluft freigelegt werden konnten. Spurenfossilien aus dem flachmarinen Bereich der untermiozänen Burgschleinitz-Formation nordwestlich von Wien waren Thema einer eigenen ausführlichen Darstellung (PERVESLER et al., 2008d, 2011a). Diese Formation ist auch durch die erstmalige Beschreibung von *Thalassinoides* durch Ehrenberg bekannt. Weitere ichnologische Besonderheiten wurden aus dem Miozän des Steirischen Beckens dokumentiert (HOHENEGGER et al., 2009b).

Peter Pervesler initiierte auch zahlreichen Forschungen im Norden Italiens. Interessante Ergebnisse ergaben sich aus der zunächst nicht geplanten Analyse von Spuren rezenter Amphipoden und Isopoden in Abhängigkeit von der Konsistenz des Untergrundssubstrates in der Adria und resultierten in der gemeinsamen Publikation von UCHMAN & PERVESLER (2006a). Studien in pliozänen und pleistozänen Ablagerungen des Stirone-Profiles in Norditalien inkludierten sequenzstratigrafische Analysen basierend auf ichnologischen Daten (UCHMAN & PERVESLER, 2006b, 2007b; PERVESLER et al., 2011b), ebenso wie Bearbeitungen von *Dactyloidites peniculus* (UCHMAN & PERVESLER, 2007a) und *Parmaichnus stironensis* (PERVESLER & UCHMAN, 2009).

Das letzte, nicht realisierte Thema betraf die „Pinsdorfer Versteinerung“, ein großes, wirbelsäulenähnliches Spurenfossil der Oberkreide im Rhenodanubischen Flysch in Oberösterreich (UCHMAN & PERVESLER, 2014).

Erstmals hatte ich Peter im Zuge einer Tagung im April 2002 in Österreich getroffen. Seit damals arbeiteten wir kontinuierlich zusammen und nahmen an gemeinsamen Grabungskampagnen in Österreich und Italien oder Arbeitstreffen teil. Peter kam gewöhnlich im Spätherbst nach Krakau, um gemeinsam an einer Publikation zu arbeiten. Er kam immer bestens vorbereitet mit seinen feinen und detaillierten Zeichnungen, die er mit seiner ihm eigenen dokumentarischen Akribie erstellte. Nach einem arbeitsreichen Tag genoss er den Besuch seines Lieblingslokals mit lokaler polnischer Küche, das er – in seiner ihm typischen Art – „Perv-bar“, nannte. In diesen Mußbestunden eröffnete



Peter Pervesler und Alfred Uchman dokumentieren im Jahr 2010 Spurenfossilien in der Sandgrube Burgschleinitz.

sich Peters breit gefächertes Wissen und Interesse im Bereich Kultur, Geschichte, Kunst und Architektur. Gewöhnlich nahmen diese Gespräche philosophischen Charakter an. Seine Sicht der Welt aus der Perspektive eines nicht-orthodoxen Buddhisten, der im europäischen Kulturkreis lebte, erwies sich als sehr interessant. Diese Konversationen zeichneten sich von einer feinen, weltoffenen Art aus und waren begleitet von subtilem Humor, der nicht immer politisch korrekt gewesen sein mag. Persönlich war ich stets von seiner Gastfreundschaft und Höflichkeit beeindruckt; von einem Menschen der selber nie im Mittelpunkt stehen wollte und es vorzog, andere zu unterstützen – ich bin glücklich, ihm begegnet zu sein.

ALFRED UCHMAN

Jagiellonian University, Institute of Geological Sciences,
Kraków, Poland

Der Seekuhfund von Gainfarn 2006–2009

Mit großer Bestürzung hörte ich Ende Oktober 2015 vom unerwarteten Ableben von Univ. Prof. Dr. Peter Pervesler. Sofort hatte ich wieder die Bilder vor Augen, als ich mit ihm bei einer Institutsgrabung im Jahr 2000 in Gainfarn und 2006 bei einer Seekuhbergung, ebenfalls in Gainfarn, zusammenarbeiten durfte.

Fast genau zehn Jahre ist es jetzt her, dass durch einen glücklichen Zufall ein überaus bedeutender Fund in den Weinbergen von Bad Vöslau gemacht werden konnte. Nach einer mehr als einmonatigen wissenschaftlichen Grabung wurde das fast vollständige Skelett einer Gabelschwanzseekuh geborgen, die vor mehr als 15 Millionen Jahren hier in der „Gainfarn Bucht“ in einem warmen Meer gelebt hat.

Im Mai 2006 fand die Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Bad Vöslau statt. Da die fossile Molluskenfauna von Gainfarn auf Grund ihrer Artenfülle und der sehr guten Erhaltung Weltruf genießt, lag es nahe, hier einen Exkursionspunkt zu setzen. Dank freundlicher Genehmigung des Grundeigentümers und großer Unterstützung von Seiten der Gemeinde Bad Vöslau, konnte an den Hängen des Lindenberges eine Grabung anfangs unter meiner Leitung durchgeführt werden. Ziel war es, einerseits aufgeschlossene Schichten der „Gainfarn Mergel und Sande“ zu zeigen, andererseits sollte Fundmaterial für das Stadtmuseum Bad Vöslau geborgen werden. Was jedoch im Zuge dieser Grabung ans Tageslicht kam, konnte niemand vorher erahnen. Das anfangs kleine Stück Seekuhrippe stellte sich nach vorsichtiger weiterer Freilegung als Teil eines großen Skelettverbandes heraus. Der Traum fast eines jeden Privatsammlers ist es, einmal einen „großen Fund“ zu machen. Wichtig dabei ist aber auch einschätzen zu können, wann man wissenschaftliche „Hilfe“ erbitten sollte, um die Fülle der Informationen, die so ein Fund darstellt, nicht zu zerstören. Daher wurde umgehend das Institut für Paläontologie der Universität Wien telefonisch von mir verständigt.

Sofort am nächsten Tag begann die wissenschaftliche Ausgrabung nun unter der Leitung von Peter Pervesler,

der schon viel Erfahrung bei der Bergung von Seekuhskelletten im Eggenburger Raum sammeln konnte. Es erfüllte mich mit Stolz, dass er meinen Beschreibungen am Telefon scheinbar so weit vertraute, dass er gleich seine Präparatoren und benötigtes Grabungsmaterial samt einem 16 m²-Zelt mitgebracht hatte. Keine Selbstverständlichkeit, wenn man seine nicht immer begründete Meinung über Privatsammler kannte. Trotzdem wurde ich von ihm bis zu seinem Lebensende, mit einem Augenzwinkern, als „Raubgräber“ bezeichnet, was unserem freundschaftlichen Verhältnis aber keinen Abbruch tat. In dem nun folgenden Grabungsmonat durfte ich viel über die Freilegung, Dokumentation und Bergung von Fossilien von ihm lernen. Andererseits glaube ich, dass auch er erkannt hat, dass Privatsammler nicht zwangsweise „Gegner“, sondern auch durchaus nützliche Hilfe für die Wissenschaft darstellen können.

Nicht sehr glücklich war er anfangs über das mediale Interesse der verständigten Zeitungen und auch über einen Kurzbericht im Fernsehen, da sie ihm seiner Meinung nach wertvolle Grabungszeit stahlen. Immer wieder witzelte er darüber, ob nun nicht auch noch bald die Prawda von ihm ein Interview wolle. Wie wichtig die korrekte Weitergabe von Information an die Medien ist, zeigte sich aber auch ihm, als er von einer nicht einbezogenen, österreichischen Zeitung in einem Artikel als „Hobbyarchäologe“ bezeichnet wurde. Tagelang „erfreuten“ sich die Grabungsteilnehmer an seinem Grimm, wenn er von uns mit diesem „Titel“ angesprochen wurde. Aber wie heißt es so schön, „Wer austeilt, muss auch einstecken können“, und das tat er auch.

Nach mehr als einem Monat war es geschafft. Alle Knochen waren fachgerecht vermessen, fotografiert, planmäßig erfasst und für den Abtransport zur weiteren Präparation an der Universität Wien vorbereitet. Sogar eine 3D-Aufnahme wurde von der Fundsituation gemacht. Eine gründliche Dokumentation war ihm sehr wichtig und half ihm bei der weiteren wissenschaftlichen Bearbeitung. Dadurch war es ihm auch möglich, gemeinsam mit einem Fachkollegen, Dr. Daryl Domning von der Howard Universität Washington, eine komplette Überarbeitung aller bisherigen Seekuhfunde aus dem Badenium von Österreich herauszugeben. Ergebnis war, dass die bisherige Gattung *Thalattosiren* gestrichen werden konnte und alle Funde nun der Art *Metaxytherium medium* (DESMAREST 1822) zuzuordnen sind.

Nach drei Jahren Präparationszeit war es dann soweit. Dank vieler Stunden Arbeitszeit durch die beiden Präparatoren der Universität Wien, Valentin Perlinger und Franz Mayer, konnte der Seekuhfund wieder nach Bad Vöslau ins Stadtmuseum zurückkehren und unter der fachgerechten Aufsicht von Peter Pervesler in Fundsituation den Museumsbesuchern gezeigt werden. Viele Stunden investierte er in diese Arbeit. Am Eröffnungstag, dem 09. Mai 2009, der unter großem Publikumsinteresse vonstattenging, konnte man aber auch ihm die Freude über die gelungene Ausstellung ansehen.

Dank der sehr guten Zusammenarbeit von Wissenschaft und Privatleuten ist heute die Seekuh *Linda* allen Bad Vöslauern ein Begriff. Den Namen *Linda* erhielt sie von uns seit Beginn der Grabung, da sie am Lindenberg gefunden wurde, und sogar der Grundstückseigentümer Lindenberg hieß.



Peter Pervesler documenting a seacow-skeleton with a laser-pantograph at the Gainfarn excavation in 2006.

Ein deutliches Zeichen von der wissenschaftlichen und handwerklichen Arbeit, die hier geleistet wurde, ist nicht nur im Museum zu sehen, sondern zierte auch in Form von zwei großen, humorvollen Skulpturen der Seekuh *Linda* das Ortsbild von Bad Vöslau, das nun um ein Wahrzeichen reicher ist. Viele Fotos von Touristen, welche die Stadt jedes Jahr besuchen, zeugen von der „Ältesten Bad Vöslauerin“, die einst hier gelebt hat. Damit untrennbar verbunden ist aber auch der Name Peter Pervesler, der immer einen gebührenden Platz in der Stadtgeschichte haben wird.

GERHARD WANZENBÖCK
Privatsammler, Bad Vöslau

Peter Pervesler, the person

Winter 2009 I came to the Department of Palaeontology at the University of Vienna for a short research stay. It was during the students' winter break and the place and its corridors looked empty. Karl Rauscher – the curator of the palaeontological collection – asked me whether I knew anyone at the Department. I said I didn't, but I had the feeling that I may have met someone while attending the Ichnology Congress. That person was Peter Pervesler. Without saying anything to me, Karl went to find Peter and surprised him by saying: 'She is waiting for you'. This is how my acquaintance and later friendship with Peter Pervesler started. Peter found a key to the laboratories for me, guided me through the labyrinths of library bookshelves full of classical palaeontological works, and introduced me to Benjamin and Antonello – then PhD students. Then he quickly pointed out: 'You are not on holidays' and showed me the laboratory where I could make pictures of ammonites. There was nothing else for me to ask; he anticipated

all my wishes and needs. He acted in the way that I witnessed many times afterwards: when he could lend a hand or recommend his professional contacts to someone – he did it without hesitation and always in a gracious and selfless manner which was typical of him. From that time I remember Peter as a man full of energy who, with his spontaneous attitude, brought lots of enlightenment. He used to surprise people with his repartees and quick-witted comments, amusing but equally bewildering at times. His interesting personality was evident, as was the fact that he was not into any sort of fashion.

Peter received a comprehensive education at school and the warm family atmosphere of his parental home encouraged the development of his interests. His love of palaeontology came from his father and mostly from his father's colleague – a professor of the Natural History Museum in Vienna. The three of them used to go on Sunday trips to the countryside looking for fossils and so young Peter caught the palaeontology bug.

Peter often spoke about his father who was a qualified engineer and devoted his free time for constructing various devices, one of which, a type of *camera obscura* innovation, he patented. From his father Peter inherited an engineering aptitude and love of history. Following on in his father's footsteps, Peter created his own original technical devices, some of them proved very useful in palaeontological excavations and were much appreciated by his colleagues. He also loved to collect old lithography, maps, and antiques that he mostly restored himself. In his flat there was a stylish old tiled stove. When asked where it came from, Peter told me that he had accidentally come across the tiles being thrown into the street by someone who was dismantling an unwanted stove in a distant part of Vienna. Needless to say, Peter took the tiles, one by one, in his rucksack and put the stove back together himself. Yes, any old artefacts were getting a new lease of life in Peter's hands.



Ewa Głowniak and Peter Pervesler on Lovćen during a Montenegro excursion in August 2010.

Displayed under the ceiling in the Vienna University there is a cast of a complete Miocene sea cow's skeleton. This *curiosum* together with a whole history of its finding reminds me about Peter as a scientist. Peter told me the story how it was found by an amateur palaeontologist, excavated and the remains scientifically processed. Later I had an opportunity to read about it and other similar discoveries in Lower Austria, in the papers co-authored by Peter. Talking with Peter one could easily find out that his profession was his vocation.

Peter was highly integrated with his team of co-workers. Together with Dr. Johann Hohenegger they created a very open and friendly climate for PhD students and visitors to the University. They complemented each other; their erudition was very impressive. Our daily coffee breaks in Johann's room were unforgettable as they were talking about work but also about history, Romans, *Carnuntum*, etymology of names, what is worth seeing in Vienna, and where is a final resting place of the last Polish king. After work Peter and I used to go sightseeing together in Vienna. With his knowledge of history Peter was irreplaceable as a guide and introduced me to the beauty of old Vienna and many other interesting places.

The work with his students was very high on Peter's agenda. After long hours spent with his students he used to say ..."Elixir!" and he never seemed to be tired or disenchanted with the work. We happened to organize together two large geology courses for students. I observed Peter working efficiently and methodically. He initiated a lot of ideas and could implement the ideas of others and devel-

op them; even the most sophisticated ones. Peter had very many professional contacts and people he could invite to join in his projects. The students therefore had the benefit of working with the best specialists at all times.

Peter was quick and impatient in his private life but he became akin to a Benedictine monk when it came to organising lectures or courses for the students. He patiently and thoughtfully worked on every last detail of his field guide books for the students, which had been prepared based on the very latest scientific publications, edited by him at high editorial quality.

I also had an opportunity to see Peter's work in the field. He was focused on a methodical and accurate working on his own initiative. Working with him was an excellent partnership. The fruit of this work is our conference abstract, which is his very last written scientific work.

You did not have to know Peter very long to become aware that he carried with him an unwanted memory of his severe disease in his youth and related uncertainty of future. In spite of this he was full of vitality, receptive mind and generosity for all who gained his trust. I do not know another person like him. Peter was trustworthy, loyal and reliable; all who worked with him and his personal friends can testify to this. We have a saying in Poland about such a person: 'do tańca i do rózańca' which simply means you could rely on him in every situation.

EWA GŁOWNIAK
University of Warsaw, Faculty of Geology, Warsaw, Poland

List of publications of Peter Pervesler

Articles

1983–2000

PERVESLER, P. (1983): Gelände und Labor-Methoden zur Rekonstruktion von Lebensspuren (Gangsystemen) nach der Serienschicht-Folienmethode. – *Der Präparator*, **29/3**, 109–112, Bochum.

PERVESLER, P. (1985): Zum Vergleich fossiler und rezenter Crustaceenbauten. – Dissertation, Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, II + 123 S., Wien.

HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P. (1985): Orientation of crustacean burrows. – *Lethaia*, **18**, 323–339, Oslo.

PERVESLER, P. & DWORSCHAK, P.C. (1985): Burrows of *Jaxea nocturna* NARDO in the Gulf of Trieste. – *Senckenbergiana maritima*, **17/1/3**, 33–53, Frankfurt am Main.

PERVESLER, P. & STEININGER, F.F. (1986): Die Seekuh *Metaxytherium krahuletzii*: Skelett eines 22 Millionen Jahre alten Meeressäugertieres aus Kühnring. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **7**, 1–12, Eggenburg.

PERVESLER, P. (1988): Current work. – *Ichnology Newsletter*, **17**, 22, 29, Baton Rouge.

DWORSCHAK, P.C. & PERVESLER, P. (1988): Burrows of *Callianassa bouvieri* NOBILI 1904 from Safaga (Egypt, Red Sea) with some remarks on the biology of the species. – *Senckenbergiana maritima*, **20**, 1–17, Frankfurt am Main.

PILLER, W. & PERVESLER, P. (1989): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): An actinopaleontological approach. I. Topography and Bottom Facies. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **15**, 103–147, Wien.

PERVESLER, P. (1990): Die Nördliche Bucht von Safaga (Rotes Meer, Ägypten): ein aktuopaläontologisches Beispiel, Verteilung von Lebensspuren. – *Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **43**, 75–76, Hannover.

PERVESLER, P. (1991): Spuren im Sand – Lebensspuren. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **12**, 71–74, Eggenburg.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1991a): Das Leichenfeld von Kühnring. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **12**, 97–101, Eggenburg.

FRASL, G., STEININGER, F.F., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RUPP, C. & JENKE, Y. (1991): Haltepunkt 3 Kühnring. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 166–171, Wien.

STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P., NEBELSICK, J. & JENKE, Y. (1991a): Haltepunkt 1 Maigen – Sandgrube Stranzl. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 161–165, Wien.

STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P. & PILLER, W.E. (1991b): Haltepunkt 11 Oberholz – Sandgrube Hammerschmid. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 184–186, Wien.

ROETZEL, R., STEININGER, F.F. & PERVESLER, P. (1991): Haltepunkt 15 Burgschleinitz – Kirchenbruch. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 195–197, Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1995): Taphonomie der Sirenen in den marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozän) der Gemeindegandgrube Kühnring (Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/1**, 89–121, Wien.

PERVESLER, P. (1996): Rekonstruktion einer Sirenenfundsituation aus dem Untermiozän von Niederösterreich. – *Der Präparator*, **42/3**, 75–80, Bochum.

ZUSCHIN, M. & PERVESLER, P. (1996a): Estimated preservation potential of secondary hardground communities in the northern Gulf of Trieste. – In: MELÉNDEZ HEVIA, G., BLASCO SANCHO, F. & PÉREZ URRESTI, I. (Eds.): *Comunicación de la II Reunión de Tafonomía y fosilización* (13 al 15 de junio de 1996), 421–424, Zaragoza.

ZUSCHIN, M. & PERVESLER, P. (1996b): Secondary hardground-communities in the Northern Gulf of Trieste, Adriatic Sea. – *Senckenbergiana maritima*, **28/1–3**, 53–63, Frankfurt am Main.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. mit Beiträgen von PERVESLER, P., RUPP, C., SCHULTZ, O., STEININGER F.F., STOJASPAL, F. & ZORN, I. (1996): Exkursion B2. Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitsedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **33**, 43 S., Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1996a): Taphonomy of the Sirenians in the shallow marine sediments (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgian, Lower Miocene) of Kühnring (Lower Austria). – In: MELÉNDEZ HEVIA, G., BLASCO SANCHO, F. & PÉREZ URRESTI, I. (Eds.): *Comunicación de la II Reunión de Tafonomía y fosilización* (13 al 15 de junio de 1996), 319–326, Zaragoza.

PERVESLER, P. (1997): Vom Tethys Ozean zum Meer der Wiener. Eine paläontologische Zeitreise vom Tropenmeer zum Steppensee – In: PRÄSIDIUM DER ÖSTERREICHISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (Hrsg.): *schafft:wissen Lesebuch*, 71–74, Wien.

PERVESLER, P. & NAGEL, D. (1998): Vom Tethys Ozean zu vergletscherten Bergen. Paläontologische Zeitreise vom Tropenmeer zum Eissteppe – In: NAGEL, D. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur 5. Jahrestagung der ÖPG in Lunz/See*, 19–20, Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & MANDIC, O. (1998a): Sirenenlagerstätten in den marinen Flachwasser-Ablagerungen der Eggenburger Bucht (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozän). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **23**, 87–103, Innsbruck.

ROETZEL, R., PERVESLER, P., MANDIC, O., HARZHAUSER, M., FINGER, F. & DECKER, K. (1999a): B5 Limberg – Steinbruch Hengl. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz-Hollabrunn*, 298–306, Wien.

ROETZEL, R., PERVESLER, P., DAXNER-HÖCK, G., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., ZUSCHIN, M. & CÍCHA, I. (1999b): C4 Grund – Kellergasse. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz-Hollabrunn*, 328–334, Wien.

ZUSCHIN, M., STACHOWITSCH, M., PERVESLER, P. & KOLLMANN, H. (1999): Structural features and taphonomic pathways of a high-biomass epifauna in the northern Gulf of Trieste, Adriatic Sea. – *Lethaia*, **32**, 299–317, Oslo.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & DOMNING, D.P. (2000): Lower Miocene Seacows from Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 213–215, Wien.

2001–2015

PERVESLER, P. (2001a): Bioturbationen als Anzeiger fossiler Umweltparameter. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **45**, 172–173, Wien.

- DOMNING, D.P. & PERVESLER, P. (2001): The Osteology and Relationships of *Metaxytherium krauletzki* DEPÉRET, 1895 (Mammalia: Sirenia). – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **553**, 1–89, Frankfurt am Main.
- ZUSCHIN, M., MANDIC, O., HARZHAUSER, M. & PERVESLER, P. (2001): Fossil evidence for chemoautotrophic bacterial symbiosis in the thyasirid bivalve *Thyasira michelottii* from the Middle Miocene (Badenium) of Austria. – *Historical Biology*, **15**, 223–234, Chur.
- PERVESLER, P. (2002): Crustaceenbauten aus dem Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – In: SOVIS, W. & SCHMID, B. (Hrsg.): Das Karpat des Korneuburger Beckens, Teil. 2. – Beiträge zur Paläontologie, **27**, 333–337, Wien.
- DWORSCHAK, P.C. & PERVESLER, P. (2002): *Alpheus migrans* LEWINSOHN & HOLTHUIS, 1978 (Decapoda, Caridea, Alpheidae): burrow morphology and first record from the Red Sea. – *Crustaceana*, **75/3**, 351–357, Leiden. <http://dx.doi.org/10.1163/156854002760095426>
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., BAAL, C. & PUGLIESE, N. (2002a): Intertidal close to the Lido di Staranzano. – In: HOHENEGGER, J., MELIS, R., PERVESLER, P. & PUGLIESE, N. (Eds.): The Third International Congress „Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology EMMM’2002”, Trieste, September 6th–9th 2002, Field Excursion Guide, Friuli Lakes, Gulf of Trieste, Karst, Aquileia. Vienna University (Institute of Paleontology) and Università degli Studi di Trieste (Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine), 15–20, Trieste.
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J. & BAAL, C. (2002b): Subtidal along a line from Aurisina to the Isonzo river mouth. – In: HOHENEGGER, J., MELIS, R., PERVESLER, P. & PUGLIESE, N. (Eds.): The Third International Congress „Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology EMMM’2002”, Trieste, September 6th–9th 2002, Field Excursion Guide, Friuli Lakes, Gulf of Trieste, Karst, Aquileia. Vienna University (Institute of Paleontology) and Università degli Studi di Trieste (Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine), 20–25, Trieste.
- ĆORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2003): Around the Early/Middle Miocene (Karpatian/Badenian) Boundary in the Austrian Neogene Basins. A Story of Gaps. – *Slovak geological magazine*, **9/4**, 259–260, Bratislava.
- PERVESLER, P. & UCHMAN, A. (2004): Ichnofossils from the type area of the Grund Formation (Miocene, Lower Badenian) in northern Lower Austria (Molasse Basin). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., PERYT, T. & MICHALÍK, J. (Eds.): Marine Middle Miocene in the Alpine-Carpathian Foredeep. – *Geologica Carpathica*, **55/2**, 103–110, Bratislava.
- PERVESLER, P. & ZUSCHIN, M. (2004): A lucinoid bivalve trace fossil *Saronichnus abeli* igen. et isp. nov. from the Miocene molasse deposits of Lower Austria, and its environmental significance. – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., PERYT, T. & MICHALÍK, J. (Eds.): Marine Middle Miocene in the Alpine-Carpathian Foredeep. – *Geologica Carpathica*, **55/2**, 111–115, Bratislava.
- ROETZEL, R. & PERVESLER, P. (2004a): Storm-induced event deposits in the type area of the Grund Formation (Middle Miocene, Lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., PERYT, T. & MICHALÍK, J. (Eds.): Marine Middle Miocene in the Alpine-Carpathian Foredeep. – *Geologica Carpathica*, **55/2**, 87–102, Bratislava.
- ĆORIĆ, S., HARZHAUSER, M., HOHENEGGER, J., MANDIC, O., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S., STINGL, K., ŠVABENICKÁ, L., ZORN, I. & ZUSCHIN, M. (2004): Stratigraphy and Correlation of the Grund Formation in the Molasse Basin, northeastern Austria (Middle Miocene, Lower Badenian). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., PERYT, T. & MICHALÍK, J. (Eds.): Marine Middle Miocene in the Alpine-Carpathian Foredeep. – *Geologica Carpathica*, **55/2**, 207–215, Bratislava.
- PERVESLER, P. (2005): Der Meeresgrund von Grund – ein wissenschaftliches Projekt. – In: STEININGER, H. & STEINER, E. (Eds.): Meeresstrand am Alpenrand – Molassemeer und Wiener Becken, 77–90, Weitra (Verlag Bibliothek der Provinz).
- PERVESLER, P. & HOHENEGGER, J. (2006): Orientation of crustacean burrows in the Bay of Panzano (Gulf of Trieste, Northern Adriatic Sea). – *Lethaia*, **39**, 173–186, Oslo.
- UCHMAN, A. & PERVESLER, P. (2006a): Surface Lebensspuren produced by amphipods and isopods (crustaceans) from the Isonzo delta tidal flat, Italy. – *Palaios*, **21**, 393–399, Tulsa.
- UCHMAN, A. & PERVESLER, P. (2007a): Palaeobiological and palaeoenvironmental significance of the Pliocene trace fossil *Dactyloides peniculus*. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **52/4**, 799–808, Warszawa.
- ROETZEL, R., STEININGER, F.F. & PERVESLER, P. (2007a): Burgschleinitz: Der Kirchenbruch nahe der einstigen Küste. – In: HOFMANN, T. (Hrsg.): Wien – Niederösterreich – Burgenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 83–85, München (Friedrich Pfeil).
- ROETZEL, R., PERVESLER, P., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & ZUSCHIN, M. (2007b): Grund: Kurze Hochenergie-Ereignisse in der Kellergasse. – In: HOFMANN, T. (Hrsg.): Wien – Niederösterreich – Burgenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 94–96, München (Friedrich Pfeil).
- RÖGL, F., ĆORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2007a): Cyclostratigraphy and Transgressions at the Early/Middle Miocene (Karpatian/Badenian) Boundary in the Austrian Neogene Basins (Central Paratethys). – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geology*, **36**, 7–13, Brno.
- STEININGER, F., ROETZEL, R. & PERVESLER, P. (2007): Obernholz: Die bunte Sandgrube. – In: HOFMANN, T. (Hrsg.): Wien – Niederösterreich – Burgenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 90–91, München (Friedrich Pfeil).
- HOHENEGGER, J., ĆORIĆ, S., KHATUN, M., PERVESLER, P., RÖGL, F., RUPP, C., SELGE, A., UCHMAN, A. & WAGREICH, M. (2008a): Cyclostratigraphic dating in the Lower Badenian (Middle Miocene) of the Vienna Basin (Austria): the Baden-Sooss core. – In: CANALS, M. & DE MOL, B. (Eds.): EURODOM: European Deep Ocean Margins Research. – *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 915–930, Berlin-Heidelberg.
- HOHENEGGER, J., ANDERSEN, N., BALDI, K., ĆORIĆ, S., PERVESLER, P., RUPP, C. & WAGREICH, M. (2008b): Palaeoenvironment of the Early Badenian (Middle Miocene) in the southern Vienna Basin (Austria) – multivariate analysis of the Baden-Sooss section. – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (Eds.): The paleoenvironment at the Badenian type locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 461–487, Bratislava.
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (2008a): The paleoenvironment at the Badenian type locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (Eds.): The paleoenvironment at the Badenian type locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 365–366, Bratislava.
- PERVESLER, P., UCHMAN, A. & HOHENEGGER, J. (2008b): New methods for ichnofabric analysis and correlation with orbital cycles exemplified by the Baden-Sooss section (Middle Miocene, Vienna Basin). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (Eds.): The paleoenvironment at the Badenian type locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 395–409, Bratislava.

WAGREICH, M., PERVESLER, P., KHATUN, M., WIMMER-FREY, I. & SCHOLGER, R. (2008): Probing the underground at the Badenian type locality: geology and sedimentology of the Baden-Soos section (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (Eds.): The paleoenvironment at the Badenian type locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 375–394, Bratislava.

PERVESLER, P. & UCHMAN, A. (2009): A new Y-shaped trace fossil attributed to upogebiid crustaceans from Early Pleistocene of Italy. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **54/1**, 135–142, Warszawa.

HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., UCHMAN, A. & WAGREICH, M. (2009a): Upper bathyal trace fossils document palaeoclimate changes. – *Terra Nova*, **21/3**, 229–236, Oxford.

HOHENEGGER, J., RÖGL, F., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., LIRER, F., ROETZEL, R., SCHOLGER, R. & STINGL, K. (2009b): The Styrian Basin: a key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102/1**, 102–132, Wien.

PERVESLER, P. (2011): Stop 4: St. Margarethen (Badenium, Sarmatium). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WANZENBÖCK, G. & WESSELY, G.: *Geologisch-Paläontologischer Exkursionsführer in das Südliche Wiener Becken und das Becken von Eisenstadt und Sopron: 82. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft*, 13.–15. September 2011, 15–18, Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & UCHMAN, A. (2011a): Ichnology of shallow sublittoral siliciclastics of the Burgschleinitz Formation (Lower Miocene, Eggenburgian) in the Alpine-Carpathian Fore-deep (NE Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **104/1**, 81–96, Wien.

PERVESLER, P., UCHMAN, A., HOHENEGGER, J. & DOMINICI, S. (2011b): Ichnological record of environmental changes in early Quaternary (Gelasian – Calabrian) marine deposits of the Stirone section, Northern Italy. – *Palaios*, **26/9**, 578–593, Tulsa.
<http://dx.doi.org/10.2110/palo.2010.p10-082r>

DOMNING, D.P. & PERVESLER, P. (2012): The Sirenian *Metaxytherium* (Mammalia: Dugongidae) in the Badenian (Middle Miocene) of Central Europe. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **105/3**, 125–160, Wien.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (2012): Die Seekühe aus dem Eggenburger Meer. – In: MARTIN, T., KOENIGSWALD, W.V., RADTKE, G. & RUST, J., *Paläontologie. 100 Jahre Paläontologische Gesellschaft*, 152–153, München (Friedrich Pfeil).

ROETZEL, R., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & PERVESLER, P. (2012): Miocene depositional cycles on the Eastern Bohemian Massif and Korneuburg: Intramontane Basin in Lower Austria. – *Molasse Tagung 2012*, 27.–28. April 2012, Wien, Excursion Guide, 3–9, Wien [in Deutsch].

FORCHIELLI, A. & PERVESLER, P. (2013): Phosphatic cuticle in Thylacocephalans: a taphonomic case study of *Austriocaris* (Arthropoda, Thylacocephala) from the Fossil-Lagerstätte Polzberg (Rein-graben Shales, Carnian, Upper Triassic, Lower Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106/1**, 46–61, Wien.

PERVESLER, P. & GŁOWNIAK, E. (2015): *Geology and Palaeontology of the Molasse, the Eisenstadt Basin and the Northern Calcareous Alps in Austria*. – Fieldtrip guidebook 2015, 66 S., Wien.

GŁOWNIAK, E. & PERVESLER, P. (2011): *Geology and Palaeontology of Central and Southern Poland: Fieldtrip guide*. – Fieldtrip guidebook, 96 S., Warszawa.

1991–2000

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1991b): Taphonomie der marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation), Eggenburgium, Untermiozän) der Gemeindesandgrube Kühnring (Niederösterreich). – 61. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, Eggenburg 1991, 65, Österreichische Paläontologische Gesellschaft, Wien.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1991c): Taphonomie der marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozän) der Gemeindesandgrube Kühnring (Niederösterreich). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg 16.–20.09.1991*, 156–157, Wien.

PILLER, W. & PERVESLER, P. (1992): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt). An actuopaleontological approach: Topography and Bottom Facies. – 1st International Symposium on Sedimentation and Rifting in the Red Sea and Gulf of Aden, Geological Survey of Egypt, Cairo, January 10–14, 1992, Abstracts, Cairo.

PILLER, W., PERVESLER, P. & MANSOUR, A.M. (1992): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt). An actuopaleontological approach: Sedimentology and Facies. – 1st International Symposium on Sedimentation and Rifting in the Red Sea and Gulf of Aden, Geological Survey of Egypt, Cairo, January 10–14, 1992, Abstracts, Cairo.

PILLER, W.E., GOLEBIOWSKI, R., HAUNOLD, T.G., KLEEMANN, K., MANSOUR, A.M., NEBELSICK, J.H., PERVESLER, P., RUPP, C. & STEININGER, F.F. (1993): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt). An actuopaleontological approach. – International Society for Reef Studies, First European Regional Meeting, Abstracts, Vienna.

STEININGER, F.F., PERVESLER, P., ROETZEL, R. & STÜRMER, F. (1993): A high energy event and the taphonomy of seacow-skeletons from the Early Miocene (Eggenburgian) of the Austrian Molasse Zone. – Premier Congrès Européen de Paléontologie, Lyon, 7–9 juillet 1993, Résumés des Communications, 123, Lyon.

ZUSCHIN, M. & PERVESLER, P. (1996c): Sekundäre Hartgründe im nördlichen Golf von Triest. – *Sediment '96*, Abstracts, 186, Wien.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1997): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der autochthonen Molasse – Niederösterreich). – *Treffen der Molasse-Geologen 1997*, 12.–13. Dezember 1997, Laimering/Augsburg, 12–13, Laimering.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1997a): Taphonomy of the Sirenians in the shallow marine sediments (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgian, Lower Miocene) of Kühnring (Lower Austria). – *Treffen der Molasse-Geologen 1997*, 12.–13. Dezember 1997, Laimering/Augsburg, 15, Laimering.

PERVESLER, P., ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1997b): Taphonomy of the Sirenians in the shallow marine sediments (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgian, Lower Miocene) of Kühnring (Lower Austria). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Poster-Abstracts*, 4. Jahrestagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft, Kötschach, 03.–05.10.1997, 184, Innsbruck.

ATZENHOFER, B., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PERVESLER, P., PIRKL, H., ROETZEL, R., SCHUBERT, G., SHADLAU, S., SMOLIKOVA, L., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A., TRÄXLER, B., WIMMER-FREY, I., WIMMER, G. & HEINRICH, M. (Projektl.) (1998): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras–Retz–Horn–Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn–Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 4. Projektjahr (März 1997–April 1998). – Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94-97, 62 S., Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt / Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11277-R, Wien.

HARZHAUSER, M., MANDIC, O., ZUSCHIN, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1998): Allochthone Mollusken-Schille aus der Grund Formation (Unteres Badenium) in einer *Thyasiridae*-Fazies. – In: NAGEL, D. (Hrsg.): Abstractband zur 5. Jahrestagung der ÖPG in Lunz/See, 14, Wien.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1998): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der Autochthonen Molasse – Niederösterreich). – In: NAGEL, D. (Hrsg.): Abstractband zur 5. Jahrestagung der ÖPG in Lunz/See, 18, Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R., MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (1998b): Distribution of trace fossil assemblages in the Grund formation (Lower Badenian). – In: NAGEL, D. (Hrsg.): Abstractband zur 5. Jahrestagung der ÖPG in Lunz/See, 23, Wien.

ZUSCHIN, M., STACHOWITSCH, M., PERVESLER, P. & KOLLMANN, H. (1998a): Biomass of epifauna in the northern Gulf of Trieste: composition, importance for defining benthic ecosystems and potential fossil preservation. – In: NAGEL, D. (Hrsg.): Abstractband zur 5. Jahrestagung der ÖPG in Lunz/See, 26, Wien.

ZUSCHIN, M., PERVESLER, P., STACHOWITSCH, M. & KOLLMANN, H. (1998b): Sedimentological, ecological and taphonomical features of secondary hardground-communities in the Northern Gulf of Trieste, Northern Adriatic Sea. – 15th International Sedimentological Congress, April 12–17, 1998, Alicante, Abstracts, 854, Alicante.

ZUSCHIN, M., PERVESLER, P., STACHOWITSCH, M. & KOLLMANN, H. (1998c): Sedimentologische, ökologische und taphonomische Merkmale von Hochbiomasse-Communities auf sekundären Hartgründen in der Nördlichen Golf von Triest (Bucht von Panzano). – Sediment '98, 13. Sedimentologentreffen, Juni 1998, Erlangen. – Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband 2, 119–120, Erlangen.

HARZHAUSER, M., MANDIC, O., ZUSCHIN, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999a): Allochthone Mollusken-Schille aus der Grund-Formation (Unteres Badenium) in einer *Thyasiridae*-Fazies. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz–Hollabrunn, 223–224, Wien.

HARZHAUSER, M., MANDIC, O., ZUSCHIN, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999b): Allochthonous shell concentrations in a *Thyasirid* Facies from the early Middle Miocene (Badenium) of Austria. – American Malacological Society, 65th Annual meeting, 4–9 July 1999, Pittsburgh, Program and Abstracts, 59, Pittsburgh.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der Autochthonen Molasse – Niederösterreich). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz–Hollabrunn, 233, Wien.

PERVESLER, P., ROETZEL, R., MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (1999): Lebensspuren-Vergesellschaftungen der Grund-Formation (Unteres Badenium). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz–Hollabrunn, 237–238, Wien.

2001–2015

PERVESLER, P. (2001b): Bioturbationen als Anzeiger fossiler Umweltparameter. – In: GAWLICK, H.-J. & SACHSENHOFER, R.: 6. Österreichisches Sedimentologen-Treffen, Seewalchen am Attersee, 3. November 2001 – Kurzfassungen und Programm, 11–12, Seewalchen am Attersee.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (2001): Trace fossil assemblages in the Grund formation (Lower Badenian) near Grund (Lower Austria). – International conference on Paleobiogeography & Paleocology, Piacenza & Castell'Arquato (Italy), May 31–June 2 2001, 110–111, Piacenza.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., SPEZZAFERRI, S., ZUSCHIN, M. & PERVESLER, P. (2001): Paleocological case study of the Central Paratethys initial Middle Miocene transgression: Early Badenian of Niederleis (Lower Austria): preliminary results of FWF Projects P13743Bio and P13745Bio. – International conference on Paleobiogeography & Paleocology Piacenza & Castell'Arquato (Italy), May 31–June 2 2001, 88–89, Piacenza.

PERVESLER, P., ZUSCHIN, M., MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (2001): Chemosymbiosis, fossil lucinid bioturbations and the *Chondrites* enigma. – In: SALVINI-PLAWEN, L., VOLTZOW, J., SATTMANN, H. & STEINER, G. (Eds.): Abstracts, World Congress of Malacology 2001, Vienna, Austria, 272, Wien.

PERVESLER, P. & HOHENEGGER, J. (2002): Distribution and strategies of burrows in the Bay of Panzano and the Staranzano tidal flat (Gulf of Trieste, Northern Adriatic Sea). – 7. Österreichischer Sedimentologen-Workshop Seewalchen, 9. November 2002, 13, Seewalchen.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (2002a): Environmental significance of bioturbations in the Grund Formation (Miocene, Lower Badenian) in northern Lower Austria. – Molasse Treffen 2002, Wien 5.–7. April 2002, Kurzfassungen, 25–26, Wien.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (2002b): Environmental significance of bioturbations in the Grund Formation (Miocene, Lower Badenian) in northern Lower Austria. – ESSEWECA International Conference, Bratislava, June 5–7 2002, 66–67, Bratislava.

PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (2002c): Environmental significance of bioturbations in the Grund Formation (Miocene, Lower Badenian) in northern Lower Austria. – PANGEO Austria, 28.–30.06.2002, Salzburg, Kurzfassungen, 130, Salzburg.

PERVESLER, P. & ZUSCHIN, M. (2002a): Chemosymbiosis, fossil lucinid bioturbations and the *Chondrites* enigma. – ESSEWECA International Conference, Bratislava, June 5–7 2002, 68, Bratislava.

PERVESLER, P. & ZUSCHIN, M. (2002b): Chemosymbiosis, fossil lucinid bioturbations and the *Chondrites* enigma. – Molasse Treffen 2002, Wien 5.–7. April 2002, Kurzfassungen, 24–25, Wien.

ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2002a): Around the Early/Middle Miocene (Karpatian/Badenian) Boundary in the Austrian Neogene Basins. A Story of Gaps. – Workshop 'Neogene of Vienna Basin and Alpine-Carpathian Foredeep' organized by Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Institute of Palaeontology and the Institute of Geology, University of Vienna and the Institute of Geophysics, University of Leoben with program of the Austrian Science Fund – Project Nr. P 13743 – BIO, P 13745 – BIO, P 13740 – GEO, and P 13738 – TEC & Activities RCMNS, ESF – EEDEN and V4. Bratislava, November 22–23 2002, Bratislava.

ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHOLGER, R. & STINGL, K. (2002b): Around the Early/Middle Miocene Boundary in the Austrian Neogene Basins. A Story of Gaps. – EEDEN PROGRAME Working Group on Stratigraphy and Paleontology, Parma, November 27–28 2002, Parma.

PERVESLER, P. (2003a): Distribution of burrows in the Bay of Safaga (Red Sea, Egypt). – First Austrian Reef Workshop, Vienna, May 30–31 2003, Vienna.

- PERVESLER, P. (2003b): Lebensspuren from the Bay of Safaga (Red Sea, Egypt). – International Ichnofabric Workshop VII, Program, Abstracts, Contributors, Basel, Switzerland, 14th to 16th July 2003, 47, Basel.
- ROETZEL, R. & PERVESLER, P. (2004): Storm-induced event deposits in the type area of the Grund Formation (Middle Miocene, Lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, **9** (PANGEO Austria 2004, 24.–26. September 2004, Graz), Beitragskurzfassungen, 350–351, Graz.
- PERVESLER, P., UCHMAN, A. & ZUSCHIN, M. (2004a): Trace fossils from the storm-induced event deposits in the type area of the Grund Formation (Middle Miocene, Lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – Molasse Group Meeting, Freiburg, 5–6 April 2004, The Molasse basin: learning from the past, planning for the future. Geologische Institut der Universität Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg. [no pagination]
- PERVESLER, P., UCHMAN, A. & ZUSCHIN, M. (2004b): Event-related distribution of Ichnofacies in the transgressive deposits of the Grund Formation (middle Miocene, lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, **9** (PANGEO Austria 2004, 24.–26. September 2004, Graz), Beitragskurzfassungen, 322–324, Graz.
- PERVESLER, P. & UCHMAN, A. (2005): Event related distribution of Ichnofacies in the transgressive deposits of the Grund Formation (Middle Miocene, Lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – 1st International Workshop: “Neogene of Central and Southeastern Europe, Fruška Gora, May 25th–27th 2005, Book of Abstracts, Fruška Gora, Novi Sad, Serbia, 40–41, Fruška Gora.
- BÁLDI, K., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., RUPP, C., PERVESLER, P. & KHATUN, M. (2005): Ecology of benthic foraminifera in the drill section of the Badenian Stratotype at Baden-Sooß (Middle Miocene, Lower Austria). – Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region, 12th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 6–11 September 2005, Vienna, Program, Abstract, Participants. University of Vienna, Department of Paleontology, Natural History Museum, Vienna, 15–17, Vienna.
- KHATUN, M., WAGREICH, M., SELGE, A., STINGL, K., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P. & RUPP, C. (2005a): Cyclostratigraphy in the Middle Miocene (Early Badenian) of the southern Vienna Basin. – Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region, 12th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 6–11 September 2005, Vienna, Program, Abstract, Participants, University of Vienna, Department of Paleontology, Natural History Museum, Vienna, 126–127, Vienna.
- KHATUN, M., WAGREICH, M., SELGE, A., STINGL, K., HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P. (2005b): Cyclostratigraphy in the middle Badenian core Sooß/Baden (Vienna Basin, Austria). – *Geophysical Research Abstracts*, **7**, 07993, European Geosciences Union.
- PERVESLER, P., UCHMAN, A. & HOHENEGGER, J. (2005): Actualistic approaches to Ichnology. – Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region, 12th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 6–11 September 2005, Vienna, Program, Abstract, Participants, University of Vienna, Department of Paleontology, Natural History Museum, Vienna, 178–181, Vienna.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2005): The Styrian Tectonic Phase – A series of events at the Early/Middle Miocene boundary revised and stratified (Styrian Basin, Central Paratethys). – Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region, 12th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 6–11 September 2005, Vienna, Program, Abstract, Participants. University of Vienna, Department of Paleontology, Natural History Museum, Vienna, 191–192, Vienna.
- UCHMAN, A. & PERVESLER, P. (2006b): Ichnofabrics w wyższej części sekwencji depozycyjnej pliocenickich utworów w profilu rzeki Stirone, zapadlisko padańskie, Włochy. – In: WYSOCKA, A. & JASIONOWSKI, M. (Eds.): II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS2, IX Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Przebieg i Zmienność Sedymentacji w Basenach Przedgórskich, Zwierzyniec, 20–23.06.2006 r., Materiały Konferencyjne: Przewodnik Sesji Terenowych, Streszczenia Referatów i Posterów. Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii UW, Warszawa, 169, Warszawa [in Polish].
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2006a): The Styrian Tectonic Phase – A series of events at the Early/Middle Miocene boundary revised and stratified (Styrian Basin, Central Paratethys). – Proceedings of the XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia, 504–505, Belgrade.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2006b): The Styrian Tectonic Phase – A series of events at the Early/Middle Miocene boundary revised and stratified in the Styrian Basin. – EGU Congress, 2.–7. April 2006, Wien, Abstracts (EGU06-A-10733), Wien.
- WAGREICH, M., SELGE, A., HOHENEGGER, J., STINGL, K., SCHOLGER, R., PERVESLER, P., RUPP, C., RÖGL, F., ČORIĆ, S. & KHATUN, M. (2006): Ergebnisse der Forschungsbohrung Sooss (Miozän, Unteres Badenium). – 12. Jahrestagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft 19.–21. Mai 2006 Bad Vöslau: Tagungsprogramm, Abstracts, Exkursionen, 37, Wien.
- PERVESLER, P. & UCHMAN, A. (2007): Ichnology of the Lower Badenian (Middle Miocene) Baden-Sooß core at the type locality of the Badenian (Vienna Basin, Lower Austria). – In: GROSS, M. (Ed.): “Neogene of Central and South-Eastern Europe”: 2nd International Workshop Landesmuseum Joanneum, Kapfenstein, 17.–21. May 2007. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **9**, 79–81, Graz.
- UCHMAN, A. & PERVESLER, P. (2007b): Ichnofabrics in a Pliocene high-stand system tract deposit of the Stirone section, Po Basin, Italy. – Quinta Reunión Argentina de Icnología y Tercera Reunión de Icnología der MERCOSAUR, Resúmenes, 28 al 30 de Marzo de 2007, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina, Laboratorio de Geología Andina CADIC-CONICET, 33, Ushuaia.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2007b): The Styrian Tectonic Phase – A Series of Events at the Early/Middle Miocene Boundary Revised and Stratified (Styrian Basin, Central Paratethys). – In: GROSS, M. (Ed.): “Neogene of Central and South-Eastern Europe”: 2nd International Workshop Landesmuseum Joanneum, Kapfenstein, 17.–21. May 2007. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **9**, 89–91, Graz.
- WAGREICH, M., KHATUN, M., HOHENEGGER, J., SELGE, A., STINGL, K., SCHOLGER, R., PERVESLER, P., RÖGL, F. & RUPP, C. (2007): Cyclostratigraphic dating in the Middle Miocene (Lower Badenian) of the southern Vienna Basin. – In: GROSS, M. (Ed.): “Neogene of Central and South-Eastern Europe”: 2nd International Workshop Landesmuseum Joanneum, Kapfenstein, 17.–21. May 2007. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **9**, 113–114, Graz.
- HOHENEGGER, J., ANDERSEN, N., BALDI, K., ČORIĆ, S., PERVESLER, P. & RUPP, C. (2008c): The palaeoenvironment of the Early Badenian (Middle Miocene) at the Badenian stratotype locality (Vienna Basin, Austria). – *Journal of Alpine Geology*, **49** (PANGEO 2008, Abstracts), 44, Wien.
- PERVESLER, P., UCHMAN, A. & HOHENEGGER, J. (2008c): Ichnofabric analysis of the Baden-Sooß core (Middle Miocene, Vienna Basin). – In: UCHMAN, A. (Ed.): The Second International Congress on Ichnology, Cracow, Poland, August 29–September 8, 2008, Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Guidebook, 102–103, Polish Geological Institute, Warszawa.

- PERVESLER, P., ROETZEL, R. & UCHMAN, A. (2008d): Ichnofabrics from a submerging shoreline (Burgschleinitz Formation, Lower Miocene, Alpine-Carpathian Foredeep). – *Journal of Alpine Geology*, **49** (PANGEO 2008, Abstracts), 79, Wien.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., ROETZEL, R., SCHOLGER, R., SPEZZAFERRI, S. & STINGL, K. (2008): The Styrian Tectonic Phase – A series of events at the Early/Middle Miocene boundary (Styrian Basin, Central Paratethys). – *Journal of Alpine Geology*, **49** (PANGEO 2008, Abstracts), 90, Wien.
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J. & UCHMAN, A. (2009): Lebensspuren des Badener Meeres. – Österreichische Paläontologische Gesellschaft: 15. Jahrestagung in Stetten 9.–10. Oktober 2009, Vortragskurzfassungen und Exkursionen. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **81**, 25, Wien.
- HOHENEGGER, J., ANDERSEN, N., BALDI, K., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., RUPP, C. & WAGREICH, M. (2009c): Palaeoenvironment of the Early Badenian (Middle Miocene) in the southern Vienna Basin (Austria). – The 3rd International Workshop on the Neogene from the Central and South-Eastern Europe NCSEE-3, Cluj-Napoca, May 20–24 2009, Abstract Volume, 49, Cluj-Napoca.
- HOHENEGGER, J., PERVESLER, P., UCHMAN, A. & WAGREICH, M. (2009d): Upper bathyal trace fossils document palaeoclimate changes. – The 3rd International Workshop on the Neogene from the Central and South-Eastern Europe NCSEE-3, Cluj-Napoca, May 20–24 2009, Abstract Volume, 51, Cluj-Napoca.
- HOHENEGGER, J., ANDERSEN, N., BALDI, K., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., RUPP, C. & WAGREICH, M. (2009e): The Badenian (Middle Miocene) Stratotype Time Calibration and Palaeoenvironment. – 13th Congress RCMNS 2–6 September 2009, Naples (Italy) Earth System Evolution and the Mediterranean area from 23 Ma to the present, Abstract Book, 94, Parma.
- HOHENEGGER, J., ANDERSEN, N., BALDI, K., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., RUPP, C. & WAGREICH, M. (2009f): Palaeoenvironment of the Early Badenian (Middle Miocene) in the southern Vienna Basin (Austria). – 7th micropalaeontological workshop mikro-2009 Św. Katarzyna, 28–30 September 2009, Abstract and Excursion Guide, 35, Krakow.
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J. & UCHMAN, A. (2010): Actualistic approaches to crustacean ichnology. – In: GIBERT, J., DE MUÑIZ, F., MAYORAL, E. & BELAÚSTEGUI, Z. (Eds.): Workshop on Crustacean Bioturbation Fossil and Recent, Lepe, Spain, May 31–June 4, 2010, Abstract Volume, 77–79, Lepe.
- PERVESLER, P., HOHENEGGER, J. & UCHMAN, A. (2011c): Environmental changes and their interpretation through the ichnological record. Approaches in the sections Baden Sooss (Badenian) and Stirone River (Gelasian, Calabrian). – In: RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. & GARCÍA-RAMOS, J.C. (Eds.): Abstract Book of the XI. International Ichnofabric Workshop, Colunga, Spain, 72–77, Colunga.
- PERVESLER, P., ROETZEL, R. & UCHMAN, A. (2011d): Ichnological evidence of the Early Miocene marine transgression in the Eggenburg Bay. – 4th International Workshop on the Neogene from the Central and South-Eastern Europe, 12.–16. September 2011, Abstracts and Guide of Excursion, 31–32, Banská Bystrica.
- FORCHIELLI, A., PERVESLER, P. & ASCHAUER, B. (2012): The Polzberg Fauna (Lower Austria): overview and preliminary taphonomic results from a Carnian Fossilagerstätte. – PANGEO Austria 2012, geo.wissenschaften plus praxis: 10th Anniversary, 15–20 September, Salzburg, Abstracts, 42, Salzburg.
- PERVESLER, P., ROETZEL, R. & UCHMAN, A. (2012a): Early Miocene (Early Burdigalian) marine transgression in the Eggenburg Bay (Eggenburgian-Ottangian): an ichnological approach. – Molasse Tagung 27.–28. April 2012 in Wien: Programme & Abstracts, 32–33, Wien.
- PERVESLER, P., ROETZEL, R. & MANDIC, O. (2012b): Late Eggenburgian trace fossils – Kirchenbruch / Burgschleinitz. – Molasse Tagung 2012, 27.–28. April 2012, Wien, Excursion Guide, 14–19, Wien [in German].
- UCHMAN, A. & PERVESLER, P. (2014): One hundred year mystery – solved? The “Pinsdorfer Versteinerung” dilemma of interpretation and taxonomy. – In: ŠIMO, V., STAREK, D., TOMAŠOVÝCH, A., FEKETE, K., OLŠAVSKÝ, M. & ŠURKA, J. (Eds.): 5th Workshop on Ichnotaxonomy, June 9th–13th, 2014, Smolenice, Bratislava, Slovakia, Abstracts and Guide of Excursion, 5–6, Smolenice.
- GŁOWNIAK, E., GRABOWSKI, J., WIERZBOWSKI, H., PERVESLER, P. & KARGER, M. (2015): Correlation of the ammonite events in the Cordatum Zone (Early Oxfordian, Late Jurassic) of Southern Poland with the oxygen and carbon isotope composition of belemnite rostra, geochemistry and the magnetic susceptibility in the Wrzosa section – preliminary report. – In: SŁODKOWSKA, B. (Ed.): Paleoklimat – Zmiany klimatyczne w przeszłości geologicznej, Konferencja Naukowa, 24–25 November 2015, Warszawa, Abstract volume, 25–26, Polish Geological Institute – National Research Institute, Warszawa.



Miocene biostratigraphy and paleoecology of the Mistelbach Halfgraben in the northwestern Vienna Basin (Lower Austria)

MATHIAS HARZHAUSER¹, DÖRTE THEOBALT^{1,2}, PHILIPP STRAUSS³, OLEG MANDIC¹,
GIORGIO CARNEVALE⁴ & WERNER E. PILLER²

7 Text-Figures, 4 Tables, 3 Plates

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

24 Mistelbach / NM 33-12-14 Mistelbach

25 Poysdorf / NM 33-12-08 Laa an der Thaya

26 Hohenau an der March / NM 33-12-09 Hohenau an der March

42 Gänserndorf

Vienna Basin
Mistelbach Block
Neogene
Miocene
Micropaleontology

Contents

Abstract	57
Zusammenfassung	58
Introduction	58
Material and Methods	59
Biostratigraphic framework	60
Paleoecological framework	63
Results	63
Discussion	73
Conclusions	75
Acknowledgements	76
References	76
Plates	80
Tables	86

Abstract

We present an updated biostratigraphy of the Neogene of the Mistelbach Halfgraben in the northwestern Vienna Basin. Foraminiferal assemblages from 15 boreholes were analyzed in terms of biostratigraphy and paleoecological significance. All samples were integrated in a 3D seismic survey provided by the OMV-AG. This allowed also the stratigraphic interpretation of biostratigraphically insignificant assemblages. In addition, macrofossils (molluscs, bryozoans, fish otoliths) were identified to strengthen paleoecological interpretations.

Two major erosional features were detected in seismic data within the investigation area and are herein termed "Ginzersdorf Channel" and "Mistelbach Canyon". Both structures represent submarine drainage systems into the North Alpine-Carpathian Foreland Basin, which developed during the late Karpatian (Ginzersdorf Channel) and the early Badenian (Mistelbach Canyon). Statistical analyses of the foraminiferal assemblages reveal considerable differences between Ottnangian, Karpatian, early Badenian, middle/upper Badenian and Sarmatian assemblages. These are mainly related to different paleoenvironments, which range in the Mistelbach Halfgraben from outer neritic-upper bathyal settings of the Ottnangian to hypersaline lagoons and mudflats of the Sarmatian.

1 MATHIAS HARZHAUSER, DÖRTE THEOBALT & OLEG MANDIC: Geological-Paleontological Department, Natural History Museum Vienna, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria. mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at, dtheobalt@gmail.com, oleg.mandic@nhm-wien.ac.at

2 DÖRTE THEOBALT & WERNER E. PILLER: Institute of Earth Sciences (Geology and Paleontology), University of Graz, NAWI Graz Geocenter, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Austria. werner.piller@uni-graz.at

3 PHILIPP STRAUSS: OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennstraße 6-8, 1020 Vienna, Austria. Philipp.Strauss@omv.com

4 GIORGIO CARNEVALE: Università degli Studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Valperga Caluso, 35, 10125 Torino, Italy. giorgio.carnevale@unito.it

Miozäne Biostratigrafie und Paläoökologie des Mistelbach-Halbgrabens im nordwestlichen Wiener Becken (Niederösterreich)

Zusammenfassung

Wir präsentieren eine überarbeitete Biostratigrafie des Neogens des Mistelbach Halbgrabens am Nordwestrand des Wiener Beckens. Foraminiferen-Vergesellschaftungen von 15 Bohrungen wurden biostratigrafisch und paläoökologisch analysiert. Alle Proben wurden in eine 3D-Seismik des Untersuchungsgebietes integriert, die von der OMV-AG bereitgestellt wurde. Dadurch konnten auch jene Proben stratigrafisch interpretiert werden, deren biostratigrafische Signifikanz gering war. Zusätzlich wurden alle Makrofossilien (Mollusken, Bryozoen, Fisch-Otolithen) identifiziert, um die paläoökologischen Interpretationen zu unterstützen.

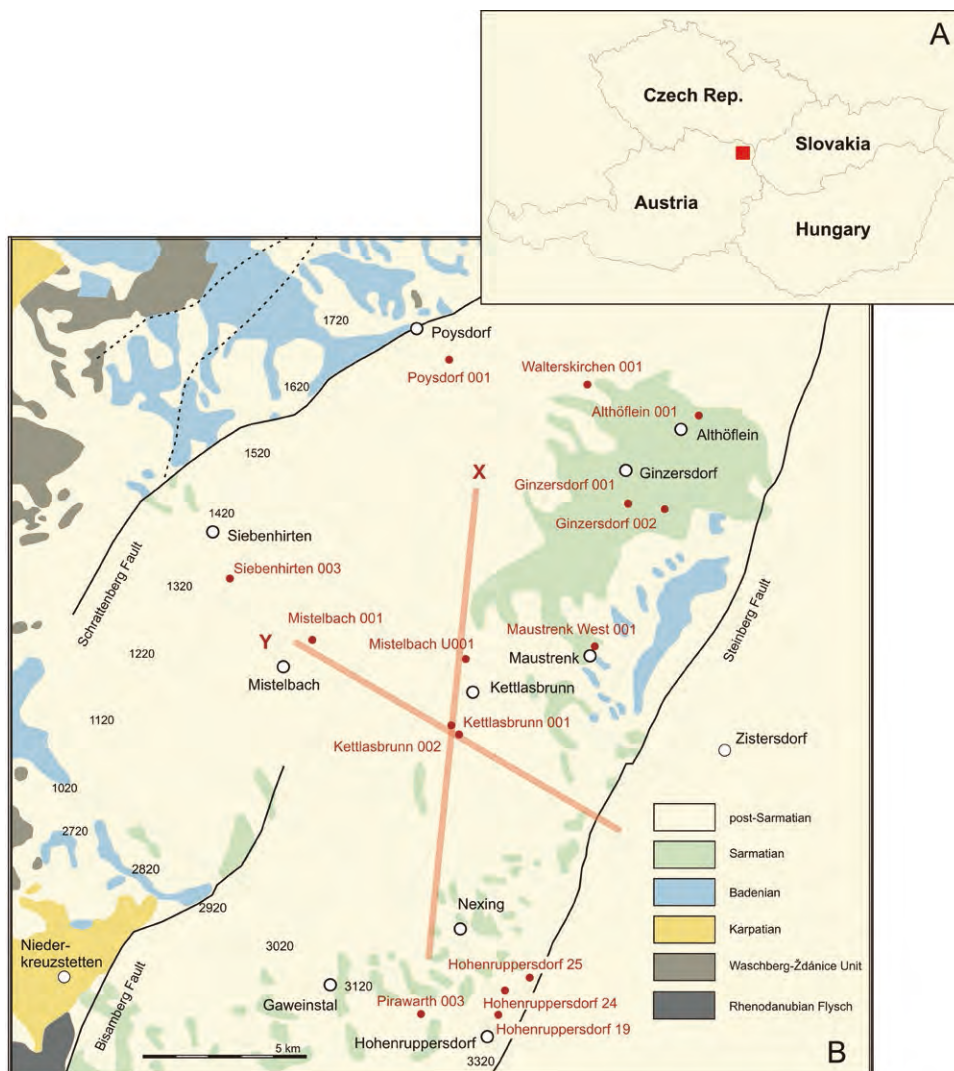
Zwei große erosive Strukturen konnten in der Seismik identifiziert werden, die hier als „Ginzersdorf Channel“ und „Mistelbach Canyon“ bezeichnet werden. Beide Einheiten werden als submarine Entwässerungssysteme interpretiert, die im späten Karpatium (Ginzersdorf Channel) und dem frühen Badenium (Mistelbach Canyon) in die Nordalpin-Karpatische Vortiefe reichten.

Statistische Analysen zeigen deutliche Unterschiede der Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus dem Ottnangium, Karpatium, frühen Badenium, mittleren/späten Badenium und Sarmatium. Diese Unterschiede sind in erster Linie durch unterschiedliche Ablagerungsräume erklärbar, die im Bereich des Mistelbach-Halbgrabens vom äußeren Neritikum und oberen Bathyal des Ottnangiums bis zu hypersalinen Lagunen und Schlammküsten des Sarmatiums reichten.

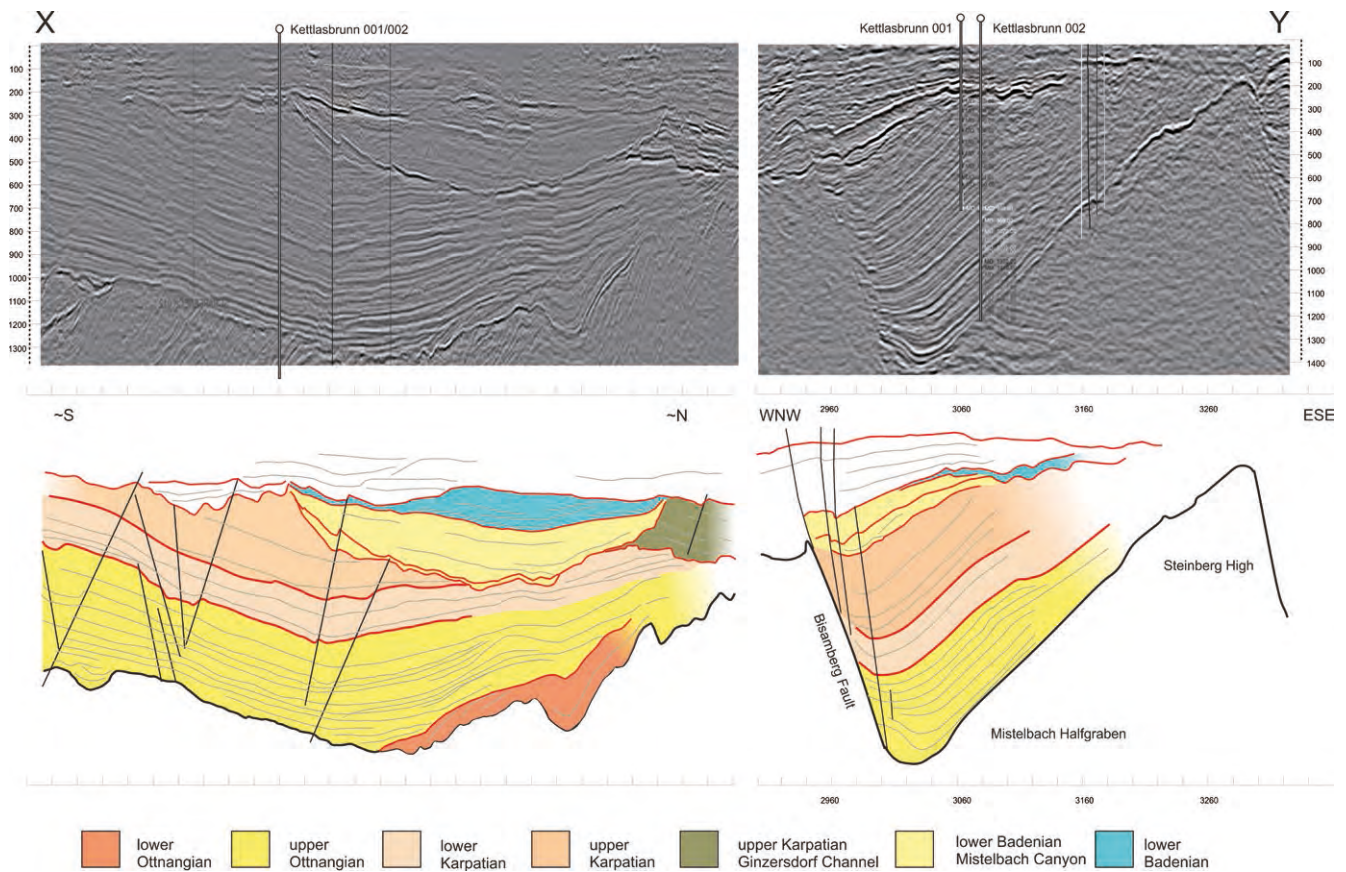
Introduction

Within a joint project between OMV-AG, Natural History Museum Vienna and University of Graz, the biostratigraphy and marine paleoenvironments of the Miocene deposits in the Mistelbach area were analyzed. The Mistelbach Block is a SW-NE oriented tectonic element along the northwestern margin of the Vienna Basin (Text-Fig. 1). Tectonically, it is a halfgraben, delimited from the Waschberg-Zdánice Unit by the Schratzenberg Fault in the west. The

Bisamberg Fault represents its southwestern boundary to the Rhenodanubian Flysch Unit. The huge Steinberg Fault forms its eastern boundary towards the deeper parts of the Vienna Basin (JANOSCHEK, 1951; WESSELY, 2006). The Mistelbach Block is an important area for the understanding of the stratigraphic and paleogeographic development of the Vienna Basin during the Miocene. The area formed a junction between the Vienna Basin and the Alpine-Carpathian Foreland Basin and acted variously as gate for marine connections and riverine discharge throughout the



Text-Fig. 1.
A: Geographic position of the investigation area (red square). B: position of the boreholes (red) superimposed on the geological map after GRILL (1968). X and Y represent seismic lines shown in Text-Figure 2.



Text-Fig. 2. Two seismic lines crossing the investigation area roughly in S–N direction (X) and WNW–ESE direction (Y); the position of the seismic lines is given in Text-Figure 1.

Miocene (JIRIČEK & SEIFERT, 1990). Moreover, the biostratigraphic zonation for the Vienna Basin introduced by GRILL (1941, 1943) was largely based on boreholes situated on the Mistelbach Block. Therefore, an updated biostratigraphy of the area is proposed herein based on micropaleontological investigations of cores drilled during hydrocarbon exploration. The main aim was to integrate the biostratigraphic and paleoecologic data from the cores into the 3D seismic survey provided by the OMV.

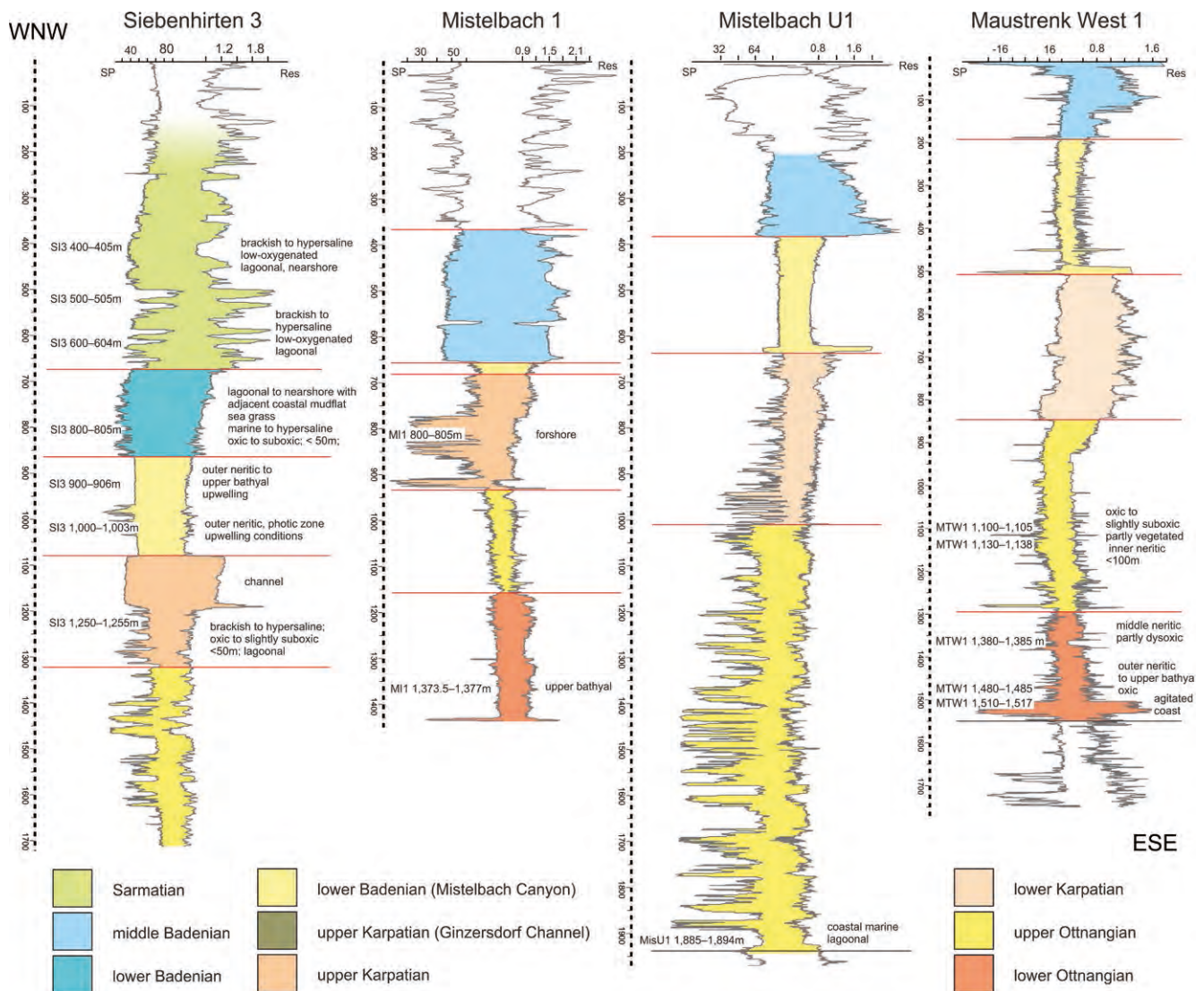
For this purpose, 15 boreholes were selected covering an area of roughly 225 km² from Hohenruppersdorf/Bad Pirawarth in the south to Poysdorf/Walterskirchen in the north and from Siebenhirten in the west to Maustrenk in the east (Text-Fig. 1).

Material and Methods

Altogether, 90 samples from 15 boreholes were processed yielding in total 21.055 foraminiferal specimens (Tab. 1); 149 additional samples turned out to be micro-sterile. The sample codes, e.g. AH1 (100–105 m) 4/1, are composed of the borehole code as used by the OMV-AG (e.g. AH1 for Althöflein 1) followed by the drilling depth of the cored interval, the core number and the core meter (both counted top down). Thus, although the sample code might suggest an interval of 5 meters, the actual sample was taken from an about 5 cm-thick sediment sample. Each sample was treated with diluted H₂O₂ for several hours and afterwards

washed with tap water and sieved through a set of standard sieves. The oven-dried samples were then split using a splitter as described in RUPP (1986). The specimens were picked and counted. Even broken and poorly preserved specimens were counted. When determination to specific or generic level was impossible, the three categories of benthic foraminifera “Hyaline”, “Miliolid and “Agglutinated” were used according to the test composition. Additionally, all occurring gastropods, bivalves, serpulids, scaphopods, polychaetes, otoliths, bryozoans and coral fragments were collected for supplementary paleoecological information (Tab. 2). The foraminifera were identified based on CICHA et al. (1998, 2003), DIDKOVSKIY & SATANOVSKAJA (1970), GEBHARDT et al. (2009), GÖRÖG (1992), HAUNOLD (1995), JONES (1994), KENNETT & SRINIVASAN (1983), LOEBLICH & TAPPAN (1987), ŁUCZKOWSKA (1974), PAPP (1963), PAPP & SCHMID (1985), PAPP & TURNOVSKY (1953), POPESCU & CRIHAN (2004), RÖGL (1985, 1994, 1998), RÖGL & SPEZZAFERRI (2003), RUPP (1986), SCHÜTZ et al. (2007) and WENGER (1987). WoRMS database has been crosschecked for the taxonomical updates of the most common species (WoRMS EDITORIAL BOARD, 2017).

Screenshots from numerous seismic lines (x-, i-, random-lines) throughout the Mistelbach Block 3D seismic survey were provided by OMV as well as 3D-maps. Two of these are presented and interpreted in Text-Figure 2. Digitized spontaneous potential measurements (SP) and resistivity data (RES) from Althöflein 1, Ginzersdorf 1 + 2, Kettlasbrunn 1 + 2, Maustrenk West 1, Mistelbach 1, Mistelbach U1, Poysdorf 1, Siebenhirten 3, and Walterskirchen 1 were available. In addition, OMV provided scans of ana-



Text-Fig. 3. Wire logs (Spontaneous potential and resistivity) of four representative boreholes (Siebenhirten 3, Mistelbach 1, Mistelbach U1, Maustrenk West 1). The position of the samples is indicated to the left; general paleoenvironmental information is provided on the right.

logue wire-logs for Hohenruppersdorf 19 + 24 + 25 and Pirawarth U3. Ten of these are presented in Text-Figures 3 and 4.

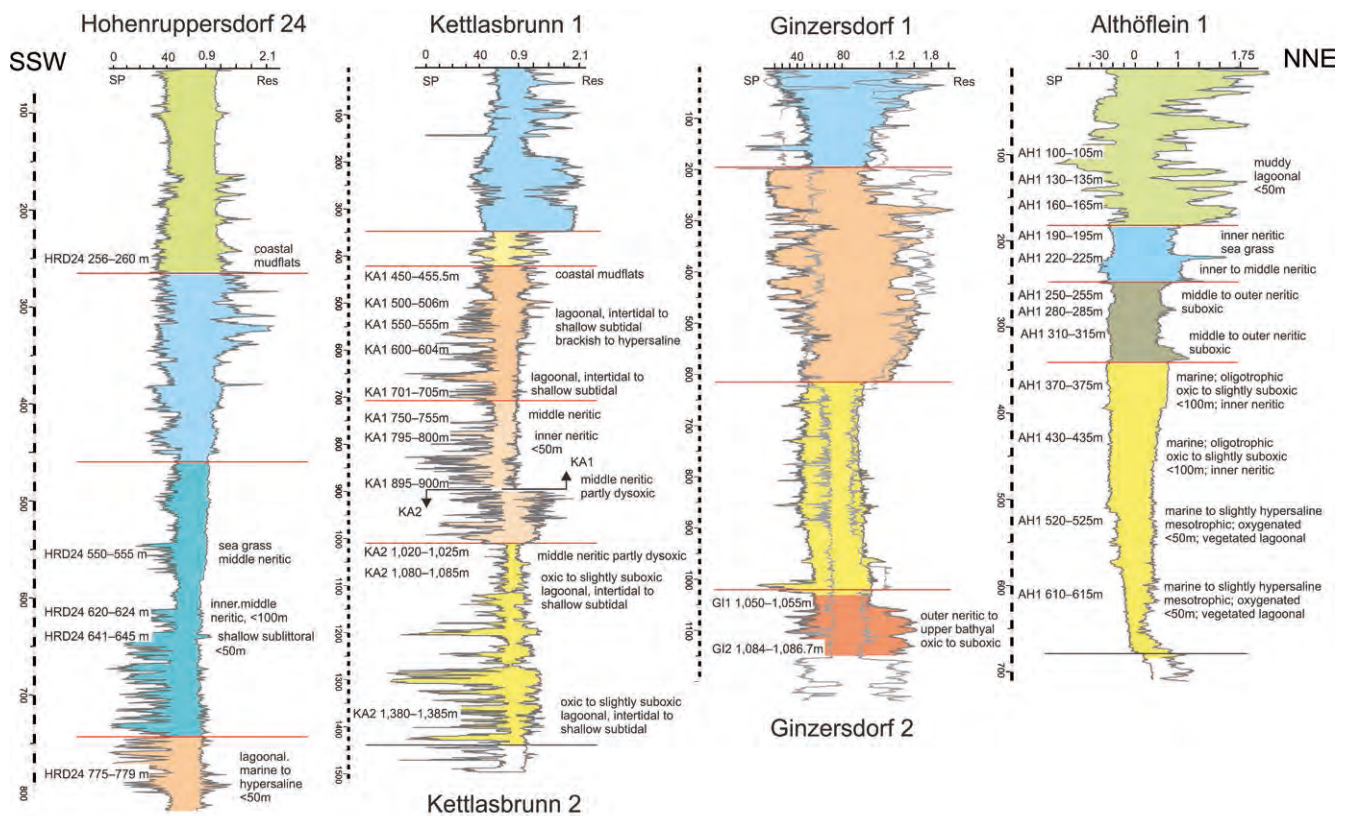
The statistical analyses were computed with the software PAST (Paleontological Statistics, version 2.17, HAMMER et al., 2001; Tab. 3). All material is stored in the paleontological collection of the Natural History Museum Vienna.

Biostratigraphic framework

The marine biostratigraphy of the Miocene of the Paratethys Sea is mainly based on foraminifera and calcareous nannoplankton (Text-Fig. 5). Due to the poor preservation and the huge amount of reworked specimens, nannoplankton turned out to be of little value in all test samples. Therefore, we focus on foraminifera, which were used to establish biostratigraphic zonations within the Paratethys since the early 20th century (see CÍCHA et al., 1998, PILLER et al., 2007 and HARZHAUSER & PILLER, 2007 for refer-

ences). For the Eggenburgian, Otnngian and Karpatian no regional zonations were proposed so far, and the existing correlations either adopt international biostratigraphic schemes and/or try to define First Appearance Datums (FADs) and Last Appearance Datums (LADs) of certain endemic taxa (e.g.: WENGER, 1987; CÍCHA et al., 1998; PIP-PÈRR, 2011; GRUNERT et al., 2013). For the Badenian and Sarmatian, a regional biostratigraphic (or better ecostratigraphic) zonation is well established and used herein as well. In the following, assemblages and marker species typical for the regional Central Paratethys stages and especially for the successions of the Vienna Basin are briefly discussed.

Late Eggenburgian–Otnngian biostratigraphy is primarily based on endemic benthic foraminiferal and mollusc species (CÍCHA & RÖGL, 1973; STEININGER et al., 1973). Traditionally, a threefold subdivision of the Otnngian exists in the North Alpine Foreland Basin and in the Vienna Basin, based on typical foraminiferal assemblages. Although CÍCHA & RÖGL (1973) and RÖGL (1985) suggest a possible correlation to the Burdigalian *Globigerinoides trilobus* Zone of the Mediterranean (sensu IACCARINO, 1985), planktic fo-



Text-Fig. 4. Wire logs (Spontaneous potential and resistivity) of six representative boreholes (Hohenruppersdorf 24, Kettlasbrunn 1 und 2, Ginzersdorf 1 und 2, Althöflein 1). The position of the samples is indicated to the left; general paleoenvironmental information is provided on the right (same legend as in Text-Figure 3).

raminiferous assemblages of the Ottnangian are generally of little significance for biostratigraphy (RÖGL, 1985). Only the base of the Ottnangian seems to coincide with the FAD of the endemic species *Cassigerinella spinata* (CICHA et al., 1998). Among the benthic species, *Amphicoryna ottnangensis* is a well-established marker for the early Ottnangian (CICHA & RÖGL, 1973; WENGER, 1987; CICHA et al., 1998; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003). It has its FAD at the Eggenburgian/Ottnangian boundary and lasts until the earliest middle Ottnangian. Another species often used in Ottnangian biostratigraphy is *Sigmoilopsis ottnangensis*. Based on records from the North Alpine Foreland Basin, it has its FAD during the late Eggenburgian and its LAD at the end of the early Ottnangian (WENGER, 1987). The FAD of *Uvigerina breviformis* has been suggested as a marker for the base of the middle Ottnangian (WENGER, 1987; CICHA et al., 1998).

Early Ottnangian offshore assemblages are characterized by *Bathysiphon taurinensis*, *Cyclammmina praecancellata*, *Haplophragmoides vasiceki*, along with *Uvigerina posthantkeni*, *Globigerinoides trilobus* and *Globigerina praebulloides* (CICHA & RÖGL, 1973; CICHA et al., 1998). *Ammonia*-dominated assemblages are reported from deltaic and estuarine, nearshore environments (KOVÁČ et al., 2004).

The separation of the late Ottnangian was originally based on a marked shift in assemblage composition towards shallow-water faunas of the so-called “*Cibicides-Elphidium-Schlier*” (GRILL, 1941, 1943, 1968). *Cibicidoides budayi*, *Lenticulina inornata*, *Cibicidoides lobatulus*, *Amphicoryna ottnangensis*, *Uvigerina breviformis*, *Bolivina fastigia* and *Bolivina tumida* along with various elphidiids are also typical in this zone (CICHA & RÖGL, 1973; CICHA et al., 1998). The microfauna of the latest part

of the Ottnangian of the northern Vienna Basin is strongly impoverished, small and dominated by *Ammonia* and in the literature referred to as “impoverished Schlier” or “Fish-Schlier” due to frequent occurrences of fish scales and bones (CICHA et al., 1998; KOVÁČ et al., 2004). Additionally, typical species of the late Ottnangian are *Sigmoilopsis ottnangensis*, *Lenticulina melvilli*, partly *Semivulvulina pectinata*, *Spirorutilus carinatus*, *Textularia gramen*, *Quinqueloculina buchiana*, *Spirosigmoilina tenuis*, *Triloculina* sp., *Ammonia viennensis*, *Amphimorphina haueriana*, *Bolivina hebes*, *Bolivina dilatata*, *Bolivina scitula*, *Bulimina elongata*, *Caucasina schischkinskayae*, *Elphidium angulatum*, *Elphidium macellum*, *Elphidium subtypicum*, *Elphidium ungeri*, *Fontbotia wuellerstorfi*, *Globulina gibba*, *Guttulina communis*, *Heterolepa dutemplei*, *Laevidentalina communis*, *Lagena striata*, *Melonis affinis*, *Melonis pompilioides*, *Porosonion granosum*, *Reussella spinulosa*, *Sphaeroidina bulloides* (CICHA et al., 1971, 1998; GRUNERT et al., 2012, 2013) along with planktonic foraminifera, such as *Globigerina ottnangiensis* (CICHA & RÖGL, 1973). Obviously, this shift in assemblages reflects mainly a change in regional paleoenvironment and its biostratigraphic significance on a larger scale might be doubtful.

The Karpatian assemblages display a transitional composition between the Ottnangian and early Badenian (CICHA et al., 2003). Since many typical Ottnangian species persist into the Karpatian (e.g. *Reticulophragmium karpaticum*, *Semivulvulina pectinata*, *Elphidium subtypicum*, *Fontbotia wuellerstorfi*; WENGER, 1987), it is difficult to differentiate between the two stages. Higher individual numbers and increased diversity of benthic foraminiferal species distinguish Karpatian from Ottnangian samples (CICHA & ZAPLETALOVÁ, 1967). Separating Karpatian assemblages from early Badenian ones may also be difficult. A reliable separation is based on

	Chronostratigr.		Central Paratethys	Eco/bio-zones	Lithostratigraphy	
	Series	Stage	Stage	Foraminifera		
Middle Miocene	11.62	Serravallian	Sarmatian	<i>Porosonion granosum</i>	Skalica Fm.	
				<i>Elphid. hauerinum</i> <i>Elphid. reginum</i> <i>Anomalinoidea</i>	Holič Fm.	
			Badenian	upper	<i>Bulimina-Bolivina</i>	Studienka Fm.
				middle	<i>Spirorutilus</i>	Jakubov Fm.
Langhian	lower	Upper Lagenidae	Lanžhot Fm.			
		Lower Lagenidae				
Lower Miocene	15.97	Burdigalian	Karpatian	<i>Uvigerina graciliformis</i>	Závod Fm.	
			Ottangian	<i>Cibicides-Elphidium</i> <i>Bathysiphon</i>	Lakšary Fm.	
					Lužice Fm.	

Text-Fig. 5. Lower and Middle Miocene chronostratigraphy and biostratigraphy of the Central Paratethys and major lithostratigraphic units of the Vienna Basin; modified from HARZHAUSER & PILLER (2004a), KOVÁČ et al. (2004), PILLER et al. (2007) and PEZELJ et al. (2013) (note that stratigraphic gaps between the lithostratigraphic units are not shown).

the first appearance of the planktonic genus *Praeorbulina* at the base of the Badenian (CICHA et al., 2003, but see HOHENEGGER et al., 2014). In addition, higher percentages of planktonic species in general and a strong increase in diversity characterize early Badenian assemblages (CICHA & ZAPLETALOVÁ, 1967; CICHA et al., 2003). Benthic species are often larger than their Karpatian representatives (CICHA et al., 2003). *Uvigerina graciliformis* is considered to be a marker for the base of the Karpatian (CICHA & ZAPLETALOVÁ, 1967; CICHA et al., 2003; KOVÁČ et al., 2004; PETROVÁ, 2004; RÖGL et al., 2003; SPEZZAFERRI et al., 2002). Assemblages containing *Bulimina elongata*, *Caucasina schischkinskayae*, *Globigerina ottangianensis*, *Globorotalia scitula*, *Uvigerina acuminata*, *U. graciliformis*, *U. breviformis* and *U. primiformis* together with elphidiids and agglutinated species are characteristic for the neritic early Karpatian. The appearance of *Globigerinoides bisphericus* is used as marker for the late Karpatian (SENEŠ, 1971; SPEZZAFERRI et al., 2002; RÖGL et al. 2003). Late Karpatian shallow-water faunas as reported from the Austrian Korneuburg Basin by RÖGL (1998) contain *Ammonia*, *Porosonion*, and *Elphidiella* in more hypersaline inner neritic assemblages and *Ammonia*, *Elphidium*, *Nonion*, *Reussella*, *Caucasina*, *Hanzawaia* as well as small globigerinids in fully marine, inner neritic environments.

Typical assemblages for this interval comprise *Reticulophragmium karpaticum*, *Uvigerina primiformis*, *Uvigerina breviformis*, *Uvigerina graciliformis*, *Elphidium macellum* and *Elphidium fichtelianum* (CICHA & ZAPLETALOVÁ, 1967; RÖGL, 1998; CICHA et al., 2003) co-occurring with the ubiquitous species *Bathysiphon taurinensis*, *Cyclammina karpatica*, *Semivulvulina pectinata*, *Textularia gramen*, *Ammonia viennensis*, *Biasterigerina planorbis*, *Bolivina dilatata*, *Bolivina hebes*, *Bulimina buchiana*, *Bulimina elongata*, *Caucasina schischkinskayae*, *Cibicoides lopjanicus*, *Cibicoides ungerianus*,

Globulina gibba, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina tarchanensis*, *Globigerinoides trilobus*, *Hansenisca soldanii*, *Heterolepa dutemplei*, *Laevidentalina elegans*, *Lenticulina inornata*, *Lenticulina melvilli*, *Lenticulina orbicularis*, *Marginulina hirsuta*, *Pullenia bulloides*, *Siphonina reticulata*, *Siphonodosaria consobrina*, *Uvigerina acuminata*, *Uvigerina semiornata* and *Valvulinera complanata*.

For the Badenian of the Vienna Basin a threefold ecostratigraphic subdivision was developed by GRILL (1941, 1943), which was refined later by numerous authors (see CICHA et al., 1998, 2003). The three biozones are: the Lagenidae Zone, the *Spirorutilus* Zone (= *Spiroplectammina* and Sandschaller Zone in older literature) and the *Bulimina-Bolivina* Zone, respectively. The fauna of the Lower Lagenidae Zone is related to the Karpatian one but more diverse. *Uvigerina macrocarinata* and *Praeorbulina glomerata circularis* are markers for the Lower Lagenidae Zone (PAPP, 1963; PAPP et al., 1978). Typical assemblages of this biozone contain members of the Nodosariacea (such as the genera *Lenticulina*, *Dentalina*, *Laevidentalina*, *Nodosaria*, *Neugeborina*, *Plectofrondicularia*, *Amphimorphina*, *Amphicoryna*, *Vaginulina*, *Plectofrondicularia*, *Lagena*, *Glandulina*, *Globulina*, *Fissurina*, *Guttulina* and others) and Buliminacea (genera: *Bulimina*, *Praeglobobulimina*, *Uvigerina*, *Reussella*) together with different bolivinids, *Elphidium flexuosum* and often planktonic foraminifera like *Praeorbulina glomerata circularis*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinella obesa* and small globorotaliids (PAPP et al., 1978; CICHA et al., 1998; RÖGL & SPEZZAFERRI, 2003).

The Upper Lagenidae Zone is characterized by an optimum of the foraminiferal fauna and a rich plankton assemblage with *Orbulina suturalis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina diplostoma*, *Globigerina concinna*, *Globigerinella regularis* and many others (PAPP et al., 1978; CICHA et al., 1998; BÁLDI & HOHENEGGER, 2008; RUPP & HOHENEGGER, 2008). In more marginal de-

posits Miliolacea are also frequent (e.g. *Quinqueloculina haidingeri*, *Qu. buchiana*, *Qu. laevigata*, *Pyrgo simplex*, *Triloculina* spp., *Spiroloculina* spp., *Peneroplis* spp., *Borelis melo*). Especially the occurrence of *Orbulina* is an important tie point because its FAD is dated at 15.1 Ma (WADE et al., 2011) in the Caribbean. Note, however, that in the Mediterranean its FOD is recorded distinctly later at 14.56 Ma (IACCARINO et al., 2012).

The *Spirorutilus* Zone is characterized by several species of the genera *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Elphidium*, *Cibicidoides*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Uvigerina* (esp. *U. venusta*), *Spirorutilus carinatus*, *Textularia*, *Martinottiella*, *Cyclammina*, *Haplophragmoides* (RUPP, 1986). The planktonic foraminifera are represented by species persisting from the Lagenidae Zone along with *Globigerinoides quadrilobatus* (PAPP et al., 1978; CÍCHA et al., 1998). This ecozone seems to be slightly diachronous and it might reflect the progradation of marginal-deltaic facies during the middle Badenian in the Vienna Basin (own observations, MICHAL KOVÁČ pers. comm., 2014).

The *Bulimina-Bolivina* Zone shows a comparatively impoverished, less diverse fauna. Along with the name-giving genera, smaller individuals of *Cibicidoides*, *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Uvigerina*, *Pavonitina* and *Globigerina* are typical. Nodosariacea are rare. Often only assemblages with *Ammonia* and *Elphidium*, sometimes together with *Porosonion granosum*, *Cibicidoides* and *Quinqueloculina* occur (PAPP et al., 1978; CÍCHA et al., 1998). Among the molluscs, *Vitta tuberculata* is an important marker of the upper Badenian (ŠVAGROVSKÝ, 1964, 1982) and frequently detected in core samples.

The Sarmatian assemblages show significant changes in their composition due to the extinction event at the Badenian/Sarmatian boundary (HARZHAUSER & PILLER, 2007). The early Sarmatian spans the *Elphidium reginum* and *hauerinum* Zones and the late Sarmatian *Porosonion granosum* Zone of the foraminiferal zonation (GRILL, 1941; HARZHAUSER & PILLER, 2004a, b). New sculptured elphidiids developed, like *Elphidium reginum*, *E. aculeatum*, *E. josephinum*, *E. grilli*, *E. subumbilicatum*, *E. fichtelianum* and *E. koberi*. In general, the Sarmatian assemblages are composed of elphidiid and miliolid representatives as well as *Ammonia* spp. Typical assemblages for this stage are shown in GÖRÖG (1992), SCHÜTZ et al. (2007) and GEBHARDT et al. (2009). In addition, the endemic evolution of molluscs allows a biozonation of the Sarmatian (HARZHAUSER & PILLER, 2004b). Of these, only the *Mohrensternia* Zone (= *Elphidium reginum* Zone) and maybe the *Ervilia* Zone (= *E. hauerinum* and lower *Porosonion granosum* zones) are represented in the cores.

Paleoecological framework

For the paleoenvironmental analysis benthic foraminifera were grouped (Tab. 4 and references therein) according to their bathymetric distribution, dependency of bottom water oxygenation and microhabitat preferences. Taxa, which can be used as markers for environmental stress and organic matter flux, were also evaluated. Planktonic foraminifera were used as paleoclimatic indicators.

Referring to KAIHO (1994) the following nomenclature for dissolved-oxygen levels is used: oxic (> 1.5 ml/l), suboxic (0.3–1.5 ml/l), dysoxic (0.1–0.3 ml/l). Numerous papers focus on benthic foraminiferal microhabitats and possible

factors limiting the vertical depth distribution of meiobenthos in the sediment profile (JORISSEN et al., 1995; KAIHO, 1994; VAN DER ZWAAN et al., 1999; numerous references therein). According to these authors, the assemblages are mainly controlled by two antagonizing parameters: oxygen and food availability. In well-oxygenated but food-limited systems, foraminiferal communities are restricted to the surficial sediments. Hence, the communities consist of mainly epifaunal or surface dwelling taxa adapted to oligotrophic environments. In eutrophic environments, the vertical occurrence of most taxa depends on the critical level of oxygen present within the sediment. Nutrients are not limiting, as the amount of organic matter in subsurface sediment layers is high. The foraminiferal assemblage is dominated by infaunal taxa. In the intermediate mesotrophic situation, enough organic matter is available and the oxygen penetration depth is moderate.

Planktonic foraminifera can be used to evaluate paleoclimatic conditions regarding surface water temperature (BICCHI et al., 2003; KENNETT & SRINIVASAN, 1983; LI et al., 1999; RUPP & HOHENEGGER, 2008; SPEZZAFERRI, 2004). Typical indicators for cool waters are *Globigerina* and *Turborotalita*; *Globorotalia* and *Globoturborotalita* indicate temperate waters; warm-temperate waters are often associated with *Globigerinella*. Warm surface waters are reflected by the occurrences of *Globigerinoides*, *Globoquadrina* and *Orbulina*. Planktonic foraminifera are sensible to productivity and nutrient input. Thus, *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides* and the small, 5-chambered *G. tarchanensis* are reported to prefer environments with higher productivity and may therefore indicate an increased input of nutrients (HEMLEBEN et al., 1989; HILBRECHT, 1996; RÖGL & SPEZZAFERRI, 2003; SPEZZAFERRI, 2004; RUPP & HOHENEGGER, 2008). *Globigerinella obesa* is an element of deeper water layers (HILBRECHT, 1996; NIKOLAEV et al., 1998) under warm-temperate conditions. Since *Globorotalia scitula* is known to dwell in deeper water layers (HILBRECHT, 1996; ITOU et al., 2001) the *Globorotalia* group might generally reflect deeper water habitats. Similarly, *Globoturborotalita* might prefer deeper water layers (NIKOLAEV et al., 1998). Cancellated relatives of *Globoquadrina altispira* are typical warm water elements found in more tropical oceans (BÉ & HUTSON, 1977) and generally, *Globoquadrina* is associated with intermediate water depths (NIKOLAEV et al., 1998).

Results

Based on the data on biostratigraphy and paleoecology as outlined above, the samples were analyzed according to their composition and paleoenvironmental parameters. For most samples, this allows an evaluation of the depositional environment and a biostratigraphic correlation. Since some samples contained few and/or only ubiquitous species it was ambiguous to determine their age. In these cases, the assumptions were counter-checked with the associated mollusc assemblages. In addition, several major seismic units have been identified within the Mistelbach area, which are bound by erosional surfaces and strong seismic reflectors (Text-Figs. 2–4). All these sedimentary units have been drilled by at least one borehole and covered by several samples. Therefore, all samples can be integrated into the seismic survey, which allows correlation

of biostratigraphically insignificant but paleoecologically important samples.

An update of the lithostratigraphy of the area is beyond the scope of this paper and will be presented elsewhere. Herein, we adopt the lithostratigraphic scheme of KOVÁČ et al. (2004) with some modifications: lower and upper Ottnangian = lower and upper Lužice Formation, lower Karpatian = Lakšary Formation, upper Karpatian = Závod Formation (both corresponding to the Laa Formation in the North Alpine Foreland Basin, NAFB), lower/middle/upper Badenian = Lanžhot, Jakubov and Studienka Formations, lower Sarmatian = Holič Formation, upper Sarmatian = Skalica Formation. Two additional lithostratigraphic units are recorded for the first time in the Mistelbach area, which lack formal descriptions so far. An upper Karpatian unit represents the infill of a channel, detected mainly in the Ginzersdorf/Althöflein region. The structure is termed Ginzersdorf Channel herein (Text-Fig. 2). The second, lower Badenian unit represents the infill of an up to 500 m-deep canyon structure, detected especially in the Mistelbach area (Text-Fig. 2). Seismic data reveal it as tributary linked to the Iván Canyon at the junction from the North Alpine Foredeep to the Carpathian Foredeep (DELLMOUR & HARZHAUSER, 2012). Herein, we term this structure Mistelbach Canyon.

In the following, the paleoecological and paleoenvironmental interpretations of the assemblages as listed in Table 3 are summarized for representative samples and the stratigraphic correlations are outlined for each sample. In some cases, the age assignment is based on the relative stratigraphic position of the sample within the seismic units. Plates 1 and 2 illustrate several characteristic foraminiferal species and Plate 3 presents typical macrofossils, discussed in the following.

The following sequence of samples is based on their position within the 3D seismic survey and the boreholes (Text-Figs. 3–4), starting with the stratigraphically lowest sample.

Maustrenk West 1 MTW1 (1,510–1,517 m) 13/213/7: poorly sorted sand and gravel with pectinids (*Pecten hornensis*) and cellemorphid bryozoans. The composition is highly reminiscent of the Retz and Zogelsdorf Formations along the Bohemian Massif (ROETZEL & SCHNABEL, 2002) and the Chropov Member in the NE part of the Vienna Basin in Slovakia (BUDAY et al., 1965; KOVÁČ et al., 2004). The depositional environment was a highly agitated shallow marine setting with numerous cellemorphids that formed during the initial transgression of the area.

Age: latest Eggenburgian or early Ottnangian based on the occurrence of *Pecten hornensis* (see MANDIĆ & STEININGER, 2003).

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Maustrenk West 1 MTW1 (1,480–1,485 m) 12/4: the 15 species found in this sample are mainly epifaunal preferring oxic bottom water conditions. *Heterolepa dutemplei* (38.1 %), *Spirorutilus carinatus* (15.5 %), *Elphidium subtypicum* (11.9 %), *Cibicidoides lopjanicus* (10.7 %) and *Semivulvulina depressa* (10.7 %) are most frequent. Infaunal species are rare and are adapted to suboxic conditions (*Fursenkoina subacuta* and *Amphicoryna ottnangensis*). The assemblage suggests an outer neritic to upper bathyal setting.

Age: late Eggenburgian/early Ottnangian based on the co-occurrence of *Cibicidoides* spp. and *Elphidium* spp., *Cyclammina bradyi* and the relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Ginzersdorf 1 GI1 (1,050–1,055 m) 17/1: the sample contains mainly agglutinated species, such as *Cribrostomoides subglobosus* (44.7 %), *Reticulophragmium karpaticum* (38.4 %), *Ammodiscus miocenicus* (11.7 %) and *Bathysiphon taurinensis* (3.0 %). Accessory taxa are *Scallopstoma ovicula* and *Spirosigmollina tenuis*. Most of the species are epifaunal to shallow infaunal. The infaunal species *Bathysiphon* hints at an increase of organic matter flux. The assemblage points to an outer neritic to upper bathyal setting.

Age: late Eggenburgian/early Ottnangian, based on *Bathysiphon taurinensis* and relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 2: *Cribrostomoides subglobosus*, Plate 1, Fig. 3: *Reticulophragmium karpaticum*.

Ginzersdorf 2 GI2 (1,084–1,086.7 m) 10/2: the foraminiferal assemblage comprises only seven epifaunal and shallow infaunal species, preferring oxic to suboxic bottom water conditions. *Reticulophragmium karpaticum* (41.0 %), *Heterolepa dutemplei* (35.9 %) and *Lenticulina inornata* (10.3 %) are most frequent along with rare *Elphidium crispum*, *Semivulvulina pectinata* and *Spirorutilus carinatus*. Infaunal species are missing. The assemblage suggests an outer neritic to upper bathyal setting.

Age: late Eggenburgian/early Ottnangian, based on general composition and relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Mistelbach 1 MI1 (1,373.5–1,377 m) 7/4: the occurrence of *Bathysiphon filiformis* (100 %) suggests an upper bathyal setting.

Age: late Eggenburgian/early Ottnangian, based on occurrence of *Bathysiphon filiformis*.

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 5: *Bathysiphon filiformis*.

Maustrenk West 1 MTW1 (1,380–1,385 m) 9/1: the foraminiferal assemblage of 26 species with *Cibicidoides lopjanicus* (39.6 %), *Ammonia pseudobeccarii* (22.5 %) along with keeled elphidiids, *Heterolepa dutemplei*, *Blasterigerina planorbis*, *Lenticulina inornata*, *Textularia gramen*, *Spirosigmollina tenuis*, *Nonion commune* and *Cibicidoides lobatulus* points to a deeper inner neritic setting. Most taxa are epifaunal adapted to oxic conditions. Infaunal species, such as *Nonion commune*, prefer suboxic conditions.

Age: Ottnangian, based on the relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: lower Lužice Formation.

Mistelbach U1 MisU1 (1,885–1,894 m) 3/1 and MisU1 (1,885–1,894 m) 3/4: an inner neritic shelf setting is indicated by the low diverse benthic assemblage of six species (*Ammonia viennensis* (67.2 %), elphidiids and *Porosonion granosum*). Well defined patches of shell fragments floating in the core sample MisU1 (1,885–1,894 m) 3/1 are reminiscent of filled decapod burrows. Along with many frag-

ments, shells of *Corbula gibba*, cardiiids, and *Anomia* predominate. Gastropods are represented by a small sized naticid and the batillariid *Granulolabium plicatum*. Small fragments of fish bones are frequent as well. The depositional environment was a very shallow marine lagoonal setting close to the shore. MisU1 (1,885–1,894 m) 3/4 yields a low diverse assemblage with *Anadara diluvia* and *Ostrea digitalina* in a silt-clay matrix. *Ostrea digitalina* might have preferred shallow littoral areas down to 10 m water depth (MANDIĆ & HARZHAUSER, 2003). Only the free right valve of *Ostrea* was found, suggesting that it was separated from the left valve, which is attached to hard substrate. The depositional environment of the basal samples was a shallow marine lagoonal setting with oxygen poor soft bottoms, bioturbated by decapod crustaceans, and close-by mudflats, settled by batillariid gastropods.

These core samples are lithologically and paleontologically highly reminiscent of the regressive phase at the Eggenburgian/Ottnangian boundary as described by ROETZEL in SCHUBERT et al. (1999) from the northeastern margin of the North Alpine Foreland Basin. There, lagoonal conditions, partly with low oxygenation became established (e.g. well Pulkau S1) before the Ottnangian transgression resulted in the deposition of the Schlier facies of the Zellerndorf Formation.

Age: Ottnangian, based on relative stratigraphic position and impoverished foraminiferal assemblage.

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Maustrenk West 1 MTW1 (1,130–1,138 m) 4/2, MTW1 (1,130–1,138 m) 4/7 and MTW1 (1,100–1,105 m) 3/5: foraminiferal assemblages with up to 20 species, comprising *Cibicidoides lopjanicus* (45.6 %), keeled elphidiids, *Ammonia* spp., *Lenticulina* spp., *Heterolepa dutemplei*, *Textularia gramen*, *Pullenia bulloides*, *Spirosigmollina tenuis*, *Triloculina gibba* and *Blasterigerina planorbis*. Infaunal to deep infaunal species are rare. The high abundances of epifaunal taxa suggest oxic to slightly suboxic bottom-water conditions. The assemblage indicates an inner neritic setting with water depths down to 100 m. Fish remains are frequent.

Age: Ottnangian, based the “*Cibicides-Elphidium*” assemblages, typical for the Ottnangian of the Vienna Basin (see ČIČHA et al., 1998; KOVÁČ et al., 2004).

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Althöflein 1 AH1 (520–525 m) 18/3 (15 species) and AH1 (610–615 m) 21/2 (18 species): the assemblages with *Reticulophragmium karpaticum* (16.0–33.3 %), keeled elphidiids, *Blasterigerina planorbis*, unkeeled elphidiids, *Ammonia* spp., *Porosonion granosum*, *Heterolepa dutemplei* and *Quinqueloculina* spp. are largely composed of epifaunal taxa preferring oxygenated bottom waters. Infaunal species from oxic environments occur in a smaller amount. Marine vegetation and hard substrates are reflected by the abundance of taxa with a clinging mode of life or dwelling in vegetated habitats like keeled elphidiids or *Quinqueloculina*. *Protoglobobulimina pupoides* and *Bolivina dilatata* hint at slightly increased flux of organic material and environmental stress. The foraminiferal assemblage points to a shallow, inner neritic environment down to 50 m water depth.

Age: Ottnangian based on occurrence of the assemblage type and the stratigraphic position.

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Althöflein 1 AH1 (370–375 m) 13/3 (26 species) and AH1 (430–435 m) 15/3 (34 species): the assemblages are dominated by *Reticulophragmium karpaticum* (30.0–37.6 %), keeled elphidiids, *Ammonia* spp., *Blasterigerina planorbis*, *Heterolepa dutemplei*, *Quinqueloculina* spp., *Lenticulina* spp. and *Cibicidoides lobatulus*. Epifaunal taxa preferring oxic to slightly suboxic bottom waters and oligotrophic conditions prevail. Infaunal species are rare. They are adapted to more suboxic conditions. The samples indicate an inner neritic environment.

Age: Ottnangian, based on occurrence of the assemblage type and the stratigraphic position.

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Kettlasbrunn 2 KA2 (1,080–1,085 m) 4/3 and KA2 (1,380–1,385 m) 9/3: the assemblages are mainly composed of *Ammonia viennensis* (98.3 %). This epifaunal to shallow infaunal species prefers oxic to slightly suboxic bottom water conditions and dwells in intertidal to shallow subtidal, lagoonal settings. The specimens are small sized, pointing to suboptimal conditions. A stressed environment is also indicated by the monospecific occurrence of the bivalve *Gouldia minima*.

Age: Ottnangian, based on the *Ammonia*-dominated, impoverished and small-sized fauna, which is typical for the latest Ottnangian of the Vienna Basin (see ČIČHA et al., 1998; KOVÁČ et al., 2004).

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Kettlasbrunn 2 KA2 (1,020–1,025 m) 3/1 (seven species) and KA2 (1,020–1,025 m) 3/4 (10 species): a middle neritic environment is indicated by the foraminiferal assemblage with *Heterolepa dutemplei* (41.6–55.0 %), *Textularia gramen*, *Semivulvulina pectinata*, *Quinqueloculina buchiana*, *Globulina gibba*, *Ammonia viennensis* and *Porosonion granosum*. These epifaunal species are adapted to oxygenated bottom waters. The monospecific occurrence of the bivalve *Corbula gibba* indicates instable and dysoxic bottom conditions (TALMAN & KEOUGH, 2001).

Age: Ottnangian, based on the impoverished fauna and small size.

Lithostratigraphy: upper Lužice Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 1: *Textularia gramen*.

Kettlasbrunn 1 KA1 (895–900 m) 15/2: a low diverse foraminiferal assemblage of seven species with *Ammonia viennensis* (89.2 %), *Porosonion granosum* (5.4 %) and rare *Nonion commune*, *Heterolepa dutemplei*, *Elphidium ortenburgense* and *Cibicidoides lopjanicus* suggesting a deeper inner neritic setting. Molluscs are represented by a near monospecific occurrence of the bivalve *Gouldia minima*, often preserved with articulated shells. The dominance by the infaunal *Gouldia* suggests a rather unstable environment and low oxygen conditions (POVCHUN & SUBBOTIN, 1991).

Age: Karpatian, based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Lakšary Formation.

Kettlasbrunn 1 KA1 (795–800 m) 14/2 and KA1 (750–755 m) 13/1: low diverse assemblages of only six and two species, being dominated by *Ammonia viennensis* (91.6–

96.9 %) along with rare *Quinqueloculina akneriana*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Hoeglundina elegans*, *Elphidium ortenburgense* and *Elphidium subtypicum* suggesting an intertidal to shallow subtidal, lagoonal setting.

Age: Karpatian, based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Lakšary Formation.

Mistelbach 1 MI1 (800–805 m) 1/2: the sample contained no foraminifers but a low diverse mollusc assemblage with *Ervilia pusilla*, *Vitta* sp. and *Stenothyroides schwartzi*. Nearly monospecific occurrences of *Ervilia pusilla* are typical for stressed environments, e.g. at the onset of the Badenian salinity crisis in the Carpathian Foredeep with restricted circulation and elevated salinity in few meters water depth (BABEL, 1999). Assemblages with *Stenothyroides schwartzi*, *Vitta* and *Ervilia* are also known from the Karpatian of the Korneuburg Basin.

Age: Karpatian, based on mollusc assemblage.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 6: *Stenothyroides schwartzi*.

Siebenhirten 3 SI3 (1,250–1,255 m) 11/1: the assemblage comprises 12 epifaunal to shallow infaunal species preferring oxic to suboxic bottom water condition. *Ammonia viennensis* (94.8 %) predominates accompanied by rare *Nonion commune*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Bulimina elongata*, *Cassidulina laevigata* and *Bolivina dilatata*, suggesting a lagoonal setting.

Age: Karpatian, based on assemblage type with *Cibicidoides lopjanicus*, *Globigerina praebulloides*, *G. ottnangiensis* and high amount of *Ammonia viennensis* (see CÍCHA & ZAPLETALOVÁ, 1967; RÖGL, 1998; CÍCHA et al., 2003).

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Kettlasbrunn 1 KA1 (600–604 m) 10/4, KA1 (701–705 m) 12/2: the foraminiferal assemblages of nine species are dominated by *Ammonia viennensis* (67.1–86.1 %) and *Ammonia pseudobeccarii* (11.0–18.3 %) accompanied by *Nonion commune*, *Elphidium ortenburgense* and *Porosonion granosum*, suggesting an intertidal to shallow subtidal, lagoonal setting.

Age: Karpatian (older than Badenian based on occurrence of *Elphidium ortenburgense*) and relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Kettlasbrunn 1 KA1 (500–506 m) 8/1 and KA1 (550–555 m) 9/2: the foraminiferal assemblages of five species consist almost entirely of *Ammonia* spp. (98.0–99.1 %) and represent an intertidal to shallow subtidal, lagoonal setting.

Age: Karpatian, based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Kettlasbrunn 1 KA1 (450–455.5 m) 7/4: a low diverse foraminiferal assemblage predominated by *Ammonia pseudobeccarii* (86.4 %) accompanied by *Biasterigerina planorbis* (9.1 %) and *Elphidium ortenburgense* (4.6 %). The low diverse mollusc assemblage is strongly fragmented and indicates a coastal marine, probably intertidal estuarine setting in which *Vitta* flourished.

Age: Karpatian, based on mollusc assemblage; especially the keeled *Vitta pachii* is a typical element of the late Karpatian coastal mudflats (HARZHAUSER, 2002; ZUSCHIN et al., 2014).

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Hohenrappersdorf 25 HRD25 (740–745 m) 10/1: this sample contains moderately preserved specimens of *Lenticulina inornata* and *Cyclammina karpatica*. The genus *Lenticulina* is epifaunal, adapted to suboxic conditions. The community displays a suboxic environment in the outer neritic to upper bathyal.

Age: Karpatian, based on rare occurrence of *Cyclammina karpatica*.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Hohenrappersdorf 24 HRD24 (775–779.5 m) 9/1: only 10 species, which are mainly epifaunal to shallow infaunal preferring oxic to suboxic bottom water conditions. *Ammonia viennensis* (61.1 %) and *Cycloforina gracilis* (31.6 %) predominate, accompanied by *Nonion commune*, *Lenticulina inornata*, *Quinqueloculina hauerina* and *Bulimina elongata*. Infaunal species are rare (*Nonion commune*, 2.8 %). The moderately to well-preserved assemblage suggests a marine to hypersaline lagoonal setting. Especially the tests of *Ammonia* show moderate preservation. Molluscs are mainly represented by *Corbula gibba*, which is a specialist for instable bottom conditions, being able to withstand dysoxic conditions (TALMAN & KEOUGH, 2001).

Age: Karpatian, based on the absence of Badenian index species and the stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Hohenrappersdorf 19 HRD19 (819–820 m) 12/1: low diverse assemblage with only eight moderately preserved species like *Ammonia viennensis* (55.8 %), *Ammonia pseudobeccarii* (20.8 %), *Lenticulina inornata* (13.0 %) predominate accompanied by *Porosonion granosum*, *Quinqueloculina* sp., *Cibicidoides* sp. and keeled elphidiids. Only epifaunal species adapted to oxic to slightly suboxic bottom water conditions are present; infaunal species are absent. The fauna indicates a shallow inner neritic environment.

Age: Karpatian, based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Hohenrappersdorf 25 HRD25 (665–670 m) 8/1: this low diverse assemblage of only six species is composed of *Ammonia viennensis* (75.2 %), *Ammonia pseudobeccarii* (11.5 %) and *Cycloforina gracilis* (8.0 %) along with keeled elphidiids and *Quinqueloculina seminulum*. These epifaunal to shallow infaunal taxa prefer oxic to slightly suboxic bottom water conditions and dwell in an inner neritic setting. The tests are poorly to moderately preserved and show signs of corrosion, abrasion and breakage.

Age: Karpatian, based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Závod Formation.

Althöflein 1 AH1 (310–315 m) 11/1: a diverse fauna with 40 species. *Lenticulina orbicularis* (22.5 %), *Globigerina bulloides* (16.0 %) and *Globigerina praebulloides* (15.4 %) are the most frequent species along with *Heterolepa dutemplei*, *Nonion commune*, *Melonis pompilioides*, *Biasterigerina planorbis*, *Bolivina dilatata*, *Siphonina reticulata*, *Siphonodosaria consobrina* and keeled elphidiids. Epifaunal and infaunal taxa with suboxic preferences predominate. *Uvigerina* spp., *Melonis pompilioides*, *Bolivina dilatata*, *Pappina primiformis* and *Valvulinera complanata* indicate organic

matter flux and high environmental stress. A middle to outer neritic environment of 100–200 m water depth is indicated by the assemblage. The high abundance of planktonic taxa preferring cool temperatures (84 %) indicates cool surface water conditions. *Globigerina bulloides* and *G. praebulloides* additionally hint at increased productivity (79 % of planktonic content).

Age: Karpatian, based on co-occurrences of *Uvigerina graciliformis*, *Uvigerina semiornata*, *Uvigerina pygmaoides*, *Pappina primiformis*, *Lenticulina melvilli* and *Globigerinoides bisphericus*.

Lithostratigraphy: unnamed formation in Ginzersdorf Channel.

Foraminifers: Plate 2, Fig. 7: *Siphonina reticulata*.

Althöflein 1 AH1 (280–285 m) 10/2: the diverse foraminiferal assemblage of 48 species is dominated by *Globigerina bulloides* (16.8 %), *Globigerina ottangiensis* (10.8 %), *Elphidium crispum* (10.8 %) *Heterolepa dutemplei* (6.7 %), *Biasterigerina planorbis* (5.6 %) and *Uvigerina breviformis* (5.2 %). Epifaunal taxa with mainly oxic preferences account for two-thirds of the assemblage. Slightly increased flux of organic matter and environmental stress are documented by *Bulimina* spp., *Uvigerina* spp., *Bolivina dilatata*, *Fursenkoina subacuta*, *Melonis pompilioides* and *Praeglobbulimina pyrula*, which are adapted to suboxic and dysoxic environments. The composition is characteristic for a middle to outer neritic environment. The proportion of planktonic foraminifera preferring cool temperature conditions (97 %) hints at cool surface waters. The increased contribution of planktonic taxa preferring productive environments (*Globigerina bulloides*, *G. tarchanensis*; 60 % of planktonic content) indicate an increased input of nutrients.

Age: Karpatian, based on co-occurrences of *Uvigerina graciliformis*, *Uvigerina breviformis*, and *Pappina primiformis*.

Lithostratigraphy: unnamed formation in Ginzersdorf Channel.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 23: *Uvigerina breviformis*.

Althöflein 1 AH1 (250–255 m) 9/4: a low diverse, moderately preserved foraminiferal assemblage of 11 species with *Lenticulina inornata*, *Textularia gramen*, *Vaginulinopsis haueriana* and *Ammonia viennensis*. The sample is largely composed of epifaunal species adapted to oxic to slightly low-oxygenated bottom water conditions. The infaunal species are mainly adapted to suboxic environments. The assemblage represents a middle to outer neritic environment. The mollusc fauna is small sized and low diverse, dominated by carnivores, such as *Polinices* cf. *cerovaensis* and *Profundinassa fuchsi*. Comparable assemblages are known from the upper bathyal of the Vienna Basin during the Karpatian (HARZHAUSER et al., 2011) and from the early Badenian of the Carpathian Foredeep (KITTL, 1887). Open marine conditions are also indicated by the common occurrence of otoliths of the meso- to bathypelagic lanternfish *Diaphus*.

Age: Karpatian, based on stratigraphic position and correlation with AH1 (280–285 m) 10/2.

Lithostratigraphy: unnamed formation in Ginzersdorf Channel.

Siebenhirten 3 SI3 (1,000–1,003 m) 8/2: a diverse foraminiferal assemblage of 49 species; *Heterolepa dutemplei* (10.3 %), *Nonion commune* (8.9 %), *Pullenia bulloides* (7.7 %) and

Globorotalia bykovae (6.9 %) are the most frequent species. The foraminiferal assemblage is similar to SI3 (900–906 m) 7/3 and points to the same outer neritic to upper bathyal environment. The mollusc assemblage is dominated by pyramidellids. The nassariid *Profundinassa fuchsi* is characteristic for outer neritic and upper bathyal settings in the Paratethys Sea (HARZHAUSER & KOWALKE, 2004). Similarly, extant *Saccella commutata* is a typical element of shelf communities (MARTINS et al., 2013) and the epifaunal suspension feeder *Limopsis* dwells in sands and fine gravels, from shallow waters down to several hundred meters water depth (OLIVER, 1992; LA PERNA, 2000). The otolith assemblage comprises two species of the lanternfish *Diaphus* and the codlet *Gadiculus argenteus*. The latter is a pelagic extant species, which lives in schools over mud, muddy sand, gravel and rock bottoms with a depth range from 100–1,000 m (COHEN et al., 1990).

Macrofauna: Plate 3, Fig. 14: *Profundinassa* cf. *fuchsi*, Plate 3, Fig. 17: *Odostomia* sp., Plate 3, Fig. 20: *Turbonilla* sp. 3, Plate 3, Figs. 30–31: *Gadiculus argenteus*.

Age: Badenian (Lower Lagenidae Zone), based on the occurrence of *U. macrocarinata*, *Lenticulina americana* and numerous globigerinids.

Lithostratigraphy: unnamed formation in Mistelbach Canyon.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 4: *Martinottiella communis*, Plate 1, Fig. 19: *Protoglobbulimina pupoides*, Plate 2, Fig. 3: *Sphaeroidina bulloides*, Plate 2, Fig. 13: *Heterolepa dutemplei*, Plate 2, Fig. 14: *Hansenisca soldanii*.

Siebenhirten 3 SI3 (900–906 m) 7/3: a diverse and well-preserved benthic assemblage with 59 species including *Globorotalia bykovae* (28.3 %), *Bulimina subulata* (8.7 %), *Globigerina bulloides* (7.2 %), *Bulimina elongata* (5.6 %), *Heterolepa dutemplei* (4.6 %) and many others. Increased organic matter flux and environmental stress are documented by the high abundances of infaunal and deep infaunal species adapted to suboxic to dysoxic conditions, such as *Uvigerina* spp., *Bulimina* spp., *Melonis pompilioides*, *Bolivina* spp., *Cassidulina laevigata* and *Hoeglundina elegans*. This assemblage indicates an outer neritic to upper bathyal environment. The high percentage of *Globorotalia* and *Globigerina* suggests temperate to cool water and the abundance of *Globigerina bulloides* and *G. praebulloides* indicates increased nutrient flux.

Age: Badenian (Lower Lagenidae Zone), based on the occurrence of *Uvigerina macrocarinata*, *Orbulina suturalis*, *Lenticulina americana* and numerous globigerinids.

Lithostratigraphy: unnamed formation in Mistelbach Canyon.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 7: *Spirorutilus carinatus*, Plate 1, Fig. 16: *Scallopstoma ovicula*, Plate 1, Fig. 20: *Bolivina dilatata*, Plate 1, Fig. 22: *Bulimina elongata*, Plate 1, Fig. 24: *Uvigerina macrocarinata*, Plate 1, Fig. 27: *Bulimina subulata*, Plate 2, Fig. 5: *Valvulineria complanata*, Plate 2, Fig. 6: *Nonion commune*, Plate 2, Fig. 11: *Melonis pompilioides*, Plate 2, Fig. 12: *Pullenia bulloides*.

Pirawarth U3 PWU3 (1,123–1,128 m) 1/1 and PWU3 (1,123–1,128 m) 1/3: only *Ammonia viennensis* and *Reticulophragmium* sp. were found in sample PWU3 (1,123–1,128 m) 1/1 pointing to shallow inner neritic conditions. The assemblage of PWU3 (1,123–1,128 m) 1/3 is largely composed of *Ammonia viennensis* (62.5 %), *Cycloforina gracilis* (17 %), *Adelosina*

longirostra (15.0 %) along with rare *Cibicidoides pachyderma* and *Lenticulina inornata*. These epifaunal to shallow infaunal taxa prefer oxic to slightly suboxic bottom water conditions in inner neritic settings.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on occurrence of *Adelosina longirostra* and *Adelosina schreibersi*.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Siebenhirten 3 SI3 (800–805 m) 6/3: the benthic foraminifera of this assemblage comprise *Ammonia viennensis* (33.7 %), *Borelis melo* (30.2 %), *Ammonia pseudobeccarii* (12.8 %), *Elphidium crispum* (10.5 %) along with *Cycloforina badenensis*, *Quinqueloculina triangularis*, *Pyrgo simplex* and *Triloculina* spp. Submarine vegetation is indicated by most of the taxa except for *Ammonia* and *Cycloforina badenensis*. All included genera are epifaunal and adapted to oxic to suboxic bottom water conditions. The assemblage indicates a nearshore, lagoonal environment in 0–50 m water depth. The mollusc assemblage consists of few species of *Vitula picta*, *Tritia schoenni*, *Terebralia lignitarum* and *Potamides theodiscus* and comprises only extremely corroded specimens. All species are bound to the intertidal zone, preferring mudflats. Comparable assemblages are widespread along the Karpatian coasts of the Korneuburg Basin (ZUSCHIN et al., 2014) but are also found along the Badenian coasts as documented by the assemblages of the Grund Formation in Lower Austria (LATAL et al., 2006). Although the assemblage is ecologically uniform, lacking species from other environments, the extreme corrosion suggests transport or even reworking.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on occurrence of *Borelis melo*, *Quinqueloculina triangularis*, *Cycloforina badenensis* and *Triloculina scapha*.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Hohenruppersdorf 25 HRD25 (645–650 m) 7/1: a moderately diverse assemblage of 18 species with *Lenticulina austriaca* (40.9 %), *Ammonia viennensis* (40.1 %) as most frequent species along with *Porosonion granosum* (5.2 %) and rare *Nonion commune*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Biasterigerina planorbis* and keeled elphidiids. The sample is mainly composed of epifaunal species adapted to oxic to suboxic bottom conditions. The infaunal species prefer suboxic conditions. *Ammonia* and *Lenticulina* are poorly preserved due to abrasion, whereas the remaining species are moderately preserved. The assemblage indicates the outer part of the inner neritic zone. Similarly, the rather diverse mollusc assemblage with *Bittium reticulatum*, *Ptychidia* cf. *vindobonensis*, *Polinices* cf. *cerovaensis*, *Tritia subasperata* and large amounts of parasitic pyramidellids point to a medium deep soft bottom environment. *Bittium reticulatum* indicates some phytal cover (BERNASCONI & STANLEY, 1997).

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on occurrence of *Amphistegina radiata*, *Cycloforina badenensis* and *Adelosina longirostra*.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 16: *Tritia subasperata*, Plate 3, Fig. 18: *Turbonilla* sp. 1, Plate 3, Fig. 19: *Turbonilla* sp.

Hohenruppersdorf 24 HRD24 (641–645 m) 7/1: moderately diverse with 10 species, such as *Elphidium crispum* (40.6 %), *Borelis melo* (15.6 %), *Ammonia pseudobeccarii* (9.4 %),

Triloculina inflata (9.4 %) and *Porosonion granosum* (9.4 %) as most frequent species. Almost all taxa are epifaunal and adapted to oxic conditions. Only *Nonion commune* is an infaunal species. The moderately preserved community suggests a lagoonal nearshore environment. Additionally, *Elphidium crispum*, *Borelis melo* and *Triloculina inflata* point to vegetation (e.g. seagrass) due to epiphytic or clinging mode of life.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on *Borelis melo* and the general composition.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Hohenruppersdorf 24 HRD24 (620–624 m) 6/1: a diverse assemblage with 22 species including *Nonion commune* (38.8 %), *Ammonia pseudobeccarii* (9.0 %), *Fursenkoina subacuta* (7.9 %), *Ammonia viennensis* (7.9 %), *Lenticulina inornata* (7.3 %) and *Bullimina elongata* (6.4 %) as most frequent species. The sample is mainly composed of infaunal species adapted to suboxic bottom conditions. The epifaunal species prefer oxic to suboxic conditions. *Fursenkoina subacuta*, *Bullimina elongata* and *Uvigerina pygmaoides* hint at slightly increased flux of organic material and environmental stress. The assemblage is suggesting a slightly shallower setting than HRD24 (550–555 m) 5/1 in the middle inner neritic zone around 100 m.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on *Uvigerina pygmaoides*, the frequent lagenids and the general composition, which agrees with coeval assemblages described by PAPP et al. (1978).

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Hohenruppersdorf 25 HRD25 (490–495 m) 4/1 (18 species) and HRD25 (550–557 m) 5/1 (20 species): the samples are dominated by *Lenticulina austriaca* (34.8–51.1 %), *Quinqueloculina hauerina* (7.2–13.8 %) and *Semivulvulina pectinata* (6.5–11.6 %) along with *Nonion commune*, keeled elphidiids, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Biasterigerina planorbis* and *Cibicidoides austriaca*. The benthos is largely composed of epifaunal species adapted to oxic to suboxic conditions. The infaunal species *Nonion commune* points to suboxic conditions. The foraminiferal assemblage indicates the outer part of the inner neritic zone. This interpretation is supported by the mollusc fauna with *Polinices* cf. *cerovaensis*, numerous pyramidellids, *Tritia* sp., *Chrysallida* sp., and *Turbonilla* sp. The absence of herbivores and the presence of the lantern fish *Diaphus acutirostrum* points to a deeper offshore environment with soft bottom.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on occurrence of *Amphistegina radiata*, *Quinqueloculina haidingeri* and *Cibicidoides austriacus*.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Macrofauna: Plate 3, Figs. 32–33: *Diaphus acutirostrum*.

Hohenruppersdorf 19 HRD19 (650–656 m) 7/1: a moderately diverse and poorly preserved foraminiferal assemblage of 10 species with *Lenticulina inornata* (50 %), *Nonion commune* (28.1 %), *Lenticulina melvilli* (9.4 %) along with *Ammonia viennensis*, *Semivulvulina pectinata*, *Quinqueloculina buchiana* and *Pararotalia aculeata*. The low diverse mollusc assemblage consists mainly of *Chrysallida* species. The inner neritic depositional environment seems to be similar to that of HRD19 (590–595 m) 3/1.

Age: Badenian, based on *Quinqueloculina buchiana* and the relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Foraminifers: Plate 2, Fig. 2: *Lenticulina inornata*.

Hohenrappersdorf 19 HRD19 (630–635 m) 6/1: the assemblage contains 22 species, such as *Nonion commune* (41.6 %), *Fursenkoina subacuta* (34.1 %), *Bolivina dilatata* (10.9 %) along with *Lenticulina* spp., *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Bulimina elongata*, *Cibicidoides* spp., *Laevidentalina* spp., *Textularia gramen*, *Valvulineria complanata* and *Reussella spinulosa*. Most of these are infaunal or deep infaunal taxa, adapted to sub- or even dysoxic bottom water conditions (e.g. *Nonion commune*, *Fursenkoina subacuta* and *Bolivina dilatata*). The rare epifaunal species hint at oxic to suboxic conditions. Environmental stress is indicated by the abundance of infaunal *Fursenkoina subacuta* and *Bolivina dilatata*. Preservation is moderate, partly even poor due to strong abrasion and corrosion of the tests. The composition indicates an inner neritic setting.

Age: Badenian, based on the relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 26: *Fursenkoina subacuta*.

Hohenrappersdorf 24 HRD24 (550–555 m) 5/1: a diverse foraminiferal assemblage of 21 species with *Nonion commune* (35.3 %), *Valvulineria complanata* (11.5 %), *Globigerina* sp. (9.2 %), *Fursenkoina subacuta* (8.5 %) and *Quinqueloculina haidingeri* (8.1 %) as most frequent species. The community is largely composed of infaunal taxa preferring suboxic bottom waters. Epifaunal species occur in a smaller amount. They are adapted to more oxic conditions. Environmental stress is indicated by *Valvulineria complanata*, *Fursenkoina subacuta* and *Bulimina elongata*. Tests are poorly to moderately preserved; especially the miliolids show a poor preservation due to strong corrosion and abrasion. This assemblage points to a middle to outer neritic environment between 100–200 m water depth.

Molluscs are represented mainly by well preserved shells of *Manzonina scalaris*; the presence of this rissoid suggests shallow marine settings within the photic zone as this genus is commonly associated with algae (CORDEIRO & ÁVILA, 2015). Otoliths of the meso- to bathypelagic lanternfish *Diaphus acutirostrum* support the interpretation of an open marine environment (BRZOBOHATÝ & NOLF, 2000).

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on frequent lagenids, *Quinqueloculina haidingeri*, *Lagena haidingeri* and others.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 12: *Spirosigmolina tenuis*.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 8: *Manzonina scalaris*.

Hohenrappersdorf 19 HRD19 (590–595 m) 4/1 (22 species): the foraminiferal assemblage comprises *Nonion commune* (41.5 %), *Bulimina elongata* (20.6 %), *Lenticulina inornata* (19.3 %) and *Quinqueloculina triangularis* (6.2 %) along with rare *Semivulvulina pectinata*, *Ammonia* spp., *Cycloforina contorta*, *Heterolepa dutemplei* and others. The assemblage is mainly composed of infaunal species adapted to suboxic bottom water conditions. The epifaunal species indicate low oxygenated conditions. Almost all tests are abraded and corroded. The low diverse mollusc assemblage consists mainly of *Chrysallida* species. These ectoparasites inhabit

it sublittoral marine environments; the presence of the meso- to bathypelagic lantern fish of the genus *Diaphus* also points to deeper water. Similarly, the foraminiferal assemblage suggests a deeper inner neritic setting.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on high number of lagenids, occurrence of *Quinqueloculina triangularis* and *Sigmoilinita tschokrakensis*.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Hohenrappersdorf 19 HRD19 (495–500 m) 2/1: a moderately to well-preserved foraminiferal assemblage of 15 species with numerous *Bulimina elongata* (79.1 %) and *Nonion commune* (8.8 %) along with rare *Textularia gramen*, *Ammonia* spp., *Cibicidoides* spp. and *Quinqueloculina* spp. Increased organic matter flux is clearly documented by benthic foraminifera, which are largely composed of infaunal species adapted to suboxic environments. The abundance of infaunal species and epifaunal indicators for oxic conditions suggests a mesotrophic, suboxic environment for this assemblage in a middle neritic setting.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on the general composition, which agrees with coeval assemblages reported by PAPP et al. (1978).

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Walterskirchen 1 WA1 (500–505 m) 7/4: the moderately diverse foraminiferal assemblage with 14 species including *Lenticulina inornata* (53.2 %), *Heterolepa dutemplei* (28.8 %) along with *Elphidium fichtelianum*, *Ceratocancri haueri*, *Semivulvulina pectinata*, *Melonis pompilioides* and *Globulina gibba*. The assemblage is largely composed of epifaunal species adapted to both oxic and low-oxygenated bottom water conditions. The documented infaunal species are suboxic. The assemblage indicates an outer neritic to upper bathyal setting.

Age: Badenian (Lagenidae Zone), based on relative stratigraphic position.

Lithostratigraphy: Lanžhot Formation.

Walterskirchen 1 WA1 (400–403 m) 5/1: a diverse benthic assemblage of 42 species with *Valvulineria complanata* (21.5 %), *Bulimina elongata* (14.4 %), *Ammonia viennensis* (12.0 %) and *Porosonion granosum* (12.0 %) along with *Quinqueloculina* spp., *Nonion commune*, *Cibicidoides* sp., *Cycloforina* spp., *Protoglobobulimina pupoides*, *Heterolepa dutemplei* and *Melonis pompilioides*. Increased organic matter flux and environmental stress are documented by the high abundances of infaunal and deep infaunal indicators like *Valvulineria complanata*, *Bulimina elongata*, *Protoglobobulimina pupoides*, *Melonis pompilioides* and *Bolivina dilatata* preferring suboxic to dysoxic conditions. Epifaunal foraminifers point to oxygenated bottom waters. An outer neritic marine environment is indicated by this assemblage. Molluscs are represented by few turritellids and nuculanids, which are typical for sandy-muddy bottoms. *Tritia striatula* is very common in medium deep sublittoral offshore environments of the Vienna Basin. The most conspicuous element is the frequently occurring bryozoan *Cupuladria*. This genus forms small free-living and semi-vagile colonies and shuns pure clay bottoms. It prefers muddy sand and sand below wave base (BAŁUK & RADWAŃSKI, 1984).

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on co-occurrence of *Adelosina longirostra*, *Quinqueloculina triangularis*, *Quinqueloculi-*

na haidingeri, *Cycloforina badenensis*, *Textularia mariae*, *Quinqueloculina foeda* and general similarity with assemblages from that biozone as described by RUPP (1986).

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 29: *Cupuladria* sp.

Hohenruppersdorf 25 HRD25 (310–315 m) 2/1: a diverse foraminiferal assemblage of 22 species with *Protoglobobulimina pupoides* (20.5 %), *Triloculina inflata* (12.1 %), *Valvulineria complanata* (10.8 %) and less frequent *Quinqueloculina* spp., *Karrerella chilostoma*, *Heterolepa dutemplei*, *Ammonia* spp., keeled elphidiids, *Bulimina elongata*, *Porosonion granosum*, *Nonion commune*, *Neugeborina longiscata* and *Pyrgo simplex*. Oxidic bottom waters are preferred by the epifaunal species (accounting for c. 50 %), whereas the infaunal and deep infaunal taxa are solely adapted to suboxic and dysoxic bottom water conditions. Increased organic matter flux and environmental stress is indicated by *Protoglobobulimina pupoides*, *Valvulineria complanata* and *Bulimina elongata*. The tests are moderately to well-preserved, some are strongly corroded and pyritized. The assemblage indicates an inner neritic setting down to 100 m water depth.

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on the occurrences of *Quinqueloculina foeda* and *Globigerinoides quadrilobatus*.

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Hohenruppersdorf 25 HRD25 (290–298 m) 1/1: a diverse foraminiferal assemblage of 47 species with *Valvulineria complanata* (22.5 %), *Porosonion granosum* (12.6 %), *Ammonia viennensis* (12.2 %) as most frequent species associated with *Textularia* spp., *Nonion commune*, *Cycloforina contorta*, *Sigmoilopsis* spp., *Bulimina* spp., *Praeglobobulimina* spp., *Cancri auriculus*, *Heterolepa dutemplei*, *Quinqueloculina* spp., *Pseudogaudryina mayeriana*, *Cibicidoides* spp. and many others. Most of the epifaunal species, which account for about 50 % of the total assemblage, depend on oxidic bottom waters, whereas the infaunal taxa are solely adapted to suboxic or even dysoxic bottom water conditions. The latter comprise several species pointing to increased organic matter flux and environmental stress, such as *Valvulineria complanata*, *Bulimina elongata*, *Praeglobobulimina* spp., *Fursenkoina subacuta*, *Melonis* spp., *Cancri auriculus*, *Cassidulina laevigata* and *Hoeglundina elegans*. The assemblage points to the middle neritic zone.

The increased contribution of planktonic foraminifera preferring warm temperature conditions hints at warmer surface waters. *Globigerinella obesa*, known as a deeper water element, indicates deeper warm-temperate layers. The proportion of planktonic taxa preferring productive environments (*Globigerina bulloides*, *G. praebulloides*; 29 % of planktonic content) may indicate a slightly increased input of nutrients.

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on the occurrences of *Quinqueloculina foeda*, *Bitubulogenerina reticulata*, *Cibicidoides austriacus*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides quadrilobatus* and the general composition, which agrees with coeval assemblages reported by PAPP et al. (1978) and RUPP (1986).

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Poysdorf 1 PO1 (520–525 m) 17/2: the very diverse assemblage contains 71 species. *Biasterigerina planorbis* (12.7 %), *Cibicidoides austriacus* (10.8 %) and *Porosonion granosum* (7.6 %) are the most frequent species. Almost all spe-

cies are epifaunal taxa adapted to oxygenated or low-oxygenated bottom water conditions in nearshore and inner neritic settings. Genera, such as *Borelis*, *Spirolina*, *Quinqueloculina*, *Cibicidoides* and *Elphidium*, indicate submarine vegetation, such as seagrass, and/or hard substrates due to their clinging and epiphytic mode of life. The macrofauna is well-preserved and very diverse containing 28 mollusc species, 8 bryozoan species and the polychaet *Ditrupe*. The bryozoan assemblage is dominated by the bryozoan *Biflustra* along with *Cerriopora* sp., *Myriapora truncata*, *Cellepora* sp. and *Adeonellopsis* sp.

The mollusc fauna contains abundant *Bittium reticulatum*, *Bittium spina*, *Cerithidium multiliratum*, *C. schwartzi* and several risoids, such as *Alvania ampulla*. These taxa mainly occur in vegetated marine environments (BERNASCONI & STANLEY, 1997; WEBER & ZUSCHIN, 2013). Similarly, the imprints on the epifaunal *Biflustra*-colonies point to the presence of sea grass. Thus, the assemblage is very indicative for a very shallow sublittoral setting with sea grass.

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone) based on co-occurrence of *Cibicidoides austriacus*, *Cornuspira plicata*, *Quinqueloculina foeda*, *Adelosina longirostra*, *Pyrgoella ventruosa*, *Paravulvulina serrata*, *Cycloforina lucida*, *C. badenensis*, *Quinqueloculina haidingeri*, *Spirolina austriaca*, *Borelis melo*.

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 6: *Paravulvulina serrata*, Plate 1, Fig. 9: *Quinqueloculina akneriana*, Plate 1, Fig. 10: *Borelis melo*, Plate 1, Fig. 14: *Quinqueloculina boueana*, Plate 1, Fig. 29: *Globulina punctata*, Plate 2, Fig. 1: *Guttulina communis*, Plate 2, Fig. 8: *Amphistegina radiata*, Plate 2, Fig. 15: *Conorbella imperatoria*, Plate 2, Fig. 16: *Biasterigerina planorbis*.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 3: *Cerithidium multiliratum*, Plate 3, Fig. 4: *Cerithidium schwartzi*, Plate 3, Fig. 9: *Alvania ampulla*, Plate 3, Fig. 24: *Cerriopora* sp., Plate 3, Fig. 25: *Myriapora truncata*, Plate 3, Fig. 26: *Cellepora* sp., Plate 3, Fig. 27: *Adeonellopsis* sp., Plate 3, Fig. 28: *Biflustra* sp.

Poysdorf 1 PO1 (490–495 m) 16/1: a lagoonal, inner neritic setting with water depths down to 50 m is indicated by the assemblage of 16 species with *Ammonia viennensis* (34.1 %), *Porosonion granosum* (22.5 %), *Quinqueloculina buchiana* (9.3 %) along with *Globigerina bulloides*, *Globorotalia bykovae*, *Nonion commune* and *Bulimina elongata*. Most of the taxa are epifaunal to shallow infaunal and prefer oxidic to slightly suboxic environments. *Nonion commune*, *Aubignyna* sp. and *Bulimina elongata* are infaunal species preferring suboxic conditions. The nearly monospecific mollusc assemblage, comprising mainly the bivalve *Gouldia minima*, suggests an unstable environment and maybe also low oxygen conditions (POVC-HUN & SUBBOTIN, 1991).

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on *Quinqueloculina foeda* and similarity with coeval assemblages described by RUPP (1986) and correlation with PO1 (520–525 m) 17/2.

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Althöflein 1 AH1 (220–225 m) 8/2: moderately preserved, slightly abraded benthic assemblage, containing 44 species. *Porosonion granosum* (15.0 %), *Nonion commune* (14.5 %) and *Ammonia viennensis* (11.9 %) predominate. *Quinqueloculina boueana*, *Bitubulogenerina reticulata*, *Reussella spinulosa*, *Bolivina dilatata* and *Cycloforina contorta* contribute with 5.4 to 3.5 % to the assemblage.

Increased organic matter flux and environmental stress are documented by *Bolivina dilatata*, *Fursenkoina subacuta*, *Melonis pompilioides*, *Valvulineria complanata*, *Praeglobobulimina pyrula*, *Cancris auriculus*, and *Bulimina elongata*. These are also infaunal to deep infaunal species. The assemblage suggests a shallow marine, inner neritic setting down to 100 m water depth.

Molluscs are represented by a diverse and well-preserved turritellid-dominated assemblage. The abundance of *Ptychidia vindobonensis* and other infaunal taxa, such as *Corbula gibba*, *Saccella commutata* and *Gadilina jani* document soft bottom conditions. Carnivorous turrids and parasitic pyramidellids feeding on polychaets and echinoderms are also typical. Preservation and composition point to within-habitat preservation; no indications for transport or reworking were found. Fish remains include otoliths of the benthic goby *Lesueurigobius vinalis*. Extant Mediterranean representatives of the genus *Lesueurigobius* typically occur at depths between 10 to 230 m (MILLER, 1986). This points to a medium deep sublittoral soft-bottom environment within the photic zone.

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on co-occurrence of *Cycloforina contorta*, *Bitubulogenerina reticulata*, *Quinqueloculina foeda*.

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 13: *Quinqueloculina foeda*, Plate 1, Fig. 21: *Bitubulogenerina reticulata*, Plate 1, Fig. 25: *Reussella spinulosa*.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 5: *Ptychidia vindobonensis*, Plate 3, Fig. 12: *Pseudonoba striata*, Plate 3, Fig. 23: *Gadilina jani*, Plate 3, Figs. 36–37: *Lesueurigobius vinalis*.

Althöflein 1 AH1 (190–195 m) 7/4: a diverse foraminiferal assemblage of 37 species with *Ammonia viennensis* (33.9 %), *Elphidium crispum* (19.2 %), *Quinqueloculina akneriana* (6.9 %), *Pseudotriloculina consobrina* and rare *Cycloforina* spp., *Borelis melo*, *Textularia gramen*, *Biasterigerina planorbis* and *Spirolina austriaca*. Seagrass or macro-algae are indicated by species with a clinging or epiphytic mode of life, such as *Quinqueloculina* spp., *Spirolina austriaca*, *Borelis melo*, *Textularia gramen*, *Cibicidoides* spp. and *Cibicidoides lobatulus*. Infaunal species are rare. This assemblage represents a shallow marine, inner neritic environment. The mollusc assemblage is diverse and gastropod-dominated. The abundant and well preserved *Sandbergeria perpusilla* and *Bittium spina* along with rissoids and nassariids point to a shallow sublittoral setting as well. Intertidal taxa, such as *Vitta picta*, *Granulolabium bicinctum* and *Tritia dujardini* are fragmented, abraded and display black coloring. These elements are probably transported from the adjacent littoral zone. Some of the larger shells show typical peeling of the apertures by crabs. Concluding, the assemblage indicates a shallow marine, inner neritic to lagoonal setting probably with seagrass patches; close-by coastal mudflats are indicated by rare *Granulolabium bicinctum*.

Age: Badenian (*Spirorutilus* Zone), based on co-occurrence of *Quinqueloculina* spp. *Cycloforina contorta*, *Elphidium* spp., *Ammonia* spp., *Borelis melo*, *Spirolina austriaca* and the high similarity with coeval assemblages described by RUPP (1986).

Lithostratigraphy: Jakubov Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 8: *Cycloforina contorta*, Plate 1, Fig. 11: *Pseudotriloculina consobrina*, Plate 1, Fig. 15: *Spirolina austriaca*, Plate 2, Fig. 25: *Elphidium flexuosum*.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 1: *Bittium spina*, Plate 3, Fig. 2: *Sandbergeria perpusilla*, Plate 3, Fig. 13: *Caecum* cf. *trachea*, Plate 3, Fig. 15: *Tritia styriaca*, Plate 3, Fig. 21: *Anisocycla* cf. *nitidissima*, Plate 3, Figs. 34–35: *Diaphus austriacus*.

Poysdorf 1 PO1 (460–465 m) 15/1: low diverse foraminiferal assemblage with *Ammonia pseudobeccarii* (86.7 %) along with rare *Ammonia viennensis*, *Quinqueloculina triangularis*, keeled elphidiids, *Aubignyna* sp., *Heterolepa dutemplei* and *Siphonina reticulata*. The fauna is largely composed of epifaunal to shallow infaunal species depending on oxic to slightly suboxic bottom water conditions in lagoonal and intertidal settings. Similarly, Paratethyan *Vitta* species are restricted to intertidal settings, often associated with mudflats (HARZHAUSER & KOWALKE, 2001).

Age: Badenian (*Bulimina-Bolivina* Zone), based on the similarity with coeval foraminiferal assemblages reported by PAPP et al. (1978) and on the presence of the gastropod *Vitta tuberculata*, which is known so far only from the late Badenian (ŠVAGROVSKÝ, 1964, 1982).

Lithostratigraphy: Studienka Formation.

Siebenhirten 3 SI3 (600–604 m) 4/2, SI3 (500–505 m) 3/1 and SI3 (400–405 m) 2/2: the samples contain numerous reworked Badenian foraminifera. The autochthonous taxa are keeled and unkeeled elphidiids (e.g. *Elphidium grilli*, *E. antoninum*), *Ammonia* spp., *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cibicidoides lobatulus*, *Bulimina subulata*, *Biasterigerina planorbis*, *Nonion commune*, *Fissurina marginata* and *Quinqueloculina* spp. These are epi- and infaunal/deep infaunal species, partly tolerating low-oxygenated bottom water conditions. The high abundance of infaunal *Bulimina elongata* in sample SI3 (600–604 m) 4/2 hints at environmental stress. The assemblage suggests a vegetated, probably lagoonal, nearshore environment with slightly increased flux and environmental stress.

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone), based on occurrence of Sarmatian elphidiids, such as *Elphidium grilli*, *E. hauerinum*, *E. josephinum* and *E. antoninum*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 18: *Amphicoryna badenensis* (reworked), Plate 1, Fig. 28: *Lagena gracilicosta* (reworked).

Hohenruppersdorf 24 HRD24 (256–260.5 m) 2/1: a low diverse mollusc assemblage with few, strongly fragmented specimens of *Vitta picta* and *Pseudamnicola* cf. *tholosa* point to a coastal mudflat environment.

Age: Sarmatian, based on mollusc fauna and seismic correlation.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Walterskirchen 1 WA1 (300–305 m) 3/1: a low diverse assemblage dominated by *Aubignyna* sp. 1 (61.5 %), *Elphidium grilli* (22.3 %) and *Porosonion granosum* (6.9 %). The mollusc fauna contains numerous endemic Sarmatian gastropods, such as *Mohrensternia styriaca*, *M. inflata*, *Hydrobia* cf. *andrusowi* and *Hydrobia subsuturata* along with *Acteocina lajonkaireana* and the bivalve *Abra reflexa*. The assemblage indicates shallow marine coastal environments with algae and muddy bottoms (LUKENEDER et al., 2011).

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone, *Mohrensternia* Zone), based on the frequent occurrence of *Elphidium grilli* and the gastropod genus *Mohrensternia*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 10: *Mohrensternia styriaca*, Plate 3, Fig. 11: *Mohrensternia inflata*, Plate 3, Fig. 22: *Acteocina lajonkaireana*.

Walterskirchen 1 WA1 (200–205 m) 1/1 and WA1 (300–305 m) 3/1: a well-preserved foraminiferal assemblage of 10 to 16 species with keeled elphidiids, *Porosonion granosum*, *Aubignyna* sp., *Ammonia* spp., *Amphicoryna hispida*, and *Conorbella imperatoria*. Almost all benthic foraminifera are epifaunal adapted to oxic bottom water conditions. The assemblage indicates a vegetated, shallow subtidal, inner neritic environment of 0–50 m. Similarly, the rich and well preserved mollusc assemblage with numerous small risoid and hydrobiid gastropods (*Mohrensternia styriaca*, *Mohrensternia inflata*, *Hydrobia subsuturata*) suggests a shallow marine settings with muddy shores and foreshores with algae or seagrass (MANDIC et al., 2008; LUKENEDER et al., 2011).

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone, *Mohrensternia* Zone), based on the presence of *Aubignyna* sp., *Elphidium grilli*, *Elphidium koberi*, *Conorbella imperatoria* and the occurrence of the gastropod genus *Mohrensternia*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Foraminifers: Plate 2, Figs. 17–18: *Aubignyna* sp., Plate 2, Figs. 19–20: *Ammonia pseudobeccarii*, Plate 2, Fig. 26: *Elphidium grilli*.

Poysdorf 1 PO1 (220–225 m) 7/2 and PO1 (250–255 m) 8/1 (11 species): the infaunal and deep infaunal, suboxic to dysoxic species *Bolivina dilatata* (20.5 %) and *Bulimina elongata* (4.9 %) point at increased stress and organic matter flux. The remaining epifaunal taxa prefer oxic to slightly suboxic bottom water conditions. The foraminiferal assemblage indicates an inner neritic environment down to 50 m water depths. The low diverse mollusc assemblage with *Mohrensternia styriaca*, *Hydrobia frauenfeldi*, *Hydrobia subsuturata* and *Acteocina lajonkaireana* is widespread in the Sarmatian Sea where it was restricted to shallow marine settings with muddy shores and foreshores with algae or seagrass (MANDIC et al., 2008; LUKENEDER et al., 2011).

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone, *Mohrensternia* Zone), based on the occurrence of the gastropod genus *Mohrensternia*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Macrofauna: Plate 3, Fig. 7: *Hydrobia subsuturata*.

Althöflein 1 AH1 (160–165 m) 6/2: the assemblage is dominated by *Ammonia viennensis* (42 %), *Porosonion granosum* (37.3 %), *Cibicidoides lobatulus* (5.5 %), along with several elphidiids. The autochthonous Sarmatian foraminifers are moderately preserved, showing signs of corrosion and abrasion. The assemblage comprises mainly epi- to infaunal species, pointing to slightly suboxic conditions. Epifaunal species with oxic preferences are underrepresented (elphidiids) and infaunal species absent. The assemblage indicates an inner neritic, shallow subtidal environment of 0–50 m water depth.

Age: Sarmatian, based on the assemblage type with high amount of *Porosonion granosum* co-occurring with *Elphidium aculeatum*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Foraminifers: Plate 2, Figs. 21–22: *Ammonia viennensis*, Plate 2, Figs. 23–24: *Porosonion granosum*.

Poysdorf 1 PO1 (160–165 m) 5/2 (12 species) and PO1 (130–135 m) 4/2 (15 species): a large number of elphidiids (*E. fichtelianum*, *E. grilli*, *E. hauerinum*, *E. obtusum*, *E. reussi*) along with *Ammonia* spp., *Biasterigerina planorbis*, *Bulimina elongata*, *Nonion commune* and *Porosonion granosum* comprise the autochthonous fauna, which is mixed with large numbers of reworked Badenian taxa. The Sarmatian assemblage indicates an inner neritic setting of 0–50 m water depth with seagrass or macroalgae.

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* or *E. hauerinum* Zone), based on occurrence of *Elphidium grilli* and *E. hauerinum*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Foraminifers: Plate 2, Fig. 9: *Globigerina bulloides* (reworked).

Althöflein 1 AH1 (130–135 m) 5/1: low diverse well-preserved Sarmatian assemblage comprising 10 species, such as *Aubignyna* sp., *Elphidium aculeatum*, *Elphidium antoninum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium hauerinum*, *Cibicidoides lobatulus*, *Biasterigerina planorbis*, *Ammonia* spp. and *Porosonion granosum*. The majority of species has an epifaunal mode of life under oxygenated bottom water conditions (*Biasterigerina planorbis*, most elphidiids, *Cibicidoides lobatulus*).

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone), based on occurrence of typical Sarmatian taxa, such as *Elphidium hauerinum* and *Elphidium aculeatum*.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Foraminifers: Plate 1, Fig. 17: *Plectofrondicularia digitalis*, Plate 2, Fig. 4: *Cibicidoides lobatulus*, Plate 2, Fig. 10: *Globigerina noides trilobus*, Plate 2, Figs. 27–28: *Elphidium aculeatum*.

Althöflein 1 AH1 (100–105 m) 4/1: an *Ammonia*-dominated assemblage (79.8 %) with well-preserved Sarmatian species, such as *Elphidium grilli*, *E. antoninum*, *E. crispum*, *E. aculeatum*, *Nonion bogdanowiczii* and *Biasterigerina planorbis* along with reworked Badenian foraminifera, such as *Quinqueloculina buchiana*, *Fursenkoina subacuta* and *Globorotalia bykova*. Small sized and fragmented specimens of a low diverse and poorly preserved mollusc assemblage containing *Granulolabium bicinctum* and *Pseudamnicola tholosa* indicate a Sarmatian age as well. The foraminiferal assemblage consists mainly of epifaunal to slightly infaunal taxa with oxic to suboxic preferences (*Ammonia* spp.) as well as epifaunal taxa representing oxygenated bottom waters (elphidiids), pointing to a coastal marine to lagoonal environment in 0–50 m water depth.

Age: Sarmatian (*Elphidium reginum* Zone, *Mohrensternia* Zone), based on occurrence of *Elphidium grilli*, *E. aculeatum*, *Aubignyna* sp.

Lithostratigraphy: Holič Formation.

Poysdorf 1 PO1 (40–45 m) 1/1, PO1 (99.5–105 m) 3/1: a shallow marine, vegetated nearshore to intertidal setting with slightly increased values for organic matter flux and environmental stress is indicated in this sample. The Sarmatian fauna is largely composed of epifaunal and oxic to slightly suboxic taxa. Reworked Badenian species are frequent. Molluscs are rare and strongly corroded. Like its extant relatives *Granulolabium* lived in intertidal sandy mudflats and estuaries (HEALY & WELLS, 1998; LOZOUET et al., 2001;

LUKENEDER et al., 2011); the preservation, however, might point to some transport or reworking. The carnivore gastropod *Mitrella sarmatica* is always rare but is usually found in the *Ervilia* Zone, e.g. at Nexing (HARZHAUSER & PILLER, 2010).

Age: Sarmatian (*Ervilia* Zone?).

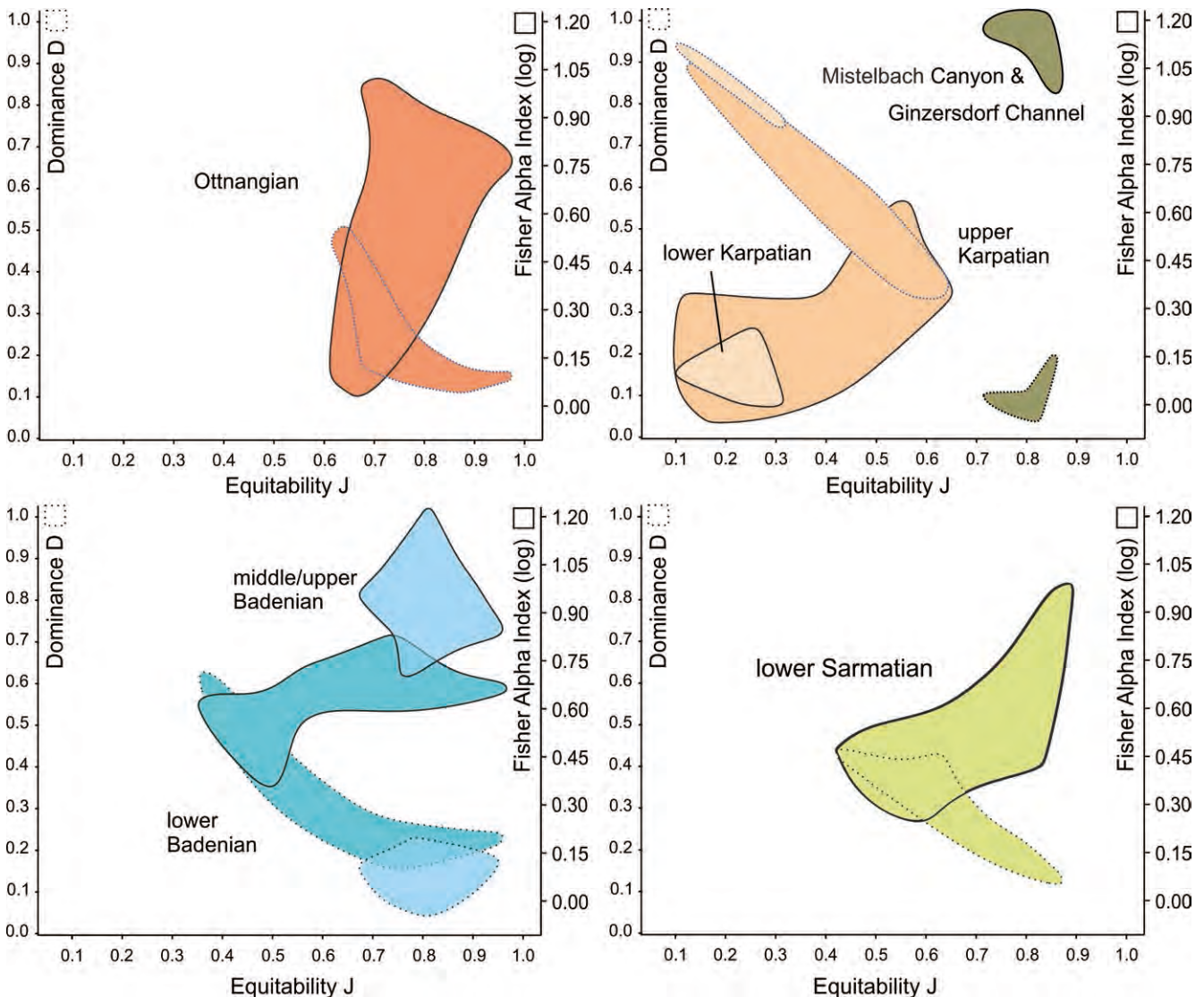
Lithostratigraphy: Skalica Formation?

Discussion

To define sample groups and to check the paleoecological interpretations, the quantitative data were used to calculate diversity indices (with the software PAST, HAMMER et al., 2001; Tab. 3). The total number of taxa (S) and Fisher Alpha Index (α) express diversity of the microfossil assemblages. The Fisher alpha diversity index is calculated with the formula $S = \alpha \cdot \ln(1 + n/\alpha)$, where S is the number of taxa, n the number of individuals and α the Fisher Alpha (HAMMER & HARPER, 2006). This formula reduces the influence of the sample size (MURRAY, 1991) and high values indicate high species richness. The distribution of species within

an assemblage is reflected by Dominance (D) and Equitability (J) (HAMMER & HARPER, 2006). Dominance expresses the authority of single species within a sample. When D is 0 all taxa are equally present in the assemblage, whereas at its maximum at 1 the assemblage is dominated by a single taxon and diversity is therefore low. Equitability describes the similarity between species contributions (HAMMER & HARPER, 2006; MURRAY, 1991, 2006). The smaller J the bigger is the uneven distribution of the involved individuals among the present taxa.

The Fisher Alpha index of the 16 Ottnangian samples ranges around a mean of 5.3 ($\sigma = 3.0$), $J = 0.75$ ($\sigma = 0.09$), $D = 0.26$ ($\sigma = 0.13$). For the 11 Karpatian samples (excluding those from the Ginzersdorf Channel) α has a mean of 1.87 ($\sigma = 0.95$), $J = 0.37$ ($\sigma = 0.18$) and $D = 0.65$ ($\sigma = 0.22$). The 11 lower Badenian samples (excluding those from the Mistelbach Canyon) have a mean α of 4.62 ($\sigma = 1.11$), $J = 0.67$ ($\sigma = 0.17$) and $D = 0.28$ ($\sigma = 0.14$). The nine middle to upper Badenian samples have a mean α of 9.78 ($\sigma = 3.12$), $J = 0.80$ ($\sigma = 0.09$) and $D = 0.12$ ($\sigma = 0.05$). The 13 Sarmatian samples have a mean α of 3.20 ($\sigma = 1.93$), $J = 0.68$ ($\sigma = 0.17$) and $D = 0.29$ ($\sigma = 0.16$). Thus, the investigated Karpatian samples within the Mistelbach Halfgraben are



Text-Fig. 6. Cross-plots of diversity indices (Fisher Alpha, Equitability, Dominance) based on the quantitative foraminiferal data in Table 3; outlines encircle all data points.

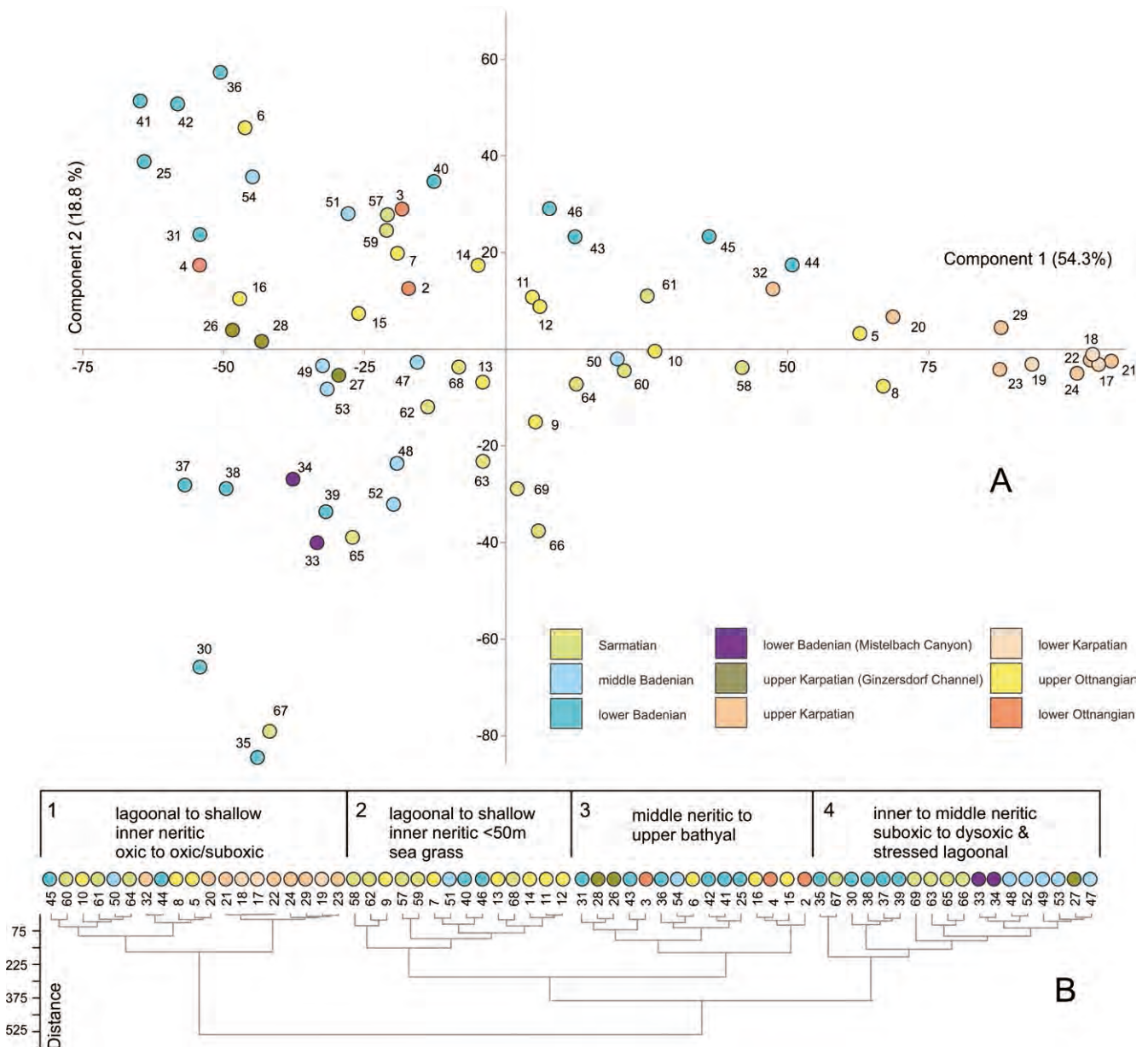
clearly separated from the Ottnangian ones by the distinctly lower α . Similarly, the lower Badenian samples display generally lower α values than the middle-upper Badenian ones. Sarmatian assemblages are also only moderately diverse and have rather low α . Equitability and dominance values are rather uniform across the stratigraphic sample groups except for the Karpatian samples, which display low J and high D values.

These general patterns are also present in cross-plots (Text-Fig. 6) revealing balanced assemblages with low to moderate species richness in the Ottnangian opposed by rather unbalanced assemblages from more stressed environments of the Karpatian. Nevertheless, a slight shift from low diverse and unbalanced assemblages towards of more diverse and balanced assemblages occurred during

the Karpatian. The range seen in Badenian and Sarmatian samples is caused by the presence of lagoonal environments (higher D, smaller J) and inner neritic environments partly with seagrass cover (lower D, higher J).

Interestingly, the samples from the Karpatian Ginzersdorf Channel and the Badenian Mistelbach Canyon plot close together, being characterized by highest α and J values and lowest D values, suggesting optimal conditions for foraminiferal assemblages.

A Principal Component Analysis (PCA) (Text-Fig. 7A) and Cluster Analysis (CA) (Text-Fig. 7B) of paleoenvironmental and bathymetric indices presented in Table 3 supports the patterns seen in the diversity indices. Karpatian samples are strongly separated from other samples in the PCA.



Text-Fig. 7. Principal Component Analysis (A) and Cluster Analysis (B) of the foraminiferal assemblages per sample based on paleoenvironmental and bathymetric indices (%): epifaunal, epifaunal to shallow infaunal, infaunal, deep infaunal, inner neritic, inner-middle neritic, inner-outer neritic, middle-outer neritic, inner neritic-bathyal, middle neritic-bathyal, outer neritic-bathyal, bathyal taxa. Numbers: 2–4: lower Ottnangian, 5–15: upper Ottnangian, 15–16: uppermost Ottnangian, 17–19: lower Karpatian, 20–25, 29, 32: upper Karpatian, 26–28: uppermost Karpatian (Ginzersdorf Channel), 33–34: lower Badenian (Mistelbach Canyon), 30, 35–45: lower Badenian, 46–53: middle/upper Badenian, 54–69: lower Sarmatian (see Table 3 for full data set and numbering of samples and sample codes).

In the CA, these samples cluster with Ottnangian, Badenian and Sarmatian samples from lagoonal environments, mudflats and inner neritic settings characterized by a mean percentage of 67.9 % ($\sigma = 26.0$ %) of epifaunal to shallow infaunal taxa suggesting oxic/suboxic conditions (71.0 %, $\sigma = 23.3$ %). Stress indicating taxa account for 29.0 % ($\sigma = 22.6$ %) of the assemblages.

The second cluster groups Ottnangian, Badenian and Sarmatian samples from lagoonal to shallow inner neritic settings partly with seagrass. The assemblages are characterized especially by high amount of epifaunal taxa (47.1 %, $\sigma = 20.2$ %) and 62.0 % ($\sigma = 16.9$) of indicators for oxic to slightly suboxic environments. In the PCA, these samples appear close to the lagoonal and shallow inner neritic Karpatian assemblages. The third cluster unites mainly Ottnangian and Badenian assemblages from middle neritic to upper bathyal settings partly with suboxic bottom conditions.

Samples from inner to middle neritic settings with suboxic and dysoxic bottom conditions form a fourth cluster, comprising Badenian and Sarmatian samples along with three samples from the Mistelbach Canyon and the Ginzersdorf Channel. In addition, Sarmatian samples from stressed lagoonal environments plot in this cluster, which is characterized by a mean of 55.2 % ($\sigma = 19.8$ %) of shallow infaunal and infaunal taxa.

Hence, in terms of stratigraphy, lower Ottnangian samples appear only in the third cluster with middle neritic to upper bathyal assemblages. Upper Ottnangian samples reflect a broader spectrum of paleoenvironments but deeper inner neritic to middle neritic assemblages are rare. Most samples comprise shallow neritic and lagoonal assemblages. The Karpatian samples all range within cluster 1. The deepest conditions are recorded by the inner to middle neritic assemblages from the lower Karpatian sample KA 1 (895–900 m) 15/2, whereas all higher samples reflect lagoonal to inner neritic environments. The uppermost Karpatian samples from the Ginzersdorf Channel and the lower Badenian ones from the Mistelbach Canyon appear in clusters three and four, suggesting comparatively deep marine conditions again. Inner to middle neritic settings are typical for lower and middle/upper Badenian assemblages, whereas shallow inner neritic and lagoonal assemblages are less characteristic. Sarmatian samples reflect mainly coastal and lagoonal assemblages as united in clusters one and two. The outliers in the “deep-water-cluster” represent stressed lagoonal environments. Middle to outer neritic conditions did not establish in the investigation area during the Sarmatian.

Conclusions

The oldest deposits in the Mistelbach Halfgraben area are of late Eggenburgian/early Ottnangian age and capture the major transgression of the early Ottnangian. Agitated coastal environments with bryozoan carpets and numerous pectinids developed, comparable to the bryozoan facies of the Zogelsdorf Formation in the Eggenburg area, which developed during the early Ottnangian transgression (ROETZEL & SCHNABEL, 2002; PILLER et al., 2007). During the early Ottnangian, the rapid deepening peaked in

upper bathyal conditions with characteristic *Bathysiphon* assemblages. During the late Ottnangian, a gradual shallowing trend led to the establishment of outer to inner neritic environments terminating in eutrophic, lagoonal conditions. Muddy, slightly suboxic bottoms were often settled by the bivalves *Corbula gibba* and *Gouldia minima*. Throughout the Ottnangian, the micro- and macrofaunas of the Mistelbach Halfgraben reflect marine conditions.

The onset of the Karpatian coincides with a renewed flooding of the area and moderate deepening. Again, middle neritic conditions became established. Upwelling caused rather cool surface waters and frequent phases of dysoxic bottom conditions. Soon, the open marine faunas disappeared and were replaced by shallow water assemblages. The sporadic molluscs found in the cores are similar to those from the Korneuburg Basin and indicate shallow sublittoral to littoral conditions. Like during the Ottnangian, muddy, slightly suboxic bottoms were settled by the bivalves *Corbula gibba* and *Gouldia minima*.

A submarine channel system developed during the late Karpatian, indicated by the Ginzersdorf Channel. The infill is dated as Karpatian based on the presence of *Uvigerina graciliformis* and the foraminiferal assemblages suggest a deeper marine environment with cool and nutrient-rich surface waters. The low diverse mollusc fauna is dominated by carnivore naticids and scavenging nassariids, probably suggesting a position below the photic zone, which is fully consistent with the presence of lanternfishes. This unit can be traced also into the Mistelbach Canyon, where it forms an older but largely destroyed erosive feature in the base and parts of the slopes of the younger Mistelbach Canyon. A comparable channel structure with late Karpatian fauna was described by DELLMOUR & HARZHAUSER (2012) from surface outcrops at Laa and termed “Laa Channel”. Therefore, we interpret these structures as channels that formed on the shallow Karpatian shelf during the terminal early Miocene.

The Mistelbach Canyon is the second major erosional feature in the area. It is filled with lower Badenian deposits and formed in an outer neritic to upper bathyal environment. Based on the presence of *Orbulina* this flooding is younger than 15.12 Ma (WADE et al., 2011). As this unit is genetically related to the Iván Canyon in the adjacent NAFB, this new dating suggests also an early Badenian age for the infill of the Iván Canyon. The early Badenian flooding sealed the Mistelbach Canyon and middle neritic to upper bathyal water depths partly with suboxic bottom conditions established. The foraminiferal assemblages were characterized by Lagenidae. Seagrass meadows developed down to the middle neritic zone and meso- to bathypelagic fish, such as *Diaphus* and *Gadiculus* flourished. Deeper mud bottoms were settled by numerous pyramidellid gastropods and small naticids. Slightly shallower conditions are typical for the middle Badenian of the Mistelbach Halfgraben. Optimal conditions are reflected by high Fisher Alpha values among the foraminiferal assemblages and a diverse mollusc fauna, which dwelled in widespread seagrass meadows. Deeper mud bottoms were settled by large populations of turritellid gastropods, infaunal bivalves such as *Corbula gibba* and *Saccella commutata* and the free-living and semi-vagile bryozoan *Cupuladria*. Inner neritic conditions are indicated not only by the majority

of the foraminiferal assemblages but also by the fish fauna with the benthic gobiid *Lesueurigobius*.

The low number of available samples from the upper Badenian may not be representative for a paleoecological interpretation. The detected assemblages, however, indicate lagoonal to intertidal marine environments in which the neritic gastropod *Vitta tuberculata* dwelled. This gastropod is restricted to the late Badenian of the Paratethys and is an excellent biostratigraphic marker (ŠVAGROVSKÝ, 1964, 1982). It was recently also detected in several boreholes from the northern Vienna Basin (own data).

Shallow inner neritic and lagoonal environments predominated in the area during the early Sarmatian. Various species of the endemic gastropod genus *Mohrensternia* characterize the coastal mollusc fauna; seagrass patches developed in some of the lagoons, which were settled by a moderately diverse foraminiferal assemblage with numerous elphidiids. Despite the endemic character of the Sarmatian assemblage, which allow a clear separation from Badenian ones, the Badenian/Sarmatian boundary was frequently misinterpreted in internal OMV reports. The reason for this misconception is the abundance of reworked Badenian foraminiferal specimens, which can outnumber the autochthonous Sarmatian assemblage in specimen numbers.

Based on the diversity indices Fisher Alpha, Equitability and Dominance, Ottnangian samples from the boreholes of the Mistelbach Halfgraben can be separated easily from the Karpatian ones based on the lower diversity of the comparatively unbalanced Karpatian assemblages. Similarly, the lower and middle Badenian samples are separated by the high Fisher Alpha values of the middle Badenian assemblages. This might allow a stratigraphic interpretation of otherwise biostratigraphically insignificant samples in future studies in the area.

Acknowledgements

We greatly acknowledge the very open-minded politics of the OMV-AG to provide access to core material, well-log data and internal reports to support geosciences. We also thank ROMAN SAUER, THOMAS KUFFNER and JOHANN BISKUP (OMV-AG, Gänserndorf) for preparation and handling of the numerous core boxes in the storage in Gänserndorf as well as for help and support while sampling.

Many thanks to FRED RÖGL (NHMW) and PATRICK GRUNERT (University of Graz) for their help concerning taxonomic questions. Bryozoans were identified by KAMIL ZAGORSEK (Technical University of Liberec).

References

- BABEL, M. (1999): History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). – *Geological Quarterly*, **43**, 429–447, Warszawa.
- BÁLDI, K. (2006): Paleoceanography and climate of the Badenian (Middle Miocene, 16.4–13.0 Ma) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) evidence. – *International Journal of Earth Sciences*, **95**, 119–142, Berlin–Heidelberg.
- BÁLDI, K. & HOHENEGGER, J. (2008): Paleoeecology of benthic foraminifera of the Baden-Soos section (Badenian, Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59**, 411–424, Bratislava.
- BAŁUK, W. & RADWAŃSKI, A. (1984): Free-living bryozoans from the Korytnica Clays (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). – *Acta Geologica Polonica*, **34**, 239–251, Warszawa.
- BÉ, A.W.H. & HUTSON, W.H. (1977): Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of live and fossil assemblages in the Indian Ocean. – *Micropaleontology*, **23**, 369–414, New York, NY.
- BERNASCONI, M.P. & STANLEY, D.J. (1997): Molluscan biofacies, their distributions and current erosion on the Nile delta shelf. – *Journal of Coastal Research*, **13**, 1201–1212, Charlottesville.
- 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).
- BICCHI, E., FERRERO, E. & GONERA, M. (2003): Palaeoclimate interpretation based on Middle Miocene planktonic foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato (Tethys) records. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**, 265–303, Amsterdam.
- BRZOBOHATÝ, R. & NOLF, D. (2000): *Diaphus* otoliths from the European Neogene (Myctophidae, Teleostei). – *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **70**, 185–206, Bruxelles.
- BUDAY, T., CICHA, I. & SENEŠ, J. (1965): Miozän der Westkarpaten. – 295 pp., Bratislava (Geologický Ústav Dionýza Štúra).
- CICHA, I. & RÖGL, F. (1973): Die Foraminiferen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Band III: M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation*, 297–355, Bratislava (VEDA).
- CICHA, I. & ZAPLETALOVÁ, I. (1967): Die Foraminiferen der Karpatischen Serie. – In: CICHA, I., SENEŠ, J. & TEJKAL, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Band I: M3 Karpatien. Die Karpatische Serie und ihr Statotypus*, 104–148, Bratislava (VEDA).
- CICHA, I., ZAPLETALOVÁ, I., PAPP, A., CTYROKÁ, J. & LEHOTAYOVÁ, R. (1971): Die Foraminiferen der Eggenburger Schichtengruppe (incl. Arcellinida). – In: STEININGER, F. & SENEŠ, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Band II: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Statotypus*, 234–355, Bratislava (VEDA).
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & ČTYROKÝ, J. (1998): Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **549**, 1–325, Frankfurt am Main.
- CICHA, I., RÖGL, F. & ČTYROKÝ, J. (2003): Central Paratethys Karpatian Foraminifera. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys*, 169–188, Brno (Masaryk University).
- COHEN, D.M., INADA, T., IWAMOTO, T. & SCIALABBA, N. (1990): Gadiform fishes of the world (Order Gadiformes). An annotated and illustrated catalogue of cods, hakes, grenadiers and other gadiform fishes known to date. – *FAO Fisheries Synopsis*, **125**, 442 pp., Rome.
- CORDEIRO, R. & ÁVILA, S.P. (2015): New species of Rissoidae (Mollusca, Gastropoda) from the Archipelago of the Azores (northeast Atlantic) with an updated regional checklist for the family. – *ZooKeys*, **480**, 1–19, Sofia (Pensoft).
- CORLISS, B.H. (1991): Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. – *Marine Micropaleontology*, **17**, 195–236, Amsterdam.

- DELLMOUR, R. & HARZHAUSER, M. (2012): The Iván Canyon, a large Miocene canyon in the Alpine–Carpathian Foredeep. – *Marine and Petroleum Geology*, **38**, 83–94, Guildford, Surrey.
- DEN DULK, M., REICHAERT, G.J., VAN HEYST, S., ZACHARIASSE, W.J. & VAN DER ZWAAN, G.J. (2000): Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 337–359, Amsterdam.
- DIDKOVSKIJ, V.J. & SATANOVSKAJA, Z.N. (1970): Foraminifery miot-sena Ukrainy. – *Paleontologičeskij Spravočnik*, **4**, 1–166, Moskva.
- GEBHARDT, H., ZORN, I. & ROETZEL, R. (2009): The initial phase of the early Sarmatian (Middle Miocene) transgression. Foraminiferal and ostracod assemblages from an incised valley in the Molasse basin of Lower Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 100–119, Wien.
- GÖRÖG, A. (1992): Sarmatian Foraminifera of the Zsámbék Basin, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Budapest, Sectio Geologica*, **29**, 31–153, Budapest.
- GRILL, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – *Oel und Kohle*, **37**, 595–602, Berlin.
- GRILL, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – *Mitteilungen der Reichsamtes für Bodenforschung, Zweigstelle Wien*, **6**, 33–44, Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. Flyschaufläufer, Waschbergzone mit angrenzenden Teilen der flachlagernden Molasse, Korneuburger Becken, Inneralpines Wiener Becken nördlich der Donau. – 161 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- GRUNERT, P., SOLIMAN, A., ČORIĆ, S., SCHOLGER, R., HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2010): Stratigraphic re-evaluation of the stratotype for the regional Ottnangian stage (Central Paratethys, middle Burdigalian). – *Newsletter on Stratigraphy*, **44**, 1–16, Stuttgart.
- GRUNERT, P., SOLIMAN, A., ČORIĆ, S., ROETZEL, R., HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2012): Facies development along the tide-influenced shelf of the Burdigalian Seaway: An example from the Ottnangian stratotype (Early Miocene, middle Burdigalian). – *Marine Micropaleontology*, **84–85**, 14–36, Amsterdam.
- GRUNERT, P., HINSCH, R., SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., ČORIĆ, S., HARZHAUSER, M., PILLER, W.E. & SPERL, H. (2013): Early Burdigalian infill of the Puchkirchen Trough (North Alpine Foreland Basin, Central Paratethys): Facies development and sequence stratigraphy. – *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 164–186, Guildford, Surrey.
- HAMMER, Ø. & HARPER, D.A.T. (2006): *Paleontological Data Analysis*. – 351 pp., Oxford (Blackwell Publishing).
- HAMMER, Ø., HARPER, D.A.T. & RYAN, P.D. (2001): PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. – *Palaeontologia Electronica*, **4**, 1–9 (Coquina Press).
- HARZHAUSER, M. (2002): Marine und brachyhaline Gastropoden aus dem Karpatium des Korneuburger Beckens und der Kreuzstettener Bucht (Österreich, Untermiozän). – *Beiträge zur Paläontologie*, **27**, 61–159, Wien.
- HARZHAUSER, M. & KOWALKE, T. (2001): Early Miocene brackish-water Mollusca from the Eastern Mediterranean and from the Central Paratethys - a faunistic and ecological comparison by selected faunas. – *Journal of the Czech Geological Society*, **46**, 353–374, Prague.
- HARZHAUSER, M. & KOWALKE, T. (2004): Survey of the Nassariid Gastropods in the Neogene Paratethys. – *Archiv für Molluskenkunde*, **133**, 1–63, Frankfurt am Main.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2004a): Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. – *Stratigraphy*, **1**, 65–86, New York, NY.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2004b): The Early Sarmatian – hidden seesaw changes. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **246**, 89–111, Frankfurt am Main.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2007): Benchmark data of a changing sea – Palaeogeography, Palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **253**, 8–31, Amsterdam.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2010): Molluscs as a major part of subtropical shallow-water carbonate production – an example from a Middle Miocene oolite shoal (Upper Serravallian, Austria). – *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, **42**, 185–200, Oxford.
- HARZHAUSER, M., MANDIĆ, O. & SCHLÖGL, J. (2011): A late Burdigalian bathyal mollusc fauna from the Vienna Basin (Slovakia). – *Geologica Carpathica*, **62**, 211–231, Bratislava.
- HAUNOLD, T.G. (1995): Zur Taxonomie, Systematik und stratigraphischen Bedeutung uvigerinider Foraminiferen im Neogen des Wiener Beckens und benachbarter Gebiete – 40 Jahre nach PAPP & TURNOVSKY (1953). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138**, 67–87, Wien.
- HEALY, J.M. & WELLS, F.E. (1998): Superfamily Cerithioidea. – In: BEESLEY, P.L., ROSS, G.J.B. & WELLS, A. (Eds.): *Mollusca: The Southern Synthesis. Fauna of Australia, Volume 5, Part B*, 707–733, Melbourne (CSIRO Publishing).
- HEMLEBEN, C., SPINDLER, M. & ANDERSON, O.R. (1989): *Modern planktonic foraminifera*. – 363 pp., New York (Springer).
- HILBRECHT, H. (1996): Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich, Neue Folge*, **300**, 1–93, Zürich.
- HOHENEGGER, J. (2005): Estimation of environmental paleogradient values based on presence/absence data: a case study using benthic foraminifera for paleodepth estimation. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **217**, 115–130, Amsterdam.
- HOHENEGGER, J., ČORIĆ, S. & WAGREICH, M. (2014): Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys. – *Geologica Carpathica*, **65**, 55–66, Bratislava.
- IACCARINO, S. (1985): Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 283–314, Cambridge (Cambridge University Press).
- IACCARINO, S.M., DI STEFANO, A., FORESI, L.M., TURCO, E., BALDASSINI, N., CASCELLA, A., DA PRATO, S., FERRARO, L., GENNARI, R., HILGEN, F.J., LIRER, F., MANISCALCO, R., MAZZEI, R., RIFORGIATO, F., RUSSO, B., SAGNOTTI, L., SALVATORINI, G., SPERANZA, F. & VERDUCI, M. (2012): High-resolution integrated stratigraphy of the upper Burdigalian-lower Langhian in the Mediterranean: the Langhian historical stratotype and new candidate sections for defining its GSSP. – *Stratigraphy*, **8**, 195–215, New York, NY.
- ITOU, M., ONO, T., OBA, T. & NORIKI, S. (2001): Isotopic composition and morphology of living *Globorotalia scitula*: a new proxy of subintermediate ocean carbonate chemistry? – *Marine Micropaleontology*, **42**, 189–210, Amsterdam.
- JANOSCHEK, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (Ed.): *Geologie von Österreich*, 525–693, Wien (Franz Deuticke).
- JIRÍČEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Palaeogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia*, 89–105, Praha (Český Geologický Ústav).
- JONES, R.W. (1994): *The Challenger Foraminifera*. – 149 pp., New York (Oxford University Press).

- JORISSEN, F.J., DE STIGTER, H.C. & WIDMARK, J.G.V. (1995): A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. – *Marine Micropaleontology*, **26**, 3–15, Amsterdam.
- KAIHO, K. (1994): Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. – *Geology*, **22**, 719–722, Boulder.
- KENNETT, J.P. & SRINIVASAN, M.S. (1983): Neogene planktonic foraminifera – A phylogenetic Atlas. – 265 pp., Stroudsburg, Pennsylvania (Hutchinson Ross Publishing Company).
- KITTL, E. (1887): Die Miocenablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres und deren Faunen. – *Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums Wien*, **2**, 217–282, Wien.
- KOUWENHOVEN, T.J. & VAN DER ZWAAN, G.J. (2006): A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **238**, 373–385, Amsterdam.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., HARZHAUSER, M., HLAVATÝ, I. & HUDÁČKOVÁ, N. (2004): Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **246**, 187–212, Frankfurt am Main.
- LA PERNA, R. (2000): *Limopsis tenuis* SEGUENZA, 1876, a poorly known Mediterranean bivalve (Arcoidea, Limopsidae). – *Journal of Conchology*, **37**, 39–48, London.
- LATAL, C., PILLER, W.E. & HARZHAUSER, M. (2006): Small-scaled environmental changes: indications from stable isotopes of gastropods (Early Miocene, Korneuburg Basin, Austria). – *International Journal of Earth Sciences*, **95**, 95–106, Berlin.
- LI, Q., JAMES, N.P., BONE, Y. & MCGOWRAN, B. (1999): Palaeoceanographic significance of recent foraminiferal biofacies on the southern shelf of Western Australia: a preliminary study. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **147**, 101–120, Amsterdam.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1987): Foraminiferal genera and their classification. – 2 volumes, 1–970 pp., New York (Van Nostrand Reinhold Company Inc.).
- LOZOUET, P., LESPORT, J.F. & RENARD, P. (2001): Révision des Gastropoda (Mollusca) du stratotype de l'Aquitainien (Miocène inf.): site de Saucats 'Lariey', Gironde, France. – *Cossmanniana, Hors série 3*, 1–189, Paris.
- ŁUCZKOWSKA, E. (1974): Miliolidae (Foraminiferida) from the Miocene of Poland. Part II. Biostratigraphy, palaeoecology and systematics. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **19**, 3–176, Warszawa.
- LUKENEDER, S., ZUSCHIN, M., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2011): Spatiotemporal signals and palaeoenvironments of endemic molluscan assemblages in the marine system of the Sarmatian Paratethys. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **56**, 767–784, Warszawa.
- MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (2003): Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiendorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – taxonomy, paleoecology and biostratigraphy. – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **A 104**, 85–127, Wien.
- MANDIC, O. & STEININGER, F. (2003): Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Early Miocene) type region (NE Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **197**, 263–291, Wien.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., ROETZEL, R. & TIBULEAC, P. (2008): Benthic mass-mortality events on a Middle Miocene incised-valley tidal-flat (North Alpine Foredeep Basin). – *Facies*, **54**, 343–359, Berlin-Heidelberg.
- MARTINS, V., DUBERT, J., JOUANNEAU, J.-M., WEBER, O., DA SILVA, E.F., PATINHA, C., DIAS, J.M.A. & ROCHA, F. (2007): A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. – *Marine Geology*, **239**, 1–18, Amsterdam.
- MARTINS, R., SAMPAIO, L., QUINTINO, V. & RODRIGUES, A.M. (2013): Diversity, distribution and ecology of benthic molluscan communities on the Portuguese continental shelf. – *Journal of Sea Research*, **93**, 75–89, Den Burg.
- MILLER, P.J.P. (1986): Gobiidae. – In: WHITEHEAD, P.J.P., BAUCHOT, M.-L., HUREAU, J.-C., NIELSEN, J. & TORTONESE, E. (Eds.): *Fishes of the North-eastern Atlantic and the Mediterranean*, 1019–1085, Paris (Unesco).
- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of Benthic Foraminifera. – 397 pp., Harlow, Essex (Longman Scientific & Technical).
- MURRAY, J.W. (2006): Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. – 426 pp., Cambridge (Cambridge University Press).
- NIKOLAEV, S.D., OSKINA, N.S., BLYUM, N.S. & BUBENSHCHIKOVA, N.V. (1998): Neogene-Quaternary variations of the “Pole-Equator” temperature gradient of the surface oceanic waters in the North Atlantic and North Pacific. – *Global and Planetary Change*, **18**, 85–111, Amsterdam.
- OLIVER, P.G. (1992): The Bivalve Seashells of the Red Sea. An Identification Guide. – 330 pp., Cardiff (Christa Hemmen Verlag & the National Museum of Wales).
- PAPP, A. (1963): Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **56**, 225–317, Wien.
- PAPP, A. & SCHMID, M.E. (1985): Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **37**, 1–311, Wien.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1953): Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **96**, 117–142, Wien.
- PAPP, A., RÖGL, F., CÍCHA, I., ČTYROKÁ, J. & PISHVANOVÁ, L.S. (1978): Planktonische Foraminiferen im Badenien. – In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostrototypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Band VI: M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*, 268–278, Bratislava (VEDA).
- PETROVÁ, P. (2004): Foraminiferal assemblages as an indicator of foreland basin evolution (Carpathian Foredeep, Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*, **79**, 231–242, Praha.
- PEZELJ, Đ., SREMAC, J. & SOKAČ, A. (2007): Palaeoecology of the Late Badenian foraminifera and ostracoda from the SW Central Paratethys (Medvednica Mt., Croatia). – *Geologia Croatica*, **60**, 139–150, Zagreb.
- PEZELJ, Đ., MANDIC, O. & ČORIĆ, S. (2013): Palaeoenvironmental dynamics in the southern Pannonian Basin during initial Middle Miocene marine flooding. – *Geologica Carpathica*, **64**, 81–100, Bratislava.
- PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – *Stratigraphy*, **4**, 151–168, New York, NY.
- PIPPÉRR, M. (2011): Characterisation of Ottnangian (middle Burdigalian) palaeoenvironments in the North Alpine Foreland Basin using benthic foraminifera – A review of the Upper Marine Molasse of southern Germany. – *Marine Micropaleontology*, **79**, 80–99, Amsterdam.
- 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.
- POPESCU, G. & CRIHAN, I.-M. (2004): Contributions to the knowledge of the calcareous unicameral foraminifera from the Middle Miocene of Romania. – *Acta Palaeontologica Romaniaae*, **4**, 403–421, Iasi.

- POVCHUN, A.S. & SUBBOTIN, A.A. (1991): Distribution of macrobenthos in the Karadag-Sudak region dependent on the abiotic environmental factors. – *Ekologija Morja*, **37**, 33–36, Kiev.
- REOLID, M., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., NAGY, J. & OLÓRIZ, F. (2008): Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): characterization of biofacies and environmental significance. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **261**, 280–299, Amsterdam.
- ROETZEL, R. in SCHUBERT, G., SAFOSCHNIK, T., SUPPER, R., BERNHARD, M., FELFER, W. & ROETZEL, R. (1999): Das Becken von Obermarkersdorf. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, 279–286, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- ROETZEL, R. & SCHNABEL, W. (2002): Molasse, Waschbergzone, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse. – In: SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (Eds.): *Legende und kurze Erläuterung zur Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000*, 23–30, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- ROETZEL, R., ČORIĆ, S., GALOVIĆ, I. & RÖGL, F. (2006): Early Miocene (Ottangien) coastal upwelling conditions along the southeastern scarp of the Bohemian Massif (Parisdorf, Lower Austria, Central Paratethys). – *Beiträge zur Paläontologie*, **30**, 387–413, Wien.
- RÖGL, F. (1985): Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 315–328, Cambridge (Cambridge University Press).
- RÖGL, F. (1994): *Globigerina ciperoensis* (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **A 96**, 133–159, Wien.
- RÖGL, F. (1998): Foraminiferenfauna aus dem Karpat (Unter-Miozän) des Korneuburger Beckens. – *Beiträge zur Paläontologie*, **23**, 123–173, Wien.
- RÖGL, F. & SPEZZAFERRI, S. (2003): Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria. – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **A 104**, 23–75, Wien.
- RÖGL, F., ČORIĆ, S., DAXNER-HÖCK, G., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., ŠVÁBENICKÁ, L. & ZORN, I. (2003): Correlation of the Karpatian Stage. – In: BRZOBHATÝ, R., ČIČHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys*, 27–34, Brno (Masaryk University).
- RUPP, C. (1986): Paläoökologie der Foraminiferen in der Sand-schalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, **12**, 1–180, Wien.
- RUPP, C. & HAUNOLD-JENKE, Y. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem oberösterreichischen Zentralraum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 227–302, Wien.
- RUPP, C. & HOHENEGGER, J. (2008): Paleoecology of planktonic foraminifera from the Baden-Sooss section (Middle Miocene, Badenian, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59**, 425–445, Bratislava.
- SCHÜTZ, K., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., ČORIĆ, S. & GALOVIĆ, I. (2007): Foraminiferen und Phytoplankton aus dem unteren Sarmatium des südlichen Wiener Beckens (Petronell, Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**, 449–488, Wien.
- SENEŠ, J. in collaboration with „Arbeitsgruppe für Paratethys beim Committee Mediterranean Neogen Stratigraphie“ and „Arbeitsgruppe für Paratethys bei der International Geologic Correlation Programme“ (1971): Korrelation des Miozäns der Zentralen Paratethys (Stand 1970). – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **22**, 3–9, Bratislava.
- SPEZZAFERRI, S. (2004): Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria). – *Geologica Carpathica*, **55**, 155–164, Wien.
- SPEZZAFERRI, S. & TAMBURINI, F. (2007): Paleodepth variations on the Eratosthenes Seamount (Eastern Mediterranean): sea-level changes or subsidence? – *eEarth Discuss*, **2**, 115–132.
- SPEZZAFERRI, S., ČORIĆ, S., HOHENEGGER, J. & RÖGL, F. (2002): Basin-scale paleobiogeography and paleoecology: an example from Karpatian (Latest Burdigalian) benthic and planktonic foraminifera and calcareous nannofossils from the Central Paratethys. – *Geobios 35, Supplement*, **1**, 241–256, Lyon.
- STEININGER, F., CTYROKY, P., HÖLZL, O., KOKAY, J., SCHLICKUM, W.R., SCHULTZ, O. & STRAUCH, F. (1973): Die Mollusken des Ottangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Band III: M2 Ottangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation*, 380–615, Bratislava (VEDA).
- ŠVAGROVSKÝ, J. (1964): Zur Torton-Sarmat Grenze im ostslowakischen Neogen. – *Geologický Sborník*, **15**, 79–86, Bratislava.
- ŠVAGROVSKÝ, J. (1982): Gastropoda, Prosobranchia, 1. Archaeogastropoda und Mesogastropoda des oberen Badenien von Borský Miculáš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **33/1**, 3–50, Bratislava.
- TALMAN, S.G. & KEOUGH, M.J. (2001): Impact of an exotic clam, *Corbula gibba*, on the commercial scallop, *Pecten fumatus*, in Port Phillip Bay, south-east Australia: evidence of resource-restricted growth in a subtidal environment. – *Marine Ecology, Progress Series*, **221**, 135–143, Oldendorf.
- VAN DER ZWAAN, G.J., DUIJNSTEE, I.A.P., DEN DULK, M., ERNST, S.R., JANNINK, N.T. & KOUWENHOVEN, T.J. (1999): Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. – *Earth-Science Reviews*, **46**, 213–236, Amsterdam.
- VAN HINSBERGEN, D.J.J., KOUWENHOVEN, T.J. & VAN DER ZWAAN, G.J. (2005): Paleobathymetry in the backstripping procedure: correction for oxygenation effects on depth estimates. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **221**, 245–265, Amsterdam.
- WADE, B.S., PEARSON, P.N., BERGGREN, W.A. & PÄLIKE, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – *Earth Science Reviews*, **104**, 111–142, Amsterdam.
- WEBER, K. & ZUSCHIN, M. (2013): Delta-associated molluscan life and death assemblages in the northern Adriatic Sea: implications for paleoecology, regional diversity and conservation. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **370**, 77–91, Amsterdam.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, Altötting.
- WESSELY, G. (2006): Niederösterreich. Geologie der Österreichischen Bundesländer. – 416 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WoRMS EDITORIAL BOARD (2017): World Register of Marine Species. Available from <http://www.marinespecies.org> at VLIZ. Accessed 2017-10-16. <https://dx.doi.org/10.14284/170>
- ZUSCHIN, M., HARZHAUSER, M., HENGST, B., MANDIC, O. & ROETZEL, R. (2014): Long-term ecosystem stability in an Early Miocene estuary. – *Geology*, **42**, 1–4, Boulder.

Plate 1

Typical benthic foraminiferal taxa from the Mistelbach Halfgraben; Figs. 1–7: agglutinated, Figs. 8–15: porcelaneous, Figs. 16–29: hyaline.

- Fig. 1: *Textularia gramen* D'ORBIGNY, 1846, KA2 (1,020–1,025 m) 3/4.
Fig. 2: *Crirostomoides subglobosus* (CUSHMAN, 1910), GI1 (1,050–1,055 m) 17/1.
Fig. 3: *Reticulophragmium karpaticum* CÍCHA & ZAPLETALOVÁ, 1963, GI1 (1,050–1,055 m) 17/1.
Fig. 4: *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 5: *Bathysiphon filiformis* SARS, 1872, MI1 (1,373.5–1,377 m) 7/4.
Fig. 6: *Paravulvulina serrata* (REUSS, 1867), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 7: *Spirorutilus carinatus* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 8: *Cycloforina contorta* (D'ORBIGNY, 1846), AH1 (190–195 m) 7/4.
Fig. 9: *Quinqueloculina akneriana* D'ORBIGNY, 1846, PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 10: *Borelis melo* (FICHEL & MOLL, 1798), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 11: *Pseudotriloculina consobrina* (D'ORBIGNY, 1846), AH1 (190–195 m) 7/4.
Fig. 12: *Spirosigmollina tenuis* (CŽJŽEK, 1848), HRD24 (550–555 m) 5/1.
Fig. 13: *Quinqueloculina foeda* REUSS, 1850, AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 14: *Quinqueloculina boueana* D'ORBIGNY, 1846, PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 15: *Spirolina austriaca* D'ORBIGNY, 1846, AH1 (190–195 m) 7/4.
Fig. 16: *Scallopstoma ovicula* (D'ORBIGNY, 1826), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 17: *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEBOREN, 1850), AH1 (130–135 m) 5/1.
Fig. 18: *Amphicoryna badenensis* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (500–505 m) 3/1.
Fig. 19: *Protoglobbulimina pupoides* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 20: *Bolivina dilatata* REUSS, 1850, SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 21: *Bitubulogenerina reticulata* CUSHMAN, 1936, AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 22: *Bulimina elongata* D'ORBIGNY, 1846, SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 23: *Uvigerina breviformis* PAPP & TURNOVSKY, 1953, AH1 (280–285 m) 10/2.
Fig. 24: *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY, 1953, SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 25: *Reussella spinulosa* (REUSS, 1850), AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 26: *Fursenkoina subacuta* (D'ORBIGNY, 1852), HRD19 (630–635 m) 6/1.
Fig. 27: *Bulimina subulata* CUSHMAN & PARKER, 1947, SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 28: *Lagena gracilicosta* REUSS, 1863, SI3 (400–405 m) 2/2.
Fig. 29: *Globulina punctata* D'ORBIGNY, 1846, PO1 (520–525 m) 17/2.

Scale bar = 100 µm.

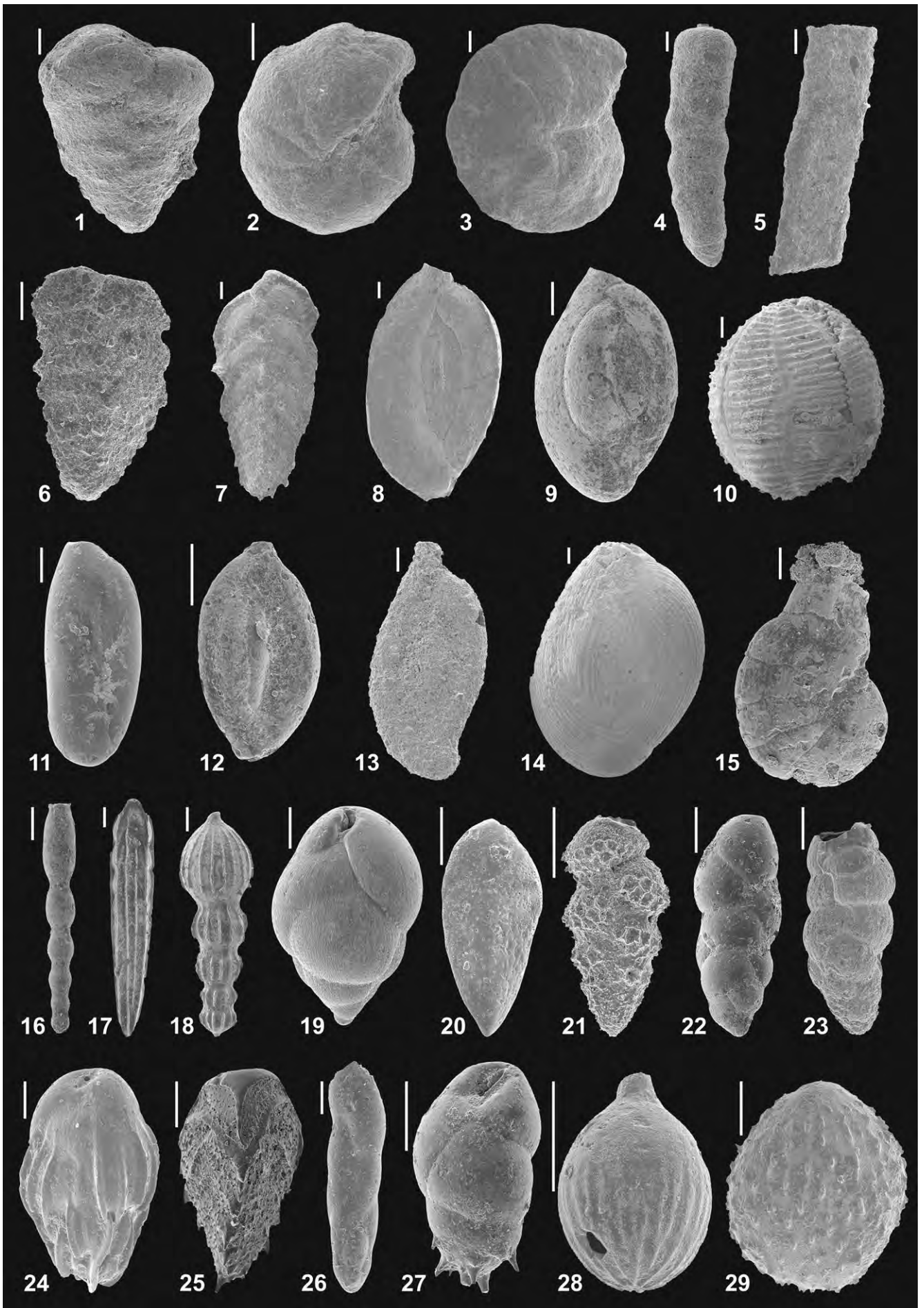


Plate 2

Typical hyaline benthic (Figs. 1–8, 11–28) and planktonic (Figs. 9–10) foraminiferal species from the Mistelbach Halfgraben.

- Fig. 1: *Guttulina communis* (D'ORBIGNY, 1826), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 2: *Lenticulina inornata* (D'ORBIGNY, 1846), HRD19 (650–656 m) 7/1.
Fig. 3: *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY in DESHAYES, 1828, SI3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 4: *Cibicidoides lobatulus* (WALKER & JACOB, 1798), AH1 (130–135 m) 5/1.
Fig. 5: *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 6: *Nonion commune* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 7: *Siphonina reticulata* (CŽJŽEK, 1848), AH1 (310–315 m) 11/1.
Fig. 8: *Amphistegina radiata* (FICHTEL & MOLL, 1798), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 9: *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, 1826, PO1 (130–135 m) 4/2.
Fig. 10: *Globigerinoides trilobus* (REUSS, 1850), AH1 (130–135 m) 5/1.
Fig. 11: *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL, 1798), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 12: *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (900–906 m) 7/3.
Fig. 13: *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY, 1846), SI3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 14: *Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY, 1826), SI3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 15: *Conorbella imperatoria* (D'ORBIGNY, 1846), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 16: *Biasterigerina planorbis* (D'ORBIGNY, 1846), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 17: *Aubignyna* sp. 1 – spiral side, WA1 (300–305 m) 3/1.
Fig. 18: *Aubignyna* sp. 1 – umbilical side, WA1 (300–305 m) 3/1.
Fig. 19: *Ammonia pseudobeccarii* (PUTRYA, 1946) – spiral side, WA1 (200–205 m) 1/1.
Fig. 20: *Ammonia pseudobeccarii* (PUTRYA, 1946) – umbilical side, WA1 (200–205 m) 1/1.
Fig. 21: *Ammonia viennensis* (D'ORBIGNY, 1846) – spiral side, AH1 (160–165 m) 6/2.
Fig. 22: *Ammonia viennensis* (D'ORBIGNY, 1846) – umbilical side, AH1 (160–165 m) 6/2.
Fig. 23: *Porosonion granosum* (D'ORBIGNY, 1846), AH1 (160–165 m) 6/2.
Fig. 24: *Porosonion granosum* (D'ORBIGNY, 1846) – umbilical area, AH1 (160–165 m) 6/2.
Fig. 25: *Elphidium flexuosum* (D'ORBIGNY, 1846), AH1 (190–195 m) 7/4.
Fig. 26: *Elphidium grilli* PAPP, 1963, WA1 (200–205 m) 1/1.
Fig. 27: *Elphidium aculeatum* (D'ORBIGNY, 1846), AH1 (130–135 m) 5/1.
Fig. 28: *Elphidium aculeatum* (D'ORBIGNY, 1846), keel with small teeth, AH1 (130–135 m) 5/1.

Scale bar = 100 µm.

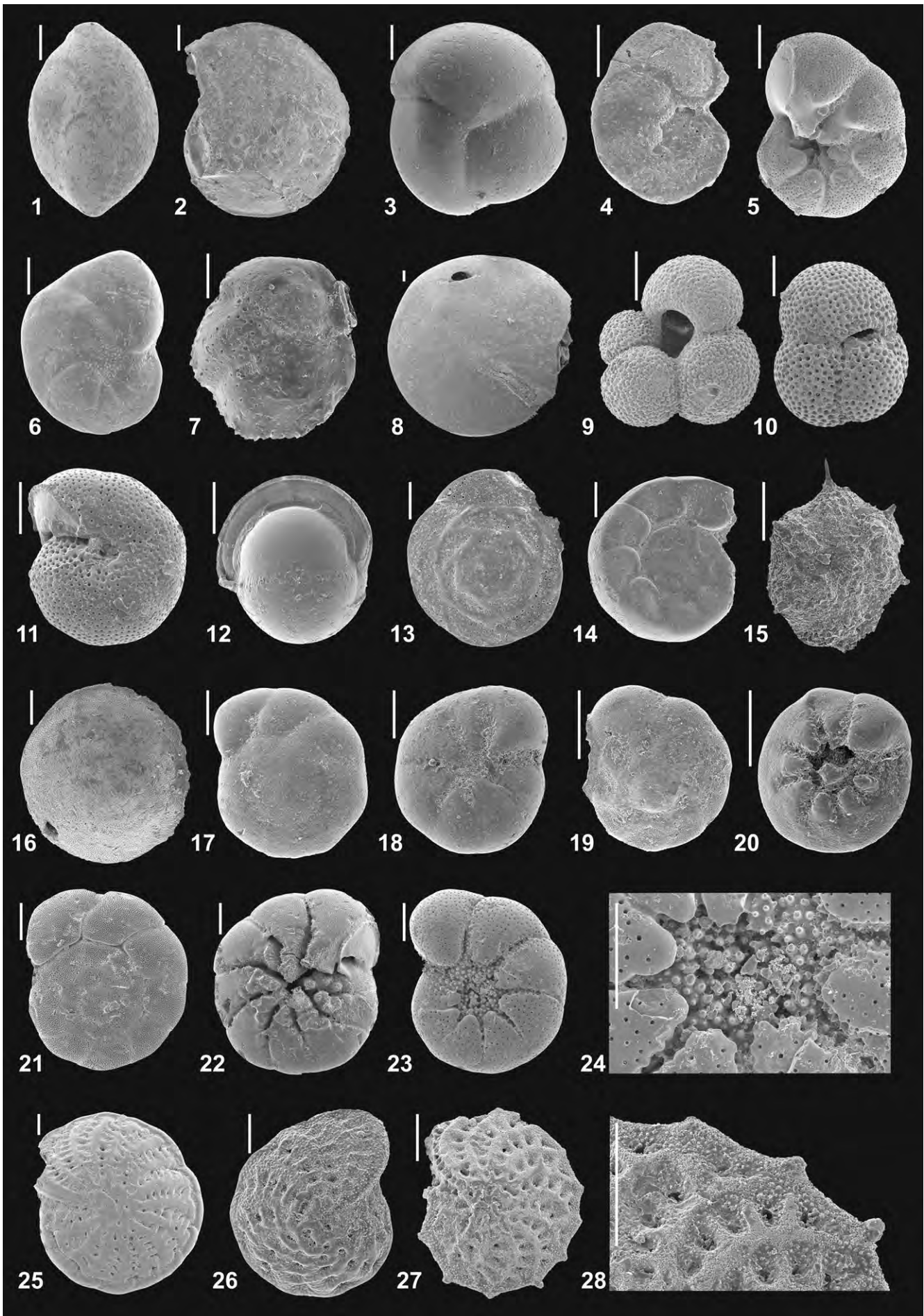
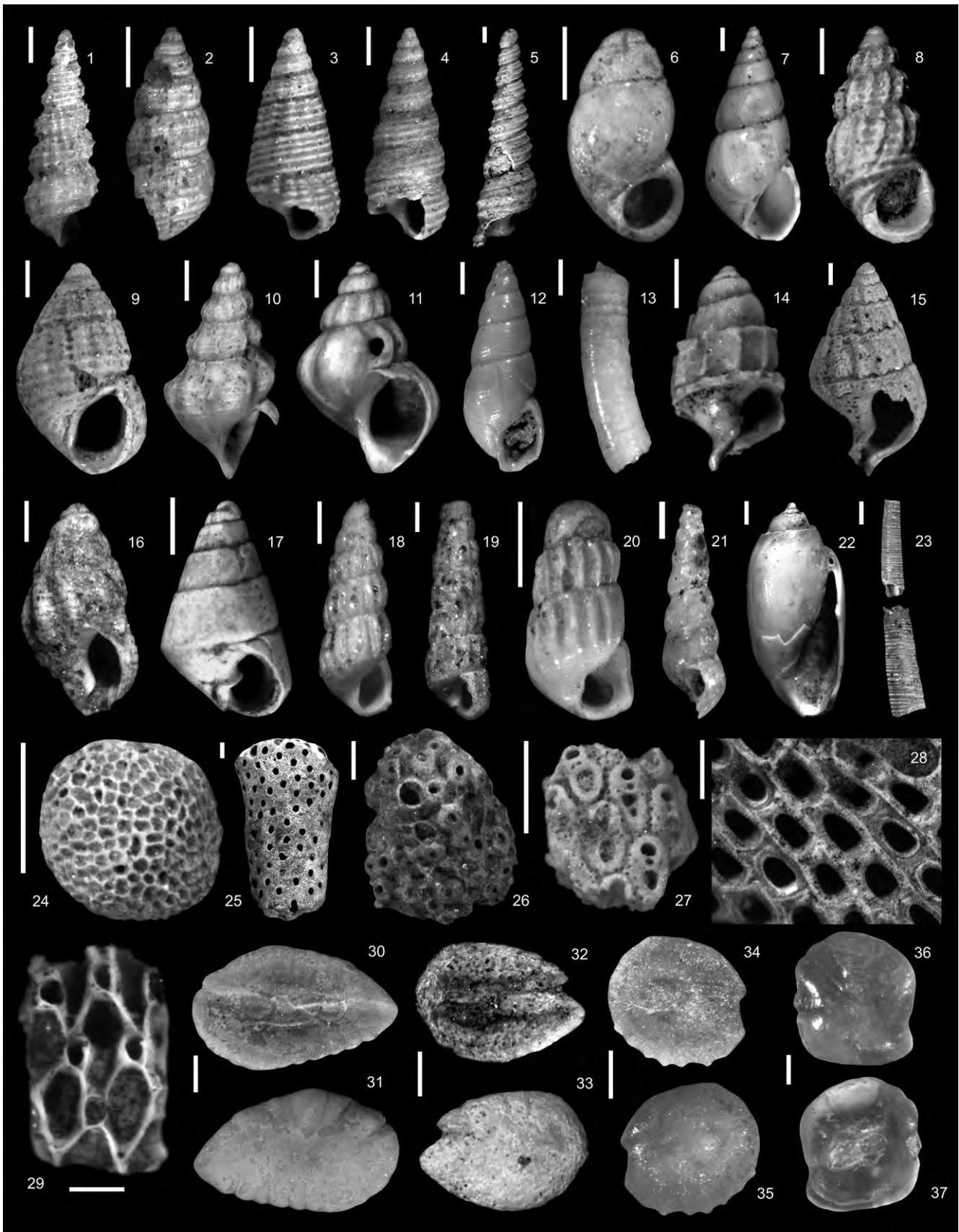


Plate 3

Macrofossils from the cores: Figs. 1–22: Gastropoda, Fig. 23: Scaphopoda, Figs. 24–29: Bryozoa, Figs. 30–37: otoliths.

- Fig. 1: *Bittium spina* (HÖRNES, 1855), AH (190–195 m) 7/4.
Fig. 2: *Sandbergeria perpusilla* (GRATELOUP, 1827), AH (190–195 m) 7/4.
Fig. 3: *Cerithidium multiliratum* (BRUSINA, 1877), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 4: *Cerithidium schwartzi* (HÖRNES, 1856), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 5: *Ptychidia vindobonensis* (HANDMANN, 1882), AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 6: *Stenothyroides schwartzi* (HÖRNES, 1856), Mi1 (800–805 m) 1/2.
Fig. 7: *Hydrobia subsuturata* JEKELIUS, 1944, PO1 (220–225 m) 7/2.
Fig. 8: *Manzonia scalaris* (DUBOIS, 1831), HDR24 (550–555 m) 5/1.
Fig. 9: *Alvania ampulla* (EICHWALD, 1853), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 10: *Mohrensternia styriaca* HILBER, 1897, WA1 (300–305 m) 3/1.
Fig. 11: *Mohrensternia inflata* (HÖRNES, 1856), WA1 (300–305 m) 3/1.
Fig. 12: *Pseudonoba striata* (HÖRNES, 1856), AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 13: *Caecum cf. trachea* (MONTAGU, 1803), AH (190–195 m) 7/4.
Fig. 14: *Profundinassa cf. fuchsi* (KOENEN, 1872), Si3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 15: *Tritia styriaca* (HILBER, 1879), AH (190–195 m) 7/4.
Fig. 16: *Tritia subasperata* (BOETTGER, 1906), HRD (645–650 m) 7/1.
Fig. 17: *Odostomia* sp., Si3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 18: *Turbonilla* sp. 1, HFR (645–650 m) 7/1.
Fig. 19: *Turbonilla* sp. 2, HFR (645–650 m) 7/1.
Fig. 20: *Turbonilla* sp. 3, Si3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Fig. 21: *Anisocycla cf. nitidissima* (MONTAGU, 1803), AH (190–195 m) 7/4.
Fig. 22: *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT, 1825), WA1 (300–305 m) 3/1.
Fig. 23: *Gadilina jani* (HÖRNES, 1856), AH1 (220–225 m) 8/2.
Fig. 24: *Ceriopora* sp., PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 25: *Myriapora truncata* (PALLAS, 1776), PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 26: *Cellepora* sp., PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 27: *Adeonellopsis* sp., PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 28: *Biflustra* sp., PO1 (520–525 m) 17/2.
Fig. 29: *Cupuladria* sp., WA1 (400–405 m) 5/1.
Figs. 30–31: *Gadiculus argenteus* GUICHENOT, 1850, Si3 (1,000–1,003 m) 8/2.
Figs. 32–33: *Diaphus acutirostrum* (HOLEC, 1975), HRD25 (490–495 m) 4/1.
Figs. 34–35: *Diaphus austriacus* (KOKEN, 1891), AH1 (190–195 m) 7/4.
Figs. 36–37: *Lesueurigobius vicinalis* (KOKEN, 1891), AH1 (220–225 m) 8/2.

Scale bar = 500 µm.



**Tab. 1, samples 1–44 (Part 1).
Specimen counts of foraminifers per sample.**

	AH1 (100–105 m) 4/1	AH1 (130–135 m) 5/1	AH1 (160–165 m) 6/2	AH1 (190–195 m) 7/4	AH1 (220–225 m) 8/2	AH1 (250–255 m) 9/4	AH1 (280–285 m) 10/2	AH1 (310–315 m) 11/1	AH1 (370–375 m) 13/3	AH1 (430–435 m) 15/3	AH1 (460–465 m) 16/1	AH1 (520–523 m) 18/3	AH1 (610–615 m) 21/2	GI1 (1,050–1,055 m) 17/1	GI2 (1,084–1,086.7 m) 10/2	HRD19 (400–405 m) 1/2	HRD19 (495–500 m) 2/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
AGGLUTINATED FORAMINIFERA																	
<i>Ammodiscus miocenicus</i> KARRER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	0	0	0
<i>Ammodiscus</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bathysiphon filiformis</i> M. SARS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bathysiphon taurinensis</i> SACCO	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	13	0	8	0	0	0
<i>Cribrostomoides subglobosus</i> (M. SARS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	119	0	0	0
<i>Cyclammina bradyi</i> CUSHMAN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cyclammina karpatica</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Glomospira saturniformis</i> GRZYBOWSKI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides carinatus</i> CUSHMAN & RENZ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Karrerella chilostoma</i> (REUSS)	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Martinottiella communis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paravulvulina serrata</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudogaudryina mayeriana</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Reticulophragmium karpaticum</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	52	114	4	12	24	102	16	0	0
<i>Reticulophragmium</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Semivulvulina deperdita</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Semivulvulina pectinata</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Siphotextularia concava</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spirorutilus carinatus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0
<i>Textularia gramen</i> D'ORBIGNY	0	1	1	11	1	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	4
<i>Textularia gramen maxima</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia laevigata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia mariae</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia pala</i> CZJZEK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamminoides contortus</i> MALLORY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MILIOLID FORAMINIFERA																	
<i>Adelosina longirostra</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Adelosina schreibersi</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Borelis melo</i> (FICHEL & MOLL)	0	0	0	13	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
<i>Borelis melo haueri</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira plicata</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina badenensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina contorta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	14	20	0	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina gracilis</i> (KARRER)	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina lucida</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina nussdorfensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudotriloculina consobrina</i> (D'ORBIGNY)	0	3	0	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo simplex</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgoella ventuosa</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Quinqueloculina akneriana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	35	4	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina boueana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina buchiana</i> D'ORBIGNY	1	0	0	17	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina foeda</i> (REUSS)	0	0	0	0	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina haidingeri</i> D'ORBIGNY	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina hauerina</i> D'ORBIGNY	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminulum</i> LINNÉ	0	0	0	0	0	0	0	1	5	0	1	5	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1, samples 1–44 (Part 2).		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
MILIOLID FORAMINIFERA	<i>Quinqueloculina</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Quinqueloculina triangularis</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	8	0	1	0	3	6	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Sigmolinita tschokrakensis</i> GERKE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis celata</i> (COSTA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI)	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spirolina austriaca</i> D'ORBIGNY	0	0	0	5	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spirolina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spiroloculina canaliculata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spiroloculina excavata</i> D'ORBIGNY	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spirosigmolinita tenuis</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0
	<i>Triloculina eggeri</i> (BOGDANOVICH)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Triloculina gibba</i> D'ORBIGNY	0	0	0	13	10	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Triloculina inflata</i> D'ORBIGNY	0	1	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Triloculina scapha</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
HYALINE FORAMINIFERA	<i>Ammonia pseudobeccarii</i> (PUTRYA)	137	2	0	1	28	0	3	0	4	1	0	3	1	0	0	0	1	
	<i>Ammonia tepida</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Ammonia viennensis</i> (D'ORBIGNY)	127	9	252	171	68	1	13	0	17	22	0	5	3	0	0	2	3	
	<i>Amphicoryna badenensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Amphicoryna hispida</i> (D'ORBIGNY)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Amphicoryna ottnangensis</i> (TOULA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Amphimorphina haueriana</i> NEUGEBOREN	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Amphistegina radiata</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Astronion stelligerum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Aubignyna</i> sp. 1 (see SCHÜTZ et al., 2007)	13	11	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Biapertorbis biaperturatus</i> POKORNY	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Biasterigerina planorbis</i> (D'ORBIGNY)	1	33	0	8	6	0	15	3	13	24	0	9	4	0	0	0	0	
	<i>Bitubulogenerina reticulata</i> CUSHMAN	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bolivina dilatata</i> REUSS	0	8	0	0	21	0	3	3	1	0	0	1	1	0	0	0	0	
	<i>Bolivina hebes</i> MACFADYEN	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bolivina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bulimina buchiana</i> D'ORBIGNY	0	2	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bulimina elongata</i> D'ORBIGNY	0	53	1	1	4	1	9	0	0	1	0	0	0	0	0	0	117	
	<i>Bulimina elongata longa</i> (VENGLINSKYI)	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bulimina striata</i> D'ORBIGNY	1	15	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	
	<i>Bulimina subulata</i> (CUSHMAN & PARKER)	0	5	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cancris auriculus</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cassidulina laevigata</i> D'ORBIGNY	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Caucasina schischkinskayae</i> (SAMOYLOVA)	0	4	1	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Ceratocancris haueri</i> (D'ORBIGNY)	0	0	2	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides austriacus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides budayi</i> (CICHA & ZAPLETALOVA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	0	20	33	1	19	0	0	0	3	2	0	1	2	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides lopjanicus</i> (MYATLYUK)	0	0	0	0	0	0	8	4	0	3	0	0	0	0	0	0	2	
	<i>Cibicidoides pachyderma</i> (RZEHA)	0	0	3	2	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	
	<i>Cibicidoides</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Cibicidoides ungerianus ungerianus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	1	12	0	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Conorbella imperatoria</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Dentalina acuta</i> D'ORBIGNY	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Dentalina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Discorbinoidea</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidiella minuta</i> (REUSS)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium aculeatum</i> (D'ORBIGNY)	1	7	11	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)	0	4	0	7	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium angulatum</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium antoninum</i> (D'ORBIGNY)	12	3	0	0	0	0	0	0	11	20	0	7	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ)	1	18	5	97	2	0	29	0	31	42	0	13	5	0	2	0	0	
	<i>Elphidium fichtelianum</i> (D'ORBIGNY)	0	12	0	11	5	0	1	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium flexuosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	17	0	0	0	0	3	0	0	3	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium grilli</i> PAPP	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium hauerinum</i> (D'ORBIGNY)	0	2	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium josephinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	<i>Elphidium karpaticum</i> MYATLYUK	0	0	0	0	0	0	6	0	3	0	0	1	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium koberi</i> TOLLMANN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium listeri</i> (D'ORBIGNY)	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL)	0	1	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium obtusum</i> (D'ORBIGNY)	7	0	20	5	2	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium ortenburgense</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	5	0	0	6	1	1	9	0	0	0	1		
<i>Elphidium reussi</i> MARKS	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium rugosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium</i> sp. (see CICHA et al., 1998)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Elphidium</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		

Tab. 1, samples 1–44 (Part 3).		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
HYALINE FORAMINIFERA	<i>Elphidium</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 11	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 12	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium subtypicum</i> PAPP	0	0	0	0	0	0	0	1	0	6	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium ungeri</i> (REUSS)	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Eponides repandus</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Escomebovina ? trochiformis</i> (ANDREAE)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Favulina geometrica</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Favulina hexagona</i> (WILLIAMSON)	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina laevigata</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina marginata</i> (MONTAGU)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fontbotia wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fursenkoina subacuta</i> (D'ORBIGNY)	1	11	0	0	12	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Glabratella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Glandulina ovula</i> D'ORBIGNY	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY	0	71	4	1	10	0	45	27	7	3	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina concinna</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina diplostoma</i> REUSS	0	6	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina ottnangiensis</i> RÖGL	0	0	0	0	0	0	29	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW	0	5	0	0	0	0	0	26	4	5	0	3	6	0	0	0	2
	<i>Globigerina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina tarchanensis</i> SUBBOTINA & CHUTZIEVA	0	4	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinella obesa</i> (BOLLI)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinella regularis</i> (D'ORBIGNY)	0	4	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides bispericus</i> TODD	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (D'ORBIGNY)	0	17	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS)	0	1	0	0	3	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoquadrina cf. altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia bykovaе</i> AISENSTAT	2	1	3	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia peripheroronda</i> BLOW & BANNER	0	6	2	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia transylvanica</i> POPESCU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoturborotalita woodi</i> (JENKINS)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globulina gibba</i> D'ORBIGNY	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globulina punctata</i> D'ORBIGNY	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globulina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globulina striata</i> (EGGER)	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Grigelis pyrula</i> (D'ORBIGNY)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Guttulina austriaca</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Guttulina communis</i> (D'ORBIGNY)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hansenisca soldanii</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	1	1	0	0	1	0	3	0	0	1	0	0	0	0	
<i>Heterolepa dutemplei</i> (D'ORBIGNY)	0	14	1	1	6	0	18	8	6	3	0	2	2	0	14	0	1	
<i>Hoeglundina elegans</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 6	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 7	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 8	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	
Hyaline indet. 11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hyalinonettrion clavatum</i> (D'ORBIGNY)	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	
<i>Laevidentalina communis</i> (D'ORBIGNY)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Laevidentalina elegans</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	9	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Tab. 1, samples 1–44 (Part 4).		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	<i>Laevidentalina inornata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Laevidentalina scripta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Laevidentalina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena gracilicosta</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena haidingeri</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Lagena</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena striata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina americana</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina austriaca</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina cultrata</i> (DE MONTFORT)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina inornata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	8	7	0	2	0	0	0	0	0	4	0	0
	<i>Lenticulina melvilli</i> (CUSHMAN & RENZ)	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Lenticulina orbicularis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	4	38	1	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina spinosa</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina vortex</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Marginulina hirsuta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Melonis affinis</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)	0	4	0	0	4	0	4	4	1	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Myllostomella recta</i> (PALMER & BERMÚDEZ)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neoeponides schreibersi</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neugeborina irregularis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neugeborina longiscata</i> (D'ORBIGNY)	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 3	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonion bogdanowiczi</i> VOLOSHINOVA	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonion commune</i> (D'ORBIGNY)	0	18	7	4	83	0	11	6	1	2	0	0	1	0	0	0	13
	<i>Nonion tumidulus</i> PISHVANNOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	<i>Nonionella turgida</i> (WILLIAMSON)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonionoides karaganicus</i> (KRASHENINNIKOV)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Orbulina suturalis</i> BRÖNNMANN	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Orthomorpha columella</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pappina parkeri</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pappina primiformis</i> (PAPP & TURNOVSKY)	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Parafissurina carinata</i> (BUCHNER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Paragloborotalia ? mayeri</i> (CUSHMAN & ELLISOR)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pararotalia aculeata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pararotalia rimosa ?</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Planularia kubinyi</i> (HANTKEN)	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia digitalis</i> (NEUGEBOREN)	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia raricosta</i> (KARRER)	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia striata</i> (HANTKEN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Porosonion granosum</i> (D'ORBIGNY)	3	1	224	18	86	0	7	1	2	12	0	3	1	0	0	0	0
	<i>Praeglobobulimina pyrula</i> (D'ORBIGNY)	0	12	6	0	4	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Protoglobobulimina pupoides</i> (D'ORBIGNY)	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
	<i>Pseudonodosaria brevis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY)	0	7	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pygmaeosestron hispidum</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>REUSSella spinulosa</i> (REUSS)	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Scallopstoma ovicula</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	3	0	0	0
	<i>Siphonina reticulata</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Siphonodosaria consobrina</i> (D'ORBIGNY)	0	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sphaeroidina bulloides</i> D'ORBIGNY in DESHAYES	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Stilostomella adolphina</i> (D'ORBIGNY)	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Turborotalita quinqueloba</i> (NATLAND)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina aculeata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina acuminata</i> HOSIUS	0	1	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina breviformis</i> (PAPP & TURNOVSKY)	0	0	0	0	0	0	14	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina graciliformis</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina gracilis</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina grilli</i> SCHMID	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina macrocarinata</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina mantaensis</i> CUSHMAN & EDWARDS	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina pygmoides</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina semiornata</i> D'ORBIGNY	0	2	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Uvigerina venusta</i> FRANZENAU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Vaginulinopsis hauerina</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Valvulineria complanata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Virgulopsis tuberculatus</i> (EGGER)	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Total	336	438	601	510	580	21	278	183	174	304	5	75	74	266	39	5	150

	KAZ (1,020-1,025 m) 3/1	KAZ (1,020-1,025 m) 3/4	KAZ (1,080-1,085 m) 4/3	KAZ (1,140-1,145 m) 5/2	KAZ (1,380-1,385 m) 9/3	MTW1 (1,100-1,105 m) 3/5	MTW1 (1,130-1,138 m) 4/7	MTW1 (1,130-1,138 m) 4/2	MTW1 (1,380-1,385 m) 9/1	MTW1 (1,480-1,485 m) 12/4	MI1 (1,062-1,067 m) 3/2	MI1 (1,373.5-1,377 m) 7/4	MisU1 (1,298-1,302 m) 1/2	MisU1 (1,885-1,894 m) 3/1	MisU1 (1,885-1,894 m) 3/4	PW U3 (1,123-1,128 m) 1/1	PW U3 (1,123-1,128 m) 1/3	
Tab. 1, samples 45-88 (Part 1).	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	
AGGLUTINATED FORAMINIFERA																		
<i>Ammodiscus miocenicus</i> KARRER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammodiscus</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bathysiphon filiformis</i> M. SARS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	101	0	0	0	0	0	0
<i>Bathysiphon taurinensis</i> SACCO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cribrostomoides subglobosus</i> (M. SARS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cyclammina bradyi</i> CUSHMAN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cyclammina karpatica</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Glomospira saturniformis</i> GRZYBOWSKI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides carinatus</i> CUSHMAN & RENZ	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Karrerella chilostoma</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Martinottiella communis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paravulvulina serrata</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudogaudryina mayeriana</i> (D'ORBIGNY)	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Reticulophragmium karpaticum</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Reticulophragmium</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Semivulvulina deperdita</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	9	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Semivulvulina pectinata</i> (REUSS)	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphotextularia concava</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spirorutilus carinatus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Textularia gramen</i> D'ORBIGNY	0	22	0	2	0	0	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia gramen maxima</i> CICHA & ZAPLETALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia laevigata</i> D'ORBIGNY	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia mariae</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Textularia pala</i> CZJZEK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamminoides contortus</i> MALLORY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Agglutinated indet. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Agglutinated indet. 5	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Agglutinated indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MILIOLID FORAMINIFERA																		
<i>Adelosina longirostra</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38
<i>Adelosina schreibersi</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Borelis melo</i> (FICHEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Borelis melo haueri</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira plicata</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina badenensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina contorta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina gracilis</i> (KARRER)	0	0	2	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	43
<i>Cycloforina lucida</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina nussdorfensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolidae indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudotriloculina consobrina</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo simplex</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgoella venturosa</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina akneriana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina boueana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina buchiana</i> D'ORBIGNY	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina foeda</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina haidingeri</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina hauerina</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminulum</i> LINNÉ	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1, samples 45–88 (Part 2).		45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
MILIOLID FORAMINIFERA	<i>Quinqueloculina</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Quinqueloculina</i> sp. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Quinqueloculina triangularis</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolinita tschokrakensis</i> GERKE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis celata</i> (COSTA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Sigmolopsis</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Spirolina austriaca</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spirolina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spiroloculina canaliculata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spiroloculina excavata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Spirosigmolinita tenuis</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Triloculina eggeri</i> (BOGDANOVICH)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Triloculina gibba</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina inflata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Triloculina scapha</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
HYALINE FORAMINIFERA	<i>Ammonia pseudobeccarii</i> (PUTRYA)	2	0	0	0	0	0	6	2	25	0	0	0	0	0	1	0	2
	<i>Ammonia tepida</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	<i>Ammonia viennensis</i> (D'ORBIGNY)	4	5	112	11	47	1	3	1	6	0	0	0	1	41	1	132	158
	<i>Amphicoryna badenensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Amphicoryna hispida</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Amphicoryna ottnangensis</i> (TOULA)	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Amphimorphina haueriana</i> NEUGEBOREN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Amphistegina radiata</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Astronion stelligerum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Aubignyna</i> sp. 1 (see SCHÜTZ et al., 2007)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Biapertorbis biaperturatus</i> POKORNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Biasterigerina planorbis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bitubulogenerina reticulata</i> CUSHMAN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bolivina dilatata</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bolivina hebes</i> MACFADYEN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bolivina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina buchiana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina elongata</i> D'ORBIGNY	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina elongata longa</i> (VENGLINSKYI)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina striata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Bulimina subulata</i> (CUSHMAN & PARKER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cancris auriculus</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cassidulina laevigata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Caucasina schischkinskayae</i> (SAMOYLOVA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Ceratocancris haueri</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides austriacus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides budayi</i> (CICHA & ZAPLETALOVA)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides lopjanicus</i> (MYATLYUK)	0	0	0	0	0	0	41	4	44	9	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides pachyderma</i> (RZEHA)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
	<i>Cibicidoides</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Cibicidoides ungerianus ungerianus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Conorbella imperatoria</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Dentalina acuta</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Dentalina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Discorbinooides</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidiella minuta</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium aculeatum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium angulatum</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium antoninum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium fichtelianum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium flexuosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium grilli</i> PAPP	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium hauerinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium josephinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium karpaticum</i> MYATLYUK	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium koberi</i> TOLLMANN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium listeri</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium obtusum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium ortenburgense</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	9	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium reussi</i> MARKS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium rugosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium</i> sp. (see CICHA et al., 1998)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Elphidium</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	14	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	15	5	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	16	0	0	0	1	0	0	0	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	2	0	3	2	0	0	247	0	39	8	11	2	11	1	1	0	1	0	0	15	5	1	12	0	0	0
0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9	21	235	1	14	9	0	11	44	76	6	51	2	29	2	2	490	9	1	0	11	0	0	78	4	0	0
1	0	3	0	0	0	0	1	0	0	3	6	0	0	21	6	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	108	392	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	2	23	6	8	2	0	0	0	152	7	2	0	0	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
4	0	2	1	25	0	0	0	0	2	3	7	0	0	23	12	1	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0
2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	2	8	7	6	0	0	1	1	3	37	38	127	0	82	32	2	0	0	0	0	2	0	93	0	0	0
0	0	6	0	1	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	1	3	0	0	0	0	0	0	0	12	3	0	0	3	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	3	1	0	0	0	0	0	3	6	5	0	0	127	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	1	7	0	0	0	0	9	7	2	0	0	32	59	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	63	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0
0	0	6	1	0	0	0	0	0	129	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45	0	6	0	3	1	0	1	0	24	19	5	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
0	17	1	0	0	0	0	4	0	16	0	7	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	17	0	0	2	0	0	0	0	0	7	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0	3	0	1	4	2	0	0	37	1	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	16	17	1	0	0	0	0	38	3	4	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	11	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	144	142	0	0	0	0
0	0	0	54	0	0	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
0	0	22	55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	324	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	59	0	4	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1	0	1	45	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41	0	2	2	0	0
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
0	0	0	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1, samples 45–88 (Part 3).		45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
HYALINE FORAMINIFERA	<i>Elphidium</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium</i> sp. 12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium subtypicum</i> PAPP	0	0	0	0	0	0	0	11	0	4	10	0	0	0	0	0	0
	<i>Elphidium ungeri</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Eponides repandus</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Escomebovina ? trochiformis</i> (ANDREAE)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Favulina geometrica</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Favulina hexagona</i> (WILLIAMSON)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina laevigata</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fissurina marginata</i> (MONTAGU)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fontbotia wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Fursenkoina subacuta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
	<i>Glabratella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Glandulina ovula</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina concinna</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina diplostoma</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina ottnangiensis</i> RÖGL	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina</i> sp. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Globigerina</i> sp. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerina tarchanensis</i> SUBBOTINA & CHUTZIEVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinella obesa</i> (BOLLI)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinella regularis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides bispericus</i> TODD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoquadrina cf. altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia bykova</i> AISENSTAT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia peripheroronda</i> BLOW & BANNER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globorotalia transylvanica</i> POPESCU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoturborotalita woodi</i> (JENKINS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globulina gibba</i> D'ORBIGNY	0	6	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Globulina punctata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Globulina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Globulina striata</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	
<i>Grigelis pyrula</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Guttulina austriaca</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Guttulina communis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hansenisca soldanii</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Heterolepa duteplei</i> (D'ORBIGNY)	22	42	0	0	0	0	3	2	7	32	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hoeglundina elegans</i> (D'ORBIGNY)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	
Hyaline indet. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	
Hyaline indet. 15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Hyaline indet. 19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hyalinonettrion clavatum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Laevidentalina communis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Laevidentalina elegans</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Tab. 1, samples 45–88 (Part 4).		45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
HYALINE FORAMINIFERA	<i>Laevidentalina inornata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Laevidentalina scripta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Laevidentalina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena gracilicosta</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena haidingeri</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lagena striata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina americana</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina austriaca</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina cultrata</i> (DE MONTFORT)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina inornata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	4
	<i>Lenticulina melvilli</i> (CUSHMAN & RENZ)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina orbicularis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina spinosa</i> (CUSHMAN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Lenticulina vortex</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Marginulina hirsuta</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Melonis affinis</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Myllostomella recta</i> (PALMER & BERMÚDEZ)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neoeponides schreibersi</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neugeborina irregularis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Neugeborina longiscata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nodosaria</i> sp. 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonion bogdanowiczi</i> VOLOSHINOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonion commune</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1
	<i>Nonion tumidulus</i> PISHVANOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonionella turgida</i> (WILLIAMSON)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Nonionoides karaganicus</i> (KRASHENINNIKOV)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Orbulina suturalis</i> BRÖNNMANN	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Orthomorphina columella</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pappina parkeri</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pappina primiformis</i> (PAPP & TURNOVSKY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Parafissurina carinata</i> (BUCHNER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Paragloborotalia ? mayeri</i> (CUSHMAN & ELLISOR)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pararotalia aculeata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pararotalia rimosa ?</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Planularia kubinyi</i> (HANTKEN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia digitalis</i> (NEUGEBOREN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia raricosta</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Plectofrondicularia striata</i> (HANTKEN)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Porosonion granosum</i> (D'ORBIGNY)	7	4	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	9	0	0
	<i>Praeglobobulimina pyrula</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Protoglobobulimina pupoides</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pseudonodosaria brevis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Pygmaeosestron hispidum</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Reussella spinulosa</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Scallopstoma ovicula</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonina reticulata</i> (CZJZEK)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Siphonodosaria consobrina</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Sphaeroidina bulloides</i> D'ORBIGNY in DESHAYES	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Stilostomella adolphina</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (NATLAND)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina aculeata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina acuminata</i> HOSIUS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina breviformis</i> (PAPP & TURNOVSKY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina graciliformis</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina gracilis</i> REUSS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina grilli</i> SCHMID	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina macrocarinata</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina mantaensis</i> CUSHMAN & EDWARDS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina pygmoides</i> PAPP & TURNOVSKY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina semiornata</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Uvigerina venusta</i> FRANZENAU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Vaginulinopsis hauerina</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Valvulineria complanata</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Virgulopsis tuberculatus</i> (EGGER)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Total	40	102	114	16	47	1	97	17	122	90	3	108	2	63	14	134	257	

Tab. 2 (Part 1).

		MisU1 (1,885–1,894 m) 3/4	MisU1 (1,885–1,894 m) 3/1	MisU1 (1,624–1,633 m) 1/2	HRD19 (590–595 m) 3/1	HRD19 (650–656 m) 7/1	HRD24 (256–260,5 m) 2/1	HRD24 (390–395 m) 3/1	HRD24 (550–555 m) 5/1	HRD24 (641–645 m) 7/1	HRD24 (775–779,5 m) 9/1	HRD25 (290–298 m) 1/1	HRD25 (310–315 m) 2/1	HRD25 (490–495 m) 4/1	HRD25 (550–557 m) 5/1	HRD25 (645–650 m) 7/1
Bivalvia	<i>Abra reflexa</i> (EICHWALD, 1830)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Acanthocardium</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Aequipecten macrotis</i> (SOWERBY, 1847)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Anadara diluvii</i> (LAMARCK, 1819)	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Anomia</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	Cardioidea indet.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Circomphalus haidingeri</i> (HÖERNES, 1834)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Corbula gibba</i> (OLIVI, 1792)	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Cyclocardia scalaris</i> (SOWERBY, 1825)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Ervilla pusilla</i> PHILIPPI, 1836	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Gouldia minima</i> (MONTAGU, 1803)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Limopsis anomala</i> (EICHWALD, 1830)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Microripes dentatus</i> (DEFRANCE, 1823)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Modiolus brocchi</i> HÖRNES, 1867	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	Nuculoidea indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Obsoletiforma obsoleta</i> (EICHWALD, 1853)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Ostrea digitalina</i> (DUBOIS, 1831)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Parvicardium minimum</i> (PHILIPPI, 1836)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	Pectinoidea indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Plagiocardium papillosum</i> (POLI, 1795)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Saccula commutata</i> (PHILIPPI, 1844)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Sarmatimacra</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Scalaricardita scalaris</i> (SOWERBY, 1825)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Talochlamys multistriata</i> (POLI, 1795)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	Tellinoidea indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	Veneroidea indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bivalvia	<i>Venus nux</i> GMELIN, 1791	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	Bryozoa – <i>Cupuladria</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Adeonellopsis</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Biflustra</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Cellepora</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Ceripora</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Hornera</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Myriapora truncata</i> (PALLAS, 1776)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Pleuronea</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoa	<i>Smittina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Echinodermata	diadematoid spines	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Gastropoda	<i>Acteocina lajonkairieana</i> (BASTEROT, 1825)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Vitta pachii</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Vitta picta</i> (FÉRUSSAC, 1825)	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Vitta tuberculata</i> (SCHRETER, 1915)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Alvania ampulla</i> (EICHWALD, 1853)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Alvania oceani</i> (D'ORBIGNY 1852)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Alvania perregularis</i> (SACCO, 1895)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Atys miliaris</i> (BROCCHI, 1814)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Bittium reticulatum</i> (DA COSTA, 1778)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Bittium spina</i> (HÖRNES, 1855)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Caecum trachea</i> (MONTAGU, 1803)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Cerithidium multiliratum</i> (BRUSINA, 1877)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Cerithidium schwartzi</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Chrysallida</i> sp.	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Gastropoda	<i>Chrysallida subtypica</i> (SACCO, 1892)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Clavatula oliviae</i> HOERNES & AUINGER, 1891	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Anisocycla</i> cf. <i>nitidissima</i> (MONTAGU, 1803)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Eulima trulla</i> BOETTGER, 1906	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Euspira</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Eulimella</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	Fusiniidae indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Gibborissoia elata</i> (BOETTGER, 1902)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Gibborissoia varicosa</i> (DE BASTEROT, 1825)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Gibbula pseudangulata</i> (BOETTGER, 1907)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Gibbula</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Granulolabium bicinctum</i> (BROCCHI, 1814)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Granulolabium plicatum</i> (BRUGUIÈRE, 1791)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Hydrobia</i> cf. <i>andrusowii</i> HILBER, 1897	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Hydrobia frauenfeldi</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Hydrobia subsuturata</i> JEKELIUS, 1944	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 2 (Part 2).		MisU1 (1,885–1,894 m) 3/4	MisU1 (1,885–1,894 m) 3/1	MisU1 (1,624–1,633 m) 1/2	HRD19 (590–595 m) 3/1	HRD19 (650–656 m) 7/1	HRD24 (256–260,5 m) 2/1	HRD24 (390–395 m) 3/1	HRD24 (550–555 m) 5/1	HRD24 (641–645 m) 7/1	HRD24 (775–779,5 m) 9/1	HRD25 (290–298 m) 1/1	HRD25 (310–315 m) 2/1	HRD25 (490–495 m) 4/1	HRD25 (550–557 m) 5/1	HRD25 (645–650 m) 7/1
		Gastropoda	<i>Mangella</i> sp.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Mangella</i> sp.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Manzonina scalaris</i> (DUBOIS, 1831)	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Marginella</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Melanella</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Mitrella sarmatica</i> KOJUMDIEVA, 1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Mohrensternia inflata</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Mohrensternia styriaca</i> HILBER, 1897	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tritia dujardini</i> (DESHAYES, 1844)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tritia schoenni</i> (HOERNES & AUINGER, 1882)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tritia</i> sp. indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Gastropoda	<i>Tritia striatula</i> (EICHWALD, 1829)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tritia styriaca</i> (HILBER, 1879)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tritia subasperata</i> (BOETTGER, 1906)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Gastropoda	<i>Naytopsis kareri</i> (HOERNES & AUINGER, 1882)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Odostomia</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Odostomia</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	Opisthobranch indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Gastropoda	<i>Polinices</i> cf. <i>cerovaensis</i> HARZHAUSER, 2011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0
Gastropoda	<i>Polinices</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Potamides theodiscus</i> (ROLLE in HILBER, 1979)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Profundinassa fuchsi</i> (KOENEN, 1872)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Pseudamnicola tholosa</i> JEKELIUS, 1944	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Pseudonoba striata</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Pseudosetia laevigata</i> (EICHWALD, 1850)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Raphitoma</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Raphitoma sparsa</i> BOETTGER, 1902	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Rissoina subconoidea</i> (GRATELOUP, 1847)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Sandbergeria perpusilla</i> (GRATELOUP, 1827)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Stenothyroides schwartzi</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Terebra</i> cf. <i>acuminata</i> (BORSON, 1820)	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Terebralia lignitarum</i> (EICHWALD, 1830)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Tornus</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Turboella dilemma</i> (BOETTGER, 1902)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Turboella</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Turbonilla scalaris</i> (EICHWALD, 1853)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Turbonilla</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
Gastropoda	Turridae indet.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Turritella</i> s.l. <i>eryna</i> D'ORBIGNY, 1852	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Ptychidia vindobonensis</i> HANDMANN, 1882	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gastropoda	<i>Vexillum</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Scaphopoda	<i>Gadila</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Scaphopoda	<i>Gadilina jani</i> (HÖRNES, 1856)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Polychaeta	<i>Ditrupea cornea</i> (LINNAEUS, 1767)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Osteichthyes	<i>Diaphus acutirostrum</i> (HOLEC, 1975)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
Osteichthyes	<i>Diaphus austriacus</i> (KOKEN, 1891)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Osteichthyes	<i>Diaphus</i> sp.	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Osteichthyes	<i>Gadiculus argenteus</i> GUICHENOT, 1850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Osteichthyes	<i>Lesueurigobius vicinalis</i> (KOKEN, 1891)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 2.
Presence/absence of macrofossils per sample.

Nr.	Stratigraphy	Sample	Fisher Alpha Index	Equitability J	Dominance D	Epifaunal (%)	Epifaunal to Shallow Infaunal (%)	Infaunal (%)	Deep infaunal (%)	Inner neritic taxa (%)	IN-MN (%)	IN-ON (%)	MN-ON (%)	Inner neritic-bathyal taxa (%)	Middle neritic-bathyal taxa (%)	Outer neritic-bathyal taxa (%)	Bathyal taxa (%)	Oxic Indicators (%)	Oxic/Suboxic Indicators (%)	Suboxic Indicators (%)	Suboxic/Dysoxic Indicators (%)	Dysoxic Indicators (%)	High nutrient-flux Indicators (%)	Stress Indicators (%)	Number of Taxa
1	Otrngian (lo)	GI1 (1,050–1,055 m) 17/1	1.09	0.66	0.36	1.13	83.08	4.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	44.74	1.13	1.13	3.01	1.13	0.00	0.00	1.13	0.00	0.00	0.00	6.00
2	Otrngian (lo)	GI2 (1,084–1,086.7 m) 10/2	2.49	0.72	0.31	56.41	41.03	0.00	0.00	0.00	0.00	5.13	0.00	38.46	12.82	0.00	0.00	43.59	0.00	12.82	0.00	0.00	0.00	0.00	7.00
3	Otrngian (lo)	MTW1 (1,380–1,385 m) 9/1	10.12	0.72	0.18	62.30	25.41	6.56	0.00	25.41	4.10	6.56	0.00	8.20	45.90	0.82	0.00	58.20	25.41	9.02	0.00	0.00	0.00	0.00	26.00
4	Otrngian (lo)	MTW1 (1,480–1,485 m) 12/4	5.14	0.77	0.18	80.00	0.00	4.44	0.00	0.00	2.22	11.11	0.00	53.33	13.33	4.44	0.00	75.56	0.00	3.33	2.22	0.00	0.00	2.22	15.00
5	Otrngian (up)	KA2 (1,140–1,145 m) 5/2	2.50	0.64	0.50	18.75	68.75	0.00	0.00	68.75	0.00	6.25	0.00	12.50	0.00	0.00	0.00	18.75	68.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00
6	Otrngian (up)	MTW1 (1,130–1,138 m) 4/7	7.64	0.72	0.21	83.51	9.28	3.09	0.00	9.28	2.06	26.80	0.00	7.22	48.45	1.03	0.00	78.35	10.31	7.22	0.00	0.00	0.00	0.00	20.00
7	Otrngian (up)	MTW1 (1,130–1,138 m) 4/2	5.90	0.96	0.15	52.94	17.65	0.00	0.00	17.65	11.76	17.65	0.00	17.65	23.53	0.00	0.00	58.82	17.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.00
8	Otrngian (up)	MisU1 (1,885–1,894 m) 3/1	1.28	0.62	0.47	0.00	65.08	0.00	0.00	65.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	19.05	65.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00
9	Otrngian (up)	MisU1 (1,885–1,894 m) 3/4	3.98	0.68	0.44	0.00	14.29	0.00	0.00	14.29	64.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.00
10	Otrngian (up)	S13 (1,335–1,340 m) 12/1	7.86	0.82	0.20	20.83	41.67	4.17	4.17	41.67	0.00	12.50	0.00	8.33	8.33	4.17	0.00	16.67	45.83	8.33	0.00	4.17	4.17	11.00	
11	Otrngian (up)	AH1 (370–375 m) 13/3	8.47	0.75	0.15	39.66	41.95	9.20	0.57	18.39	10.34	24.14	0.00	4.02	5.17	0.00	0.00	41.38	14.37	4.02	0.57	0.57	0.57	26.00	
12	Otrngian (up)	AH1 (430–435 m) 15/3	9.81	0.68	0.18	37.17	45.07	9.87	0.66	15.13	12.50	23.36	0.00	1.64	5.26	1.32	0.00	38.16	11.18	2.96	1.32	0.66	2.30	34.00	
13	Otrngian (up)	AH1 (520–523 m) 18/3	5.64	0.86	0.12	36.00	26.67	28.00	1.33	20.00	17.33	20.00	0.00	5.33	0.00	0.00	17.33	44.00	0.00	1.33	1.33	0.00	2.67	15.00	
14	Otrngian (up)	AH1 (610–615 m) 21/2	7.57	0.82	0.15	43.24	37.84	1.35	5.41	5.41	9.46	31.08	0.00	4.05	5.41	1.35	0.00	35.14	12.16	2.70	0.00	5.41	4.05	18.00	
15	Otrngian (upm)	KA2 (1,020–1,025 m) 3/1	2.46	0.72	0.35	65.00	17.50	0.00	0.00	15.00	17.50	5.00	0.00	60.00	0.00	2.50	0.00	60.00	20.00	2.50	0.00	0.00	2.50	7.00	
16	Otrngian (upm)	KA2 (1,020–1,025 m) 3/4	2.75	0.77	0.24	76.47	4.90	0.98	0.00	4.90	3.92	6.86	0.00	69.61	6.86	0.00	0.00	68.63	11.76	6.86	0.98	0.00	0.98	10.00	
17	Karpatian (lo)	KA1 (701–705 m) 12/2	1.02	0.31	0.75	0.73	97.08	0.00	0.00	97.08	0.73	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.73	97.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00
18	Karpatian (lo)	KA1 (750–755 m) 13/1	1.23	0.11	0.94	2.48	97.52	0.00	0.00	96.89	0.00	1.86	0.00	0.00	0.62	0.62	0.00	1.86	97.52	0.62	0.00	0.00	0.62	6.00	
19	Karpatian (lo)	KA1 (895–900 m) 15/2	1.66	0.26	0.80	3.60	89.19	1.80	0.00	89.19	5.41	1.80	0.00	0.90	2.70	0.00	0.00	2.70	90.09	1.80	0.00	0.00	0.00	7.00	
20	Karpatian (up)	HRD19 (819–820 m) 12/1	2.22	0.64	0.36	16.46	74.68	0.00	0.00	74.68	7.59	2.53	0.00	0.00	13.92	0.00	0.00	3.80	75.95	12.66	0.00	0.00	0.00	8.00	
21	Karpatian (up)	KA1 (500–506 m) 8/1	0.91	0.17	0.89	0.91	98.63	0.00	0.00	98.63	0.46	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91	98.63	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	
22	Karpatian (up)	KA1 (550–555 m) 9/2	1.11	0.42	0.62	2.00	97.00	0.00	0.00	97.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	1.00	98.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	
23	Karpatian (up)	KA1 (600–604 m) 10/4	2.58	0.50	0.49	3.66	85.37	2.44	1.22	85.37	0.00	1.22	0.00	2.44	3.66	0.00	0.00	3.66	85.37	1.22	1.22	1.22	2.44	9.00	
24	Karpatian (up)	S13 (1,250–1,255 m) 11/1	2.19	0.13	0.89	0.39	94.41	1.16	0.19	94.41	0.00	0.00	0.00	0.58	1.16	0.00	0.00	0.39	94.41	0.77	0.39	0.19	0.58	12.00	
25	Badenian (lo)	WA1 (500–505 m) 7/4	4.18	0.56	0.35	88.70	0.00	3.48	0.00	0.00	0.00	6.96	0.00	29.57	56.52	0.00	0.00	35.65	0.87	53.91	2.61	0.00	1.74	14.00	
26	Karpatian (Gi)	AH1 (250–255 m) 9/4	9.33	0.85	0.19	57.14	4.76	28.57	0.00	9.52	0.00	0.00	0.00	23.81	52.38	0.00	0.00	23.81	4.76	52.38	9.52	0.00	4.76	11.00	
27	Karpatian (Gi)	AH1 (280–285 m) 10/2	16.73	0.82	0.07	37.41	5.76	23.02	1.44	8.63	7.91	15.83	0.00	14.75	20.50	0.72	0.00	34.17	6.83	15.83	7.91	1.44	6.12	7.55	48.00
28	Karpatian (Gi)	AH1 (310–315 m) 11/1	15.79	0.79	0.10	39.89	0.00	18.58	1.64	0.00	2.19	1.09	0.00	8.20	45.36	3.28	0.55	14.21	0.00	39.89	3.28	1.64	10.93	11.48	40.00
29	Karpatian (up)	HRD25 (665–670 m) 8/1	1.35	0.49	0.59	13.27	86.73	0.00	0.00	86.73	0.00	4.42	0.00	0.00	0.88	0.00	0.00	2.65	88.50	0.88	0.00	0.00	0.00	6.00	
30	Badenian (lo)	HRD19 (630–635 m) 6/1	4.45	0.54	0.29	10.97	0.16	77.58	10.65	0.16	0.00	1.45	0.00	46.61	49.19	1.94	0.00	3.55	0.81	46.13	35.97	10.65	1.45	46.29	22.00

31	Badenian (lo)	HRD19 (650–656 m) 7/1	4.50	0.74	0.26	62.16	5.41	24.32	0.00	5.41	2.70	0.00	0.00	81.08	0.00	0.00	2.70	8.11	78.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00
32	Karpatian (up)	HRD24 (775–779.5 m) 9/1	2.09	0.44	0.47	34.14	60.64	4.02	0.00	60.64	0.00	0.80	0.00	5.22	0.00	0.00	0.40	61.45	5.22	0.80	0.00	1.20	1.20	1.20	10.00	
33	Badenian (l)	SI3 (900–906 m) 7/3	15.28	0.72	0.10	10.83	1.22	39.88	3.05	0.47	0.41	0.20	0.00	24.37	22.00	7.45	0.00	8.40	0.41	24.85	17.87	3.05	19.84	18.21	70.00	
34	Badenian (l)	SI3 (1,000–1,003 m) 8/2	12.63	0.82	0.05	24.09	4.95	38.69	5.52	0.32	0.16	3.24	0.00	20.19	30.90	18.57	0.00	14.44	3.57	36.82	9.33	5.52	19.38	12.25	58.00	
35	Badenian (lo)	HRD19 (495–500 m) 2/1	4.15	0.37	0.62	8.67	2.67	87.33	0.00	2.67	0.00	2.00	0.00	82.00	11.33	0.00	0.00	6.67	4.00	10.00	78.00	0.00	78.00	78.00	15.00	
36	Badenian (lo)	HRD19 (671–576 m) 3/1	4.63	0.95	0.23	100.00	0.00	0.00	0.00	11.11	0.00	22.22	0.00	0.00	33.33	33.33	0.00	0.00	22.22	33.33	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	
37	Badenian (lo)	HRD19 (690–595 m) 4/1	5.41	0.58	0.25	35.05	1.93	61.74	0.32	1.93	0.64	8.36	0.00	22.19	63.99	0.32	0.00	3.22	9.65	63.34	20.58	0.32	20.58	20.90	22.00	
38	Badenian (lo)	HRD24 (650–555 m) 5/1	5.11	0.76	0.16	30.29	0.00	57.33	0.33	0.00	0.00	12.70	0.00	14.66	44.63	15.64	0.33	3.91	12.70	53.75	11.40	0.33	2.93	22.48	21.00	
39	Badenian (lo)	HRD24 (620–624 m) 6/1	6.53	0.74	0.18	21.31	16.39	57.92	1.64	16.39	0.55	0.00	0.00	20.22	61.20	0.00	0.00	7.65	16.39	56.28	14.75	1.64	7.65	16.94	22.00	
40	Badenian (lo)	HRD24 (641–645 m) 7/1	4.88	0.83	0.21	69.70	15.15	3.03	0.00	30.30	9.09	39.39	0.00	3.03	3.03	0.00	0.00	51.52	15.15	3.03	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	
41	Badenian (lo)	HRD25 (490–495 m) 4/1	5.53	0.75	0.18	89.86	0.72	9.42	0.00	0.72	2.90	24.64	0.00	0.72	71.01	0.00	0.00	14.49	17.39	63.77	0.00	0.00	0.00	0.00	18.00	
42	Badenian (lo)	HRD25 (650–557 m) 5/1	4.72	0.62	0.29	88.79	5.92	4.98	0.00	5.92	1.56	11.84	0.00	5.30	74.77	0.31	0.00	11.21	14.95	67.29	0.00	0.00	0.00	0.00	20.00	
43	Badenian (lo)	HRD25 (645–650 m) 7/1	3.55	0.49	0.33	45.36	44.29	5.00	0.00	44.29	6.61	0.71	0.00	0.54	47.32	0.00	0.00	2.32	44.46	45.54	0.18	0.00	0.00	0.18	18.00	
44	Badenian (lo)	PW U3 (1,123–1,128 m) 1/3	2.34	0.50	0.43	36.19	63.04	0.39	0.00	63.04	0.00	0.00	0.00	0.00	4.28	0.00	0.00	1.95	63.04	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	11.00	
45	Badenian (lo)	SI3 (800–805 m) 6/3	4.00	0.78	0.18	48.48	40.40	1.01	0.00	67.68	0.00	16.16	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	24.24	43.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.00	
46	Badenian (m)	AH1 (190–195 m) 7/4	9.17	0.68	0.16	58.82	33.73	2.35	0.00	38.24	5.29	38.24	0.00	3.33	1.37	0.20	0.00	36.08	44.90	0.98	0.59	0.00	0.20	0.20	37.00	
47	Badenian (m)	AH1 (220–225 m) 8/2	11.06	0.81	0.07	33.62	16.55	20.52	4.31	17.24	19.14	15.00	1.55	7.59	21.72	2.41	0.00	17.59	24.31	16.90	5.00	4.31	3.79	7.76	44.00	
48	Badenian (m)	HRD25 (290–298 m) 1/1	9.99	0.74	0.10	24.41	13.89	35.92	1.83	13.80	12.52	3.47	1.74	13.89	15.54	23.22	0.00	14.44	15.36	34.00	4.39	1.83	5.85	27.06	47.00	
49	Badenian (m)	HRD25 (310–315 m) 2/1	9.63	0.88	0.09	35.29	4.71	18.82	20.00	4.71	3.53	12.94	0.00	10.59	25.88	11.76	0.00	22.35	14.12	14.12	4.71	20.00	23.53	34.12	22.00	
50	Badenian (m)	P01 (490–495 m) 16/1	4.81	0.75	0.19	18.60	34.11	8.53	0.00	37.21	22.48	16.28	0.00	1.55	5.43	0.00	0.00	0.78	50.39	4.65	0.78	0.00	0.78	0.78	16.00	
51	Badenian (m)	P01 (520–525 m) 17/2	16.42	0.81	0.05	66.26	9.40	5.31	0.16	14.71	24.10	17.57	0.00	5.47	17.16	0.98	0.00	41.83	19.53	5.15	1.39	0.16	1.80	0.74	71.00	
52	Badenian (m)	WA1 (400–403 m) 5/1	9.99	0.71	0.11	18.82	13.81	43.85	3.49	13.96	11.84	7.44	0.00	16.69	16.08	21.55	0.00	7.13	20.94	29.44	15.17	3.49	18.06	38.85	42.00	
53	Badenian (up)	WA1 (350–353 m) 4/2	7.03	0.94	0.18	41.67	8.33	33.33	0.00	8.33	8.33	0.00	0.00	8.33	25.00	0.00	0.00	25.00	8.33	25.00	8.33	0.00	0.00	0.00	8.33	7.00
54	Badenian	WA1 (450–455 m) 6/2	9.95	0.89	0.10	73.33	8.89	11.11	0.00	8.89	2.22	24.44	0.00	4.44	51.11	0.00	0.00	24.44	20.00	44.44	2.22	0.00	0.00	0.00	17.00	
57	Sarmatian	AH1 (130–135 m) 5/1	2.71	0.82	0.19	73.58	10.38	15.09	0.00	25.47	50.94	23.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	78.30	10.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	
58	Sarmatian	AH1 (160–165 m) 6/2	0.77	0.63	0.42	9.33	48.00	0.00	0.00	48.00	48.95	3.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.33	48.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	
59	Sarmatian	P01 (40–45 m) 1/1	3.47	0.66	0.35	70.89	16.46	5.06	7.59	16.46	63.29	8.86	0.00	12.66	0.00	0.00	0.00	70.89	16.46	0.00	5.06	7.59	1.27	12.66	11.00	
60	Sarmatian	P01 (99.5–105 m) 3/1	2.70	0.79	0.22	36.99	31.51	27.40	0.00	54.79	6.85	8.22	0.00	4.11	0.00	0.00	0.00	26.03	39.73	0.00	4.11	0.00	2.74	4.11	9.00	
61	Sarmatian	P01 (130–135 m) 4/2	2.84	0.62	0.27	32.73	42.27	3.42	0.00	42.27	26.80	24.82	0.00	2.52	0.90	0.00	0.00	8.63	63.67	0.90	2.52	0.00	1.44	1.98	15.00	
62	Sarmatian	P01 (160–165 m) 5/2	2.09	0.59	0.38	20.65	0.62	19.72	0.00	18.03	59.94	19.72	0.00	1.08	1.23	0.00	0.00	38.06	0.62	1.23	1.08	0.00	1.08	1.08	12.00	
63	Sarmatian	P01 (250–255 m) 8/1	3.47	0.78	0.20	17.72	20.25	8.86	31.65	20.25	35.44	2.53	0.00	39.24	1.27	0.00	0.00	16.46	21.52	1.27	7.59	31.65	7.59	39.24	11.00	
64	Sarmatian	P01 (280–285 m) 9/1	8.53	0.87	0.12	21.95	21.95	17.07	0.00	39.02	21.95	12.20	0.00	0.00	2.44	0.00	0.00	51.22	21.95	2.44	0.00	0.00	0.00	0.00	15.00	
65	Sarmatian	SI3 (400–405 m) 2/2	4.97	0.86	0.12	27.89	9.52	47.62	2.72	14.29	27.21	10.20	0.00	40.14	5.44	0.00	0.00	25.85	16.33	5.44	37.41	2.72	25.17	36.05	17.00	
66	Sarmatian	SI3 (500–505 m) 3/1	3.78	0.79	0.16	9.64	31.47	40.61	3.55	33.50	18.27	6.09	0.00	26.90	15.23	0.00	0.00	10.66	32.49	15.23	23.35	3.55	19.29	24.37	15.00	
67	Sarmatian	SI3 (600–604 m) 4/2	1.51	0.33	0.70	13.07	2.61	83.01	0.00	2.61	1.96	12.42	0.00	83.01	0.00	0.00	0.00	1.31	14.38	0.00	83.01	0.00	83.01	83.01	7.00	
68	Sarmatian	WA1 (200–205 m) 1/1	1.84	0.59	0.29	34.52	6.15	25.77	0.00	31.68	33.10	34.52	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	34.28	6.38	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	
69	Sarmatian	WA1 (300–305 m) 3/1	2.98	0.43	0.43	29.06	0.78	62.03	0.00	62.03	7.03	28.91	0.00	0.63	0.00	0.16	0.00	29.06	0.78	0.47	0.31	0.00	0.31	0.31	16.00	

Tab. 3. Diversity indices and ecological and bathymetric data (% per sample) for selected foraminiferal assemblages.

	depth	habitat	oxygen	organic	stress	references
				matter flux	marker	
<i>Ammonia</i> spp.	IN	E to SI	O/S			2, 3, 4, 6, 13
<i>Amphicoryna</i> spp.	MN-B	INF	S			1, 3, 4, 5, 8
<i>Amphimorphina haueriana</i>	MN-B	INF	S			3, 21
<i>Amphistegina radiata</i>	IN-MN	E	O			2
<i>Astronion stelligerum</i>	IN-B	INF	S			1, 2, 3, 6, 9, 10, 13
<i>Aubignyna</i> spp.	IN	INF?				2
<i>Bathysiphon</i> spp.	B	E		H		2, 8
<i>Biapertorbis biaperturatus</i>	ON-B	E				3, 5, 8
<i>Biasterigerina planorbis</i>	IN-MN	E	O			2, 3, 12, 17
<i>Bolivina</i> spp.	IN-B	DI	D		x	1, 2, 3, 4, 9, 11, 12, 14, 21
<i>Borelis</i> spp.	IN	E				2
<i>Bulimina</i> spp.	IN-B	INF	S/D	H (<i>B. elongata</i>)	x	1, 2, 3, 4, 5, 11, 14, 21
<i>Cancris auriculus</i>	MN-ON	E	S	H		2, 9
<i>Cassidulina laevigata</i>	MN-B	INF	S	M to H		1, 2, 3, 4, 12
<i>Caucasina</i> spp.	IN-B	INF	S/D			3, 4, 5, 9, 11, 14
<i>Cibicidoides lobatulus</i>	IN-MN	E	O			2, 3, 12, 13, 17, 20
<i>Cibicidoides</i> spp.	MN-B	E	O			1, 2, 3, 4, 5, 13, 17
<i>Cribrostomoides subglobosus</i>	IN-B	E to SI				2, 3
<i>Cyclammmina</i> spp.	ON-A	E?				2
<i>Cycloforina</i> spp.		E				
<i>Dentalina</i> spp.	IN-B	INF	S/D			1, 3, 4, 13
<i>Discorbinoidea</i> sp.	IN-MN					3
<i>Elphidiella</i> spp.	IN-ON	INF?				2
<i>Elphidium</i> spp. (<i>keeled</i>)	IN-ON	E	O			2, 3, 4, 17
<i>Elphidium</i> spp. (<i>unkeeled</i>)	IN	INF	O			2
<i>Eponides repandus</i>	IN-B	E	O			2, 12
<i>Fissurina laevigata</i>	IN-B	INF	S			1, 3, 12
<i>Fursenkoina subacuta</i>	IN-B	INF	S/D		x	1, 2, 3, 5, 11, 12, 14, 15, 21
<i>Glandulina</i> spp.	MN-B	INF	S			7, 12
<i>Globulina gibba</i>	IN-B		O			3, 2
<i>Grigelis pyrula</i>		INF	S			21
<i>Guttulina</i> spp.	IN-B	INF	S			3, 12
<i>Hansenisca soldanii</i>	ON-B	E	S			3, 9, 12, 16
<i>Heterolepa dutemplei</i>	IN-B	E	O			2, 3, 15
<i>Hoeglundina elegans</i>	ON-B	E to SI	S	H		1, 2, 3, 12
<i>Laevidentalina</i> spp.	ON-B	INF	S/D			3, 4, 8, 12
<i>Lagena</i> spp.	IN-B	INF	S			1, 3, 4, 5, 8, 9, 12
<i>Lenticulina</i> spp.	MN-B	E	S			1, 2, 3, 4, 8, 9, 12, 13, 15
<i>Marginulina hirsuta</i>	IN-B	INF?				8, 13, 18
<i>Martinottiella communis</i>	ON-B	E	O			2, 12, 13,
<i>Melonis</i> spp.	MN-B	INF	S/D	H		1, 2, 3, 4, 12, 13
<i>miliolids</i>	IN-ON	E				
<i>Mylostomella recta</i>	MN-B	INF				18, 19
<i>Nonion</i> spp.	MN-B	INF	S			1, 2, 3, 4, 12, 13
<i>Nonionella turgida</i>	IN-B	INF	S			1, 2, 6
<i>Pappina</i> spp.	MN-B	INF	S			3, 21
<i>Pararotalia</i> spp.	IN-MN	E	O			2, 3, 21
<i>Plectofrondicularia</i> spp.	MN-B	INF	S			3, 5, 21
<i>Porosonion granosum</i>	IN-MN					3, 4
<i>Praeglobobulimina</i> spp.	MN-B	DI	D	H	x	1, 2, 3, 4, 11, 12, 14, 17, 21
<i>Pullenia</i> spp.	ON-B	INF	S			1, 2, 3, 4, 9, 10, 12, 13
<i>Pyrgo</i> spp.	IN-B	E	O/S			1, 2
<i>Quinqueloculina</i> spp.	IN-ON	E	O/S			1, 2
<i>Reticulophragmium</i> spp.		E to SI				5
<i>Reussella spinulosa</i>	IN-ON	E	O			3, 21
<i>Semivulvulina pectinata</i>	MN-B	E	S			3, 2
<i>Sigmilopsis</i> spp.	MN-B	E				3, 5, 13, 20
<i>Siphonina reticulata</i>	MN-B	E	O			13, 21
<i>Siphonodosaria consobrina</i>	ON-B	INF	S			3, 4, 21
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	MN-B	E	S			1, 4, 12, 13
<i>Spirolina austriaca</i>	IN	E				2
<i>Spiroloculina</i> spp.	IN	E	O/S			2, 6
<i>Spirorutilus carinatus</i>	IN-B	E	O			3, 5, 21
<i>Spirosigmilina tenuis</i>	MN-B	E	O			3, 12, 13, 20
<i>Textularia</i> spp.	IN-B	E	O			2, 3, 12, 17
<i>Triloculina</i> spp.		E	O			1, 2
<i>Uvigerina</i> spp.	MN-B	INF	S	H	x	1, 2, 3, 4, 11, 12, 14, 21
<i>Vaginulinopsis haueriana</i>	MN-B	INF	S			3, 8, 21
<i>Valvulinera complanata</i>	ON-B	INF	S		x	1, 3, 11, 14, 21

Tab. 4.

Ecologic preferences of selected benthic foraminifera. Bathymetric distribution: IN = inner neritic, MN = middle neritic, ON = outer neritic, B = bathyal, A = abyssal; microhabitat: E = epifaunal, SI = shallow infaunal, INF = infaunal, DI = deep infaunal; oxygen dependency: O = oxic, S = suboxic, D = dysoxic; dependency on organic matter flux: H = high flux, M = moderate flux; stress marker. References: 1: KAIHO (1994), 2: MURRAY (2006), 3: HOHENEGGER (2005), 4: RÖGL & SPEZZAFERRI (2003), 5: PIPPERR & REICHENBACHER (2010), 6: BERNHARD & SEN GUPTA (1999), 7: JONES (1994), 8: REOLID et al. (2008), 9: KOUWENHOVEN & VAN DER ZWAAN (2006), 10: DEN DULK et al. (2000), 11: VAN HINSBERGEN et al. (2005), 12: PEZELJ et al. (2007), 13: SPEZZAFERRI & TAMBURINI (2007), 14: SPEZZAFERRI et al. (2002), 15: BÁLDI (2006), 16: CORLISS (1991), 17: MARTINS et al. (2007), 18: ROETZEL et al. (2006), 19: GRUNERT et al. (2010), 20: WENGER (1987), 21: PEZELJ et al. (2013).



Der „Ältere Schlier“ von der Linzer Gugl (Oberösterreich)

CHRISTIAN RUPP* & STJEPAN ČORIĆ*

9 Abbildungen, 2 Tafeln, 2 Anhänge

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

32 Linz / NM 33-11-19 Linz

Oberösterreich

Molassezone

Kiscellium

Foraminiferen

kalkiges Nannoplankton

Inhalt

Zusammenfassung	110
Abstract	110
Einleitung	110
Geologische Situation	110
Die Bohrung KB-L08a/01	111
Die Sedimentologie des „Älteren Schliers“ von der Gugl	113
Der Mikrofossilinhalt der Bohrung KB-L08a/01	113
Parameter	113
Foraminiferenzahlen	113
Diversitätsindices	113
Benthonische Foraminiferen	114
Morphogruppe planokonvexe Foraminiferen	114
Häufige Gattungen	114
Dominante Arten	116
Arten > 3 %	116
Multivariate Analysen	117
Planktonische Foraminiferen	118
Schlussfolgerungen zur Foraminiferenfauna der Bohrung KB-L08a/01	119
Biostratigrafische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen	119
Paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen	119
Biostratigrafische Interpretation der planktonischen Foraminiferenfaunen	119
Paläoökologische Interpretation der planktonischen Foraminiferenfaunen	120
Taxonomie	120
Benthonische Foraminiferen	120
Planktonische Foraminiferen	133
Das kalkige Nannoplankton der Bohrung KB-L08a/01	135
Biostratigrafie	135
Paläoökologie	136
Artenliste	136
Zusammenfassende Schlussfolgerungen	137
Biostratigrafie	137
Paläoökologie	138
Zupfing-Formation versus „Schlier von der Gugl“ (Schlier der Bohrung KB-L08a/01)	138
Der „Asterigerinen-Horizont“	138
Dank	139
Tafeln	140
Literatur	144
Anhang 1	150
Anhang 2	156

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

Zusammenfassung

Der „Ältere Schlier“ des Linzer Stadtgebietes aus einer der im Zuge der Planung der Linzer Autobahn A 26 abgeteufte Kernbohrungen wurde auf Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton untersucht. Mittels der planktonischen Foraminiferen gelang eine biostratigraphische Einstufung in die Zone O5 (P21b), das kalkige Nannoplankton verweist auf die Zone ZN04 (obere NP23). Diese Ergebnisse ermöglichen eine Einstufung in das obere Kiscellium (regionale Stufe) respektive das unterste Chattium (internationale Stufe). Die paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen ergaben einen vollmarinen, relativ stabilen, wahrscheinlich bathyalen Ablagerungsraum. Das kalkige Nannoplankton verweist auf eine Absenkung des Meeresspiegels (FSST, Ch2 Zyklus 3. Ordnung) und auf wärmere Wassermassen im oberen Abschnitt der bearbeiteten Kernstrecke, beides wird durch die Entwicklung der Foraminiferenfaunen unterstützt. Eine Zuordnung des „Älteren Schliers von der Gugl“ zur Zupfing-Formation, möglicherweise in Form einer neuen Subformation, wird diskutiert.

On the „Ältere Schlier“ pelites from the Gugl Hill in Linz (Upper Austria)

Abstract

Pelites of the Linz urban area, called „Ältere Schlier“, were examined on foraminifera and calcareous nannoplankton. The material came from a core drilling carried out during the planning stage of the Linz A 26 motorway. Planktonic foraminifera indicate zone O5 (P21b), calcareous nannoplankton points to zone ZN04 (upper NP23). These results allow an assignment to the upper Kiscellian (regional stage) or the lowest Chattian (international stage). The paleoecological interpretation of benthic foraminiferal faunas pointed out a fully marine, rather stable, probably bathyal environment. Calcareous nannoplankton indicates a lowering of sea level (FSST, Ch2 cycle of 3rd order) and warmer water masses in the upper part of the examined core section, both is supported by foraminiferal faunal trends. An assignment of this kind of „Ältere Schlier“ (from the elevation „Gugl“ in Linz) to the Zupfing Formation, potentially as a new subformation, is discussed.

Einleitung

Die in weiten Bereichen der Molassezone (Nordalpinen Vorlandbecken) oberflächlich anstehenden feinkörnigen Sedimente (Tonmergel, Silt) des Oligozäns und untersten Miozäns (Kiscellium–Egerium) werden oft bis heute auf Grund ihrer lithologischen Einförmigkeit und fehlender Detailstudien unter dem Begriff „Ältere Schlier“ subsummiert (RUPP et al., 2011). Seit WAGNER (1996), der den „Älteren Schlier“ in mehrere Formationen unterteilte, sind ernsthafte Bemühungen im Gange, diese Neugliederung durch Detailstudien zu verifizieren und zu untermauern. So wurde im Zuge der von der Geologischen Bundesanstalt zurzeit betriebenen Neukartierung des UTM-Blattes NM 33-11-19 Linz auch die Notwendigkeit einer exakteren Definition der von WAGNER (1996) neu aufgestellten Formationen evident (RUPP & ČORIĆ, 2012).

Die zahlreichen Kernbohrungen, die im Zuge der Projektierung der Linzer Autobahn A 26 (Westring Linz) im Auftrag der Autobahnen- und Schnellstraßen-Finanzierungs-Aktiengesellschaft (ASFINAG) seit 2001 im Raum Linz durchgeführt wurden, erbrachten eine Vielzahl neuer Informationen über den geologischen Aufbau des Linzer Stadtgebietes und lieferten hervorragendes Material zum Studium des kristallinen Untergrundes und der känozoischen Sedimente (PERESSON-HOMAYOUN, 2005; POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010).

Geologische Situation

Speziell im Bereich der Linzer Gugl und des Freinberges (405 m), wo der Freinberg-Tunnel geplant ist, wurden zahl-

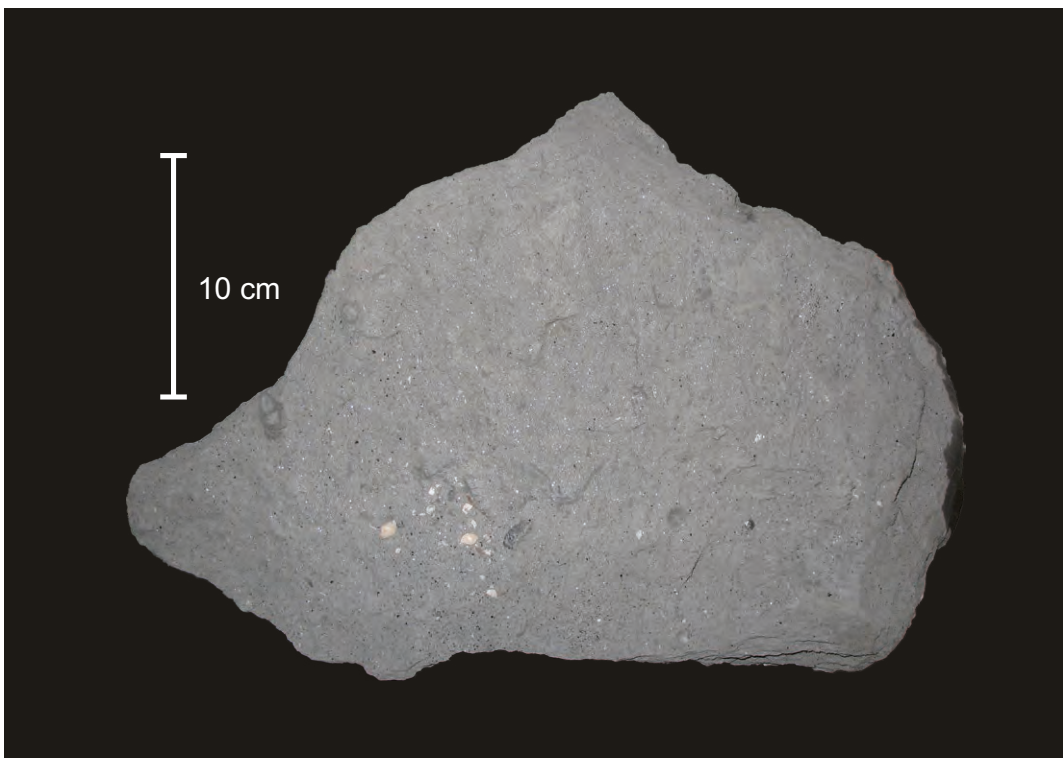


Abb. 1.
Der „Ältere Schlier“ aus dem „Inge-Tunnel“ (Straßenbahntunnel) nahe dem Linzer Hauptbahnhof.

reiche Bohrungen abgeteuft. Steht am Freinberg in weiten Bereichen kristallines Grundgebirge an, so taucht im Raum der Gugl das Kristallin gegen Osten schnell ab und wird von einer mächtigeren Sedimentdecke überlagert. Der Bauernbergpark nordöstlich des Linzer Stadions war bis ungefähr 1900 ein Areal von ergiebigen Sandgruben in der Linz-Melk-Formation, die durch Funde von Großfossilien (Wale, Seekühe) in das Egerium eingestuft werden (BALDI & SENES, 1975). Weiter südlich, zur Ziegeleistraße hin, wurden die „Linzer Sande“ des Bauernberges zum großen Teil durch mächtige, eiszeitliche Deckenschotter erodiert, welche ihrerseits wieder von Lösslehmdecken überlagert werden. In den entlang der Ziegeleistraße abgeteuften Bohrungen (KB-L 02/00, KB-L08a/01, KB-L10a/01; siehe DORIS: <https://doris.ooe.gv.at> » Karten » Wasser & Geologie » Hydrogeologie - Geologie » Bohrpunkte GeoloGIS) tritt unter den quartären Sedimenten anstelle des „Linzer Sandes“ des Bauernberges ein rund 20 m mächtiges Paket von „Älterem Schlier“ auf, der seinerseits ein weiteres Stockwerk der Linz-Melk-Formation („Linzer Sande“) überlagert (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010). Dieser „Ältere Schlier“ ist im Stadtgebiet von Linz obertags bislang nicht dokumentiert (SCHADLER, 1964) und wahrscheinlich zur Gänze von quartären Sedimenten verdeckt.

Im Jahr 2009 konnte dieser „Ältere Schlier“ bei einer Begehung des damals in Bau befindlichen „Inge-Tunnels“ der Straßenbahnlinie 3 nahe dem Linzer Hauptbahnhof, überlagert von quartären Sedimenten, besichtigt werden (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010). Er erwies sich als grauer bis bräunlich grauer siltig-sandiger Tonmergel bis tonig-sandiger Silt, glimmerreich (z.T. große Biotit-Blättchen), schlecht geschichtet bis verwühlt und nicht selten Makrofossilien führend (Abb. 1). Diese Lithologie steht in gutem Einklang mit der des „Älteren Schliers“ der Bohrung KB-L08a/01 (siehe unten), nicht aber mit jenen der Ebelsberg-Formation (RUPP & ĆORIĆ, 2012: bräunliche, schwach feinsandig siltige, fein glimmerige Tonmergel, Diatomitlagen, Fischreste) oder der Eferding-Formation (RUPP & ĆORIĆ, 2015: vorwiegend bräunliche, siltige Tonmergel, Fischreste).

Die Bohrung KB-L08a/01

Eine der Westring-Linz-Bohrungen, die Bohrung KB-L08a/01, wurde herangezogen, um den „Älteren Schlier“ der Linzer Gugl und ihrer näheren Umgebung zu definieren und altersmäßig einzustufen. Sie wurde an der Ostflanke der Gugl, im Bergschlößl-Park, nahe der Ziegeleistraße auf 292 m Seehöhe abgeteuft (Abb. 2) und konnte dank der Vermittlung durch Sebastian Jakobs (damals ILF) am 26. Februar 2004 im Kernlager der Straßenmeisterei Utten-dorf aufgenommen und beprobt werden.

Das Profil der Bohrung KB-L08a/01 (Abb. 2)
(UTM: WSG84, 33N, RW: 446942, HW: 5348833 SH: 291,56 m)

0–0,23 m: Humus, sandig, dunkelbraun.
0,23–2,40 m: Schluff, wechselnd tonig, beige (Löß bis Lößlehm).

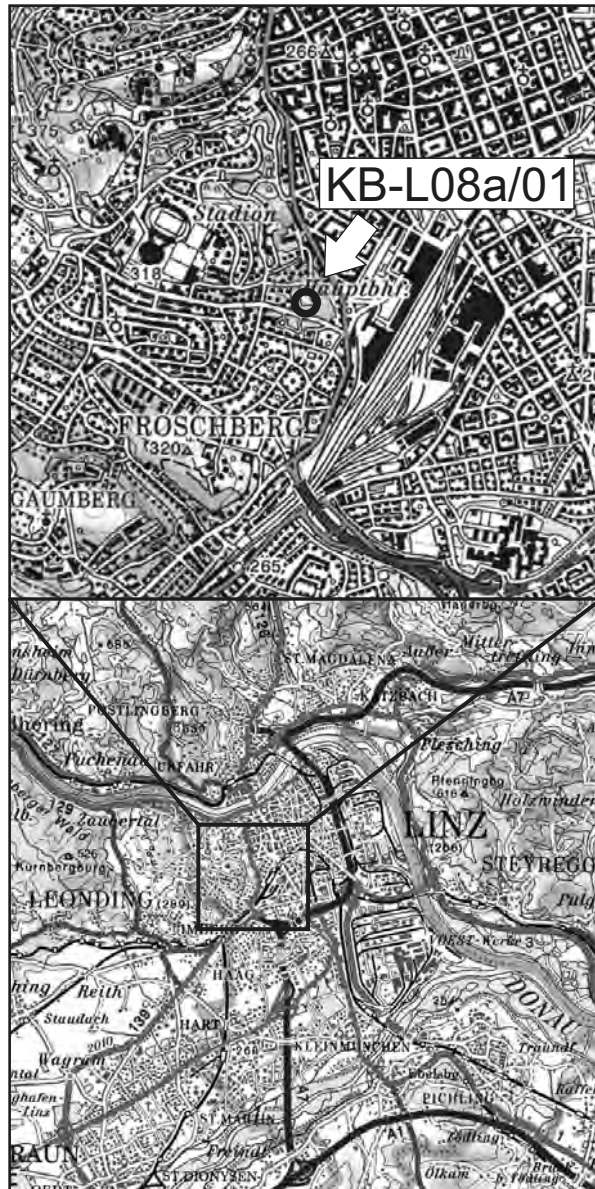
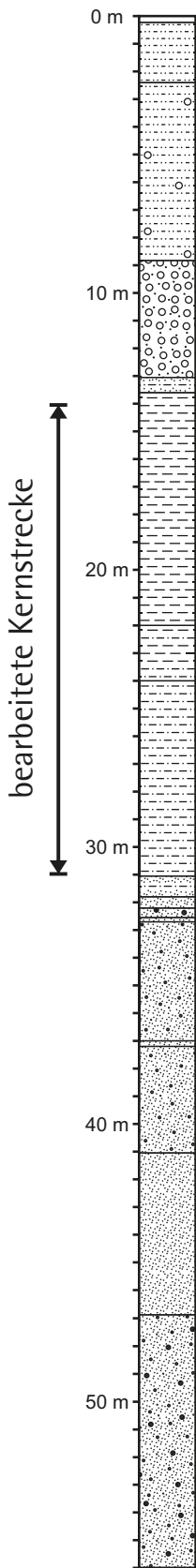
2,40–8,83 m: Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kiesig, gelbbraun (Hanglehm).
8,83–13,05 m: Kies, stark sandig, bis 10,81 m gelbgrau, dann rostbraun (wasserführend) (Deckenschotter).
13,05–13,60 m: Sand, schluffig, tonig, rostbraun („Älterer Schlier“?).
13,60–22,00 m: Tonmergel, siltig, wechselnd feinsandig, teils stark glimmerig, kalkig, Pyrit führend, teilweise fossilführend, mäßig bis kaum geschichtet, vereinzelt Wühlspuren, dunkelgrau bis dunkel graubraun („Älterer Schlier“).
22,00–24,00 m: Wechsellagerung von siltigem Tonmergel und wechselnd feinsandigem Silt, dunkelgrau bis bräunlich grau („Älterer Schlier“).
24,00–31,05 m: Silt, schwach tonmergelig, wechselnd feinsandig, im unteren Abschnitt einzelne stark feinsandige Partien, stark glimmerig, kalkig, mäßig bis schlecht geschichtet, manchmal verwühlt, grau bis dunkelgrau („Älterer Schlier“).
31,05–31,80 m: tonig schluffiger Feinsand, glaukonitisch, kalkfrei, grünlich grau (Übergang „Älterer Schlier“ – Linz-Melk-Formation).
31,80–32,20 m: Feinsand, tonig, schluffig, kalkfrei, dunkelgrau (Linz-Melk-Formation).
32,20–32,55 m: Mittelsand, fein- bis grobsandig, kiesig, braun (Linz-Melk-Formation).
32,55–32,70 m: Feinsand, schluffig, mittelsandig, glimmerig, kalkfrei, gelbgrau (Linz-Melk-Formation).
32,70–37,00 m: Mittelsand, fein- bis grobsandig, kalkfrei, gelbgrau (Linz-Melk-Formation).
37,00–37,20 m: Feinsand, schwach mittelsandig, kalkfrei, rostbraun (Linz-Melk-Formation).
37,20–41,05 m: Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, kalkfrei, gelbgrau (Linz-Melk-Formation).
41,05–46,90 m: Feinsand, mittelsandig, kalkfrei, gelbgrau (Linz-Melk-Formation).
46,90–56,00 m: Mittelsand, feinsandig, wechselnd grobsandig, schwach kiesig, kalkfrei, gelbgrau (Linz-Melk-Formation).

Zusammenfassend:

0–13,05 m (291,56–278,51 m SH): Quartär.
13,05–31,05 m (278,51–260,51 m SH): „Älterer Schlier“.
31,05–56 m (260,51–235,56 m SH): Linz-Melk-Formation.

Die Bohrung KB-L08a/01 endet bei einer Seehöhe von 235,56 m. Die Basis des Oligozäns scheint jedoch nicht allzu weit entfernt, da rund 900 m weiter südlich in mehreren Bohrungen (z.B.: KB-L06/08; POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010) auch Pielacher Tegel (Pielach-Formation) und schließlich, etwas tiefer als die Endtäufe von KB-L08a/01, Kristallin angefahren wurde.

KB-L08a/01



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Humus | | siltig sandiger Tonmergel |
| | Schluff | | sandiger Silt bis Tonmergel |
| | schwach kiesiger Schluff | | sandiger Silt |
| | schluffiger / siltiger Sand bis sandiger Schluff / Silt | | mittelsandiger Feinsand |
| | sandiger Kies | | feinsandiger Mittelsand |
| | | | feinsandiger Mittelsand, grobsandig bis kiesig |

Die Sedimentologie des „Älteren Schliers“ von der Gugl

Korngrößenanalysen und tonmineralogische Analysen über diesen Typus „Älterer Schlier“ wurden an Hand von Kernmaterial aus mehreren Bohrungen durchgeführt (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010). Der in der Kernaufnahme als Tonmergel oder Silt angesprochene Schlier (siehe oben) erwies sich granulometrisch als sehr bis extrem schlecht sortierter Siltton bis toniger Siltsand. Gesamtmineralogisch überwiegen die Schichtsilikate, Quarz und auch Feldspäte. Der Kalkgehalt variiert beträchtlich und alle Proben weisen Pyrit auf. Die tonmineralogischen Analysen ($< 2 \mu\text{m}$) zeigen häufig eine Dominanz von Smektit, aber auch Kaolinit und Illit-Glimmer sind stark vertreten. Chlorit spielt eine untergeordnete Rolle. Hier zeigt sich, dass das Liefergebiet vor allem das Kristallin der Böhmisches Masse war, der hohe Kaolinit-Anteil verweist auf die Abtragung einer einst unter feuchtwarmen Bedingungen entstandenen Verwitterungsschwarte auf dem Kristallin des Liefergebietes.

Der Mikrofossilinhalt der Bohrung KB-L08a/01

Zur Untersuchung des Mikrofossilinhaltes des „Älteren Schliers“ der Bohrung KB-L08a/01 wurden zehn Kernproben (Teufen: 14,4 m; 15,8 m; 17,5 m; 19,5 m; 21,6 m; 24,1 m; 26,5 m; 28,2 m; 29,9 m und 30,7 m) ausgewählt. Sie wurden getrocknet, 200 g Sediment jeder Probe wurde mit der Wasserstoffsperoxyd-Methode aufbereitet und anschließend in einer Sodalösung kurz aufgekocht. Die Rückstände $> 125 \mu\text{m}$ 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). Die wesentlich selteneren Ostrakoden, Echinodermen- und Fischreste wurden in dieser Studie nicht berücksichtigt.

Die Erhaltung der Foraminiferen erstreckte sich von gut bis mäßig, unbestimmbare Exemplare waren eher selten. Das ermöglichte eine quantitativ angelegte Studie, welche Ausbildung und Alter der Foraminiferenfaunen dokumentieren und somit eine Charakterisierung des untersuchten Typus von „Älterem Schlier“ gewährleisten soll. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse sollen helfen, den „Älteren Schlier“, der in der zurzeit von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) betriebenen Neuaufnahme des Kartenblattes Linz auskartiert wird, zu unterteilen und unterschiedlichen Formationen (Zupfing-Formation, Eferding-Formation, Ebelsberg-Formation u.a.) zuzuordnen.

Parameter

Foraminiferenzahlen (Abb. 3)

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 Werte schwanken zwischen 34,72 und 514,88, der Mittelwert beträgt 254,74.

FZ_F (Anzahl der planktonischen + benthonischen Foraminiferen pro Gramm getrocknetem Sediment der bearbeiteten Schlammprobe): Diese Werte schwanken zwischen 35,20 und 1.110,40, der Mittelwert ist 410,16.

Beide Werte schwanken beträchtlich und haben ihre Maxima im oberen, feinkörnigeren Abschnitt des „Älteren Schliers“.

Die FZ_B -Werte sind wesentlich höher als die des „Älteren Schliers“ der Ebelsberg-Formation (23,68 bis 227,20, Mittelwert: 87,22) und von Graben bei Finklham (29,39 bis 140,54; Mittelwert: 73,51) (RUPP & ČORIĆ, 2012), sie übertreffen auch die aus Polsenz (0,3 bis 152,6; Mittelwert: 49,4) (RUPP & ČORIĆ, 2015). Ähnliches gilt auch für den Badener Tegel von Baden-Sooss (1,89 bis 650,30; Mittelwert: 125,20; BALDI & HOHENEGGER, 2008). Übertroffen werden die FZ_B -Werte der Bohrung KB-L08a/01 nur von denen aus Unterrudling (39,5 bis 1.555,2; Mittelwert: 331,7) (RUPP & ČORIĆ, 2015). Generell ist der Typus „Älterer Schlier“ der Bohrung KB-L08a/01 als äußerst reich an benthonischen Foraminiferen anzusehen.

Vergleichbares gilt für FZ_F -Werte, auch sie übertreffen die Werte aus der Ebelsberg-Formation (34,48 bis 489,76; Mittelwert: 230,38; RUPP & ČORIĆ, 2012), Graben bei Finklham (90 bis 150; Mittelwert: 111; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003) und Polsenz (0,3 bis 157; Mittelwert: 56,3) bei weitem, obwohl die hier dazugekommenen planktonischen Foraminiferen mit Ausnahme der hangendsten Proben durchwegs einen eher geringen Anteil an der Gesamtf fauna haben (siehe auch das Kapitel „Planktonische Foraminiferen“). Einzig die FZ_F -Werte von Unterrudling (56,2 bis 1.897; Mittelwert: 402) (RUPP & ČORIĆ, 2015) übertreffen wieder die der Bohrung KB-L08a/01.

Diversitätsindices

Diese Indices wurden nur für die benthonischen Foraminiferenfaunen errechnet und mit Hilfe des Programmes PAST 1.34 (HAMMER et al., 2005) erstellt.

Der Margalef-Index (Abb. 3)

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. Im „Älteren Schlier“ der Bohrung KB-L08a/01 liegen seine Werte mit Ausnahme der tiefsten Probe (8,09) deutlich über 10 (bis 19,33; Mittelwert: 15,24). Verglichen mit den Werten aus der Ebelsberg-Formation (3,72 bis 5,79; Mittelwert: 4,69) (siehe oben), dem „Älteren Schlier“ von Graben bei Finklham (3,75 bis 6,00; Mittelwert: 4,62) (siehe oben), Polsenz (1,5 bis 8,3; Mittelwert: 4,8) (siehe oben), aber auch Unterrudling (7,2 bis 12,2; Mittelwert: 10,1) (siehe oben) sind die aus dem „Älteren Schlier“ der Bohrung KB-L08a/01 extrem hoch und weisen diese benthonischen Foraminiferenfaunen als äußerst divers aus.

◀ Abb. 2.
Lage und Profil der Bohrung KB-L08a/01.

Der Simpson-Index (Abb. 3)

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. Die Werte aus dem „Älteren Schlier“ von der Linzer Gugl sind konstant sehr hoch (0,93 bis 0,97; Mittelwert: 0,96). Sie liegen wiederum deutlich über denen aus der Ebelsberg-Formation (0,79 bis 0,92; Mittelwert: 0,85) (siehe oben) und denen aus Graben bei Finklham (0,53 bis 0,80; Mittelwert: 0,70) (siehe oben). Ebenso übertreffen sie die Werte von Polsenz (0,21 bis 0,9; Mittelwert: 0,78) (siehe oben), lediglich die aus Unterrudling (0,79 bis 0,97; Mittelwert: 0,9) (siehe oben) kommen den Werten aus der Bohrung KB-L08a/01 nahe. Das unterstreicht die konstante und äußerst gute Gleichverteilung der Arten innerhalb der benthonischen Foraminiferenfaunen der Bohrung KB-L08a/01.

Benthonische Foraminiferen

Morphogruppe planokonvexe Foraminiferen (Abb. 3)

Die benthonischen Foraminiferenfaunen des „Älteren Schliers“ der Bohrung KB-L08a/01 weisen einen auffallend hohen Anteil an planokonvexen Arten der Gattungen *Asterigerinata*, *Biapertorbis*, *Cibicidoides*, *Esconebovina*, *Hanzawaia*, *Lobatula*, *Neoconorbina*, *Rosalina* etc. mit vermutlich durchwegs sessiler (aufsitzen) Lebensweise auf (20,99 bis 38,96 %;

Mittelwert: 29,90 %). Die Werte dieser Morphogruppe zeigen relativ geringe Schwankungen, generell nehmen sie im bearbeiteten Kernabschnitt vom Liegenden in das Hangende zu und erreichen in der obersten Probe ihr Maximum.

Häufige Gattungen (Abb. 3)

Foraminiferen der Gattungen *Cibicidoides*, *Bolivina*, *Asterigerinata*, *Lenticulina* und *Bulimina* machen an die 50 % der bearbeiteten Faunen der Bohrung KB-L08a/01 aus. Die Werte der Gattung *Cibicidoides* schwanken zwischen 5,04 % (21,6 m) und 19,90 % (17,45 m), die von *Bolivina* liegen mit Ausnahme der tiefsten Probe (30,7 m: 22,12 %) recht konstant um die 10 % (8,93 % bei 14,4 m bis 12,17 % bei 28,2 m), *Asterigerinata* wiederum ist mit recht unterschiedlichen Häufigkeiten vertreten (6,30 % bei 26,5 m bis 23,41 % bei 21,6 m). Die Werte von *Lenticulina* zeigen einen eher ruhigen Verlauf mit einem Maximum von 13,38 % bei 24,1 m und einem Minimum von 4,53 % bei 15,8 m. Die Gattung *Bulimina* schließlich ist hauptsächlich im unteren Teil des bearbeiteten Kernabschnittes vertreten (15,01 % bei 26,50 m) und verschwindet in den hangendsten Proben nahezu (0,29 % bei 15,8 m).

Abb. 4.
Dominante Arten, Arten > 3 %.

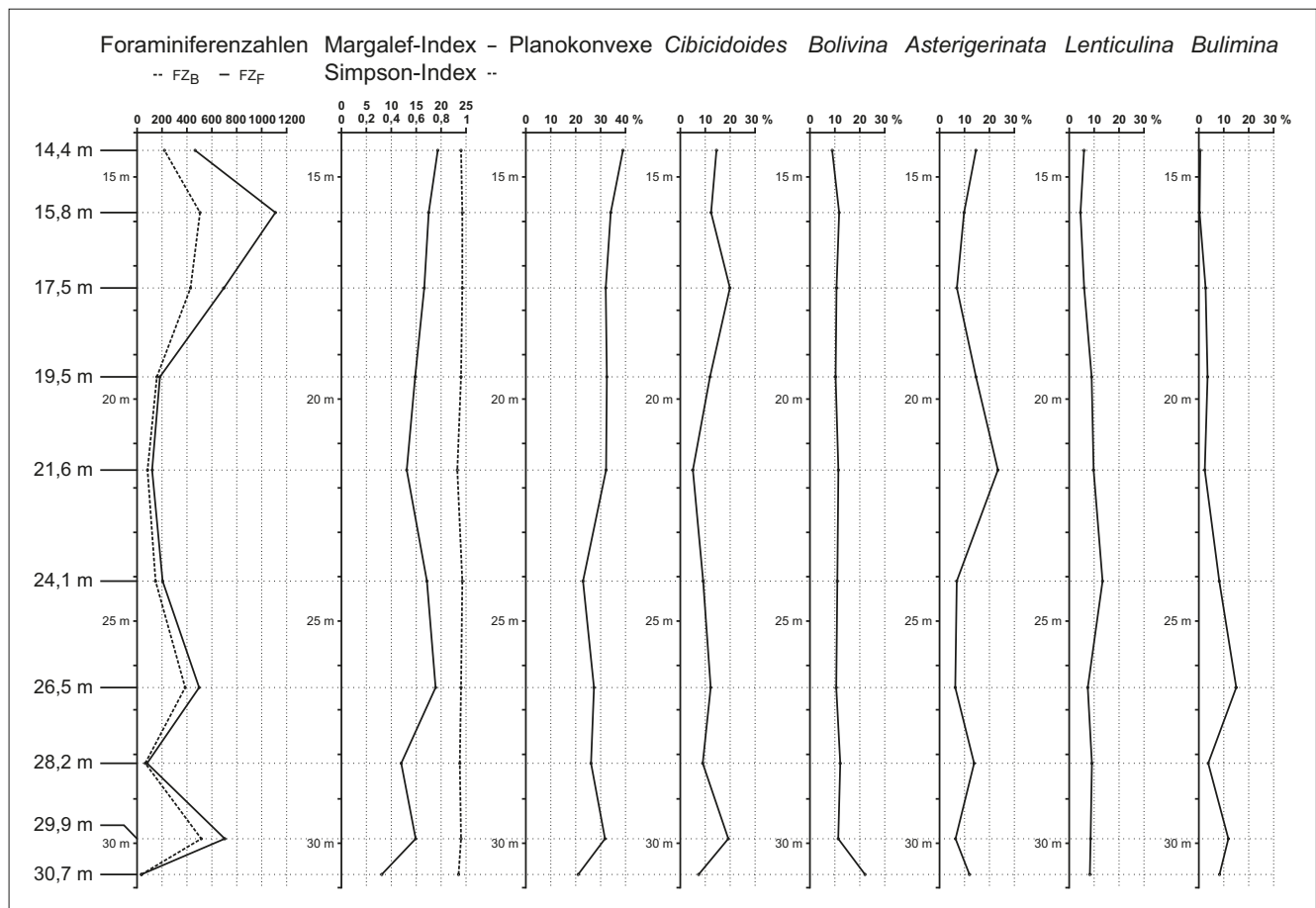


Abb. 3.
Parameter, Morphogruppe und häufige Gattungen.

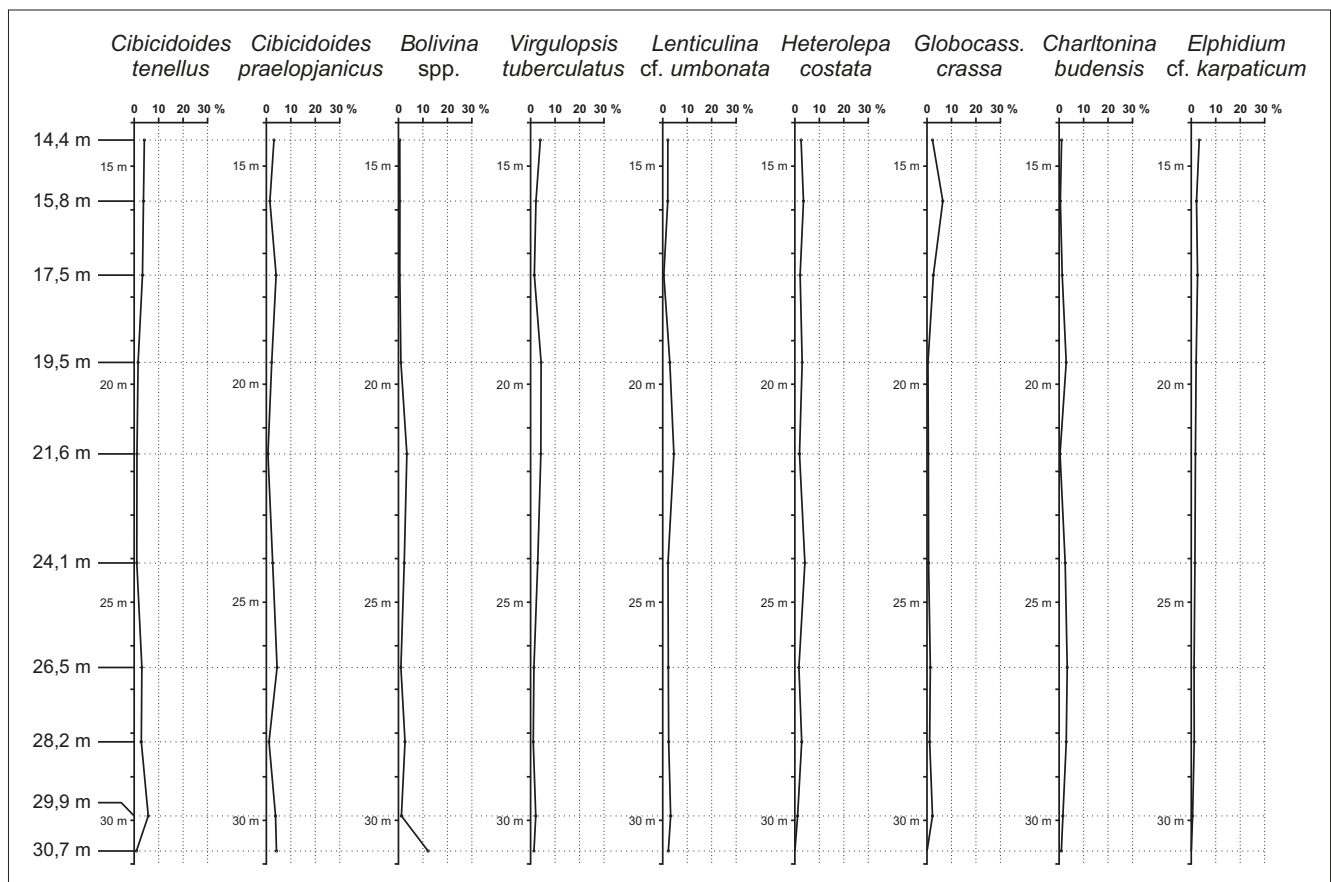
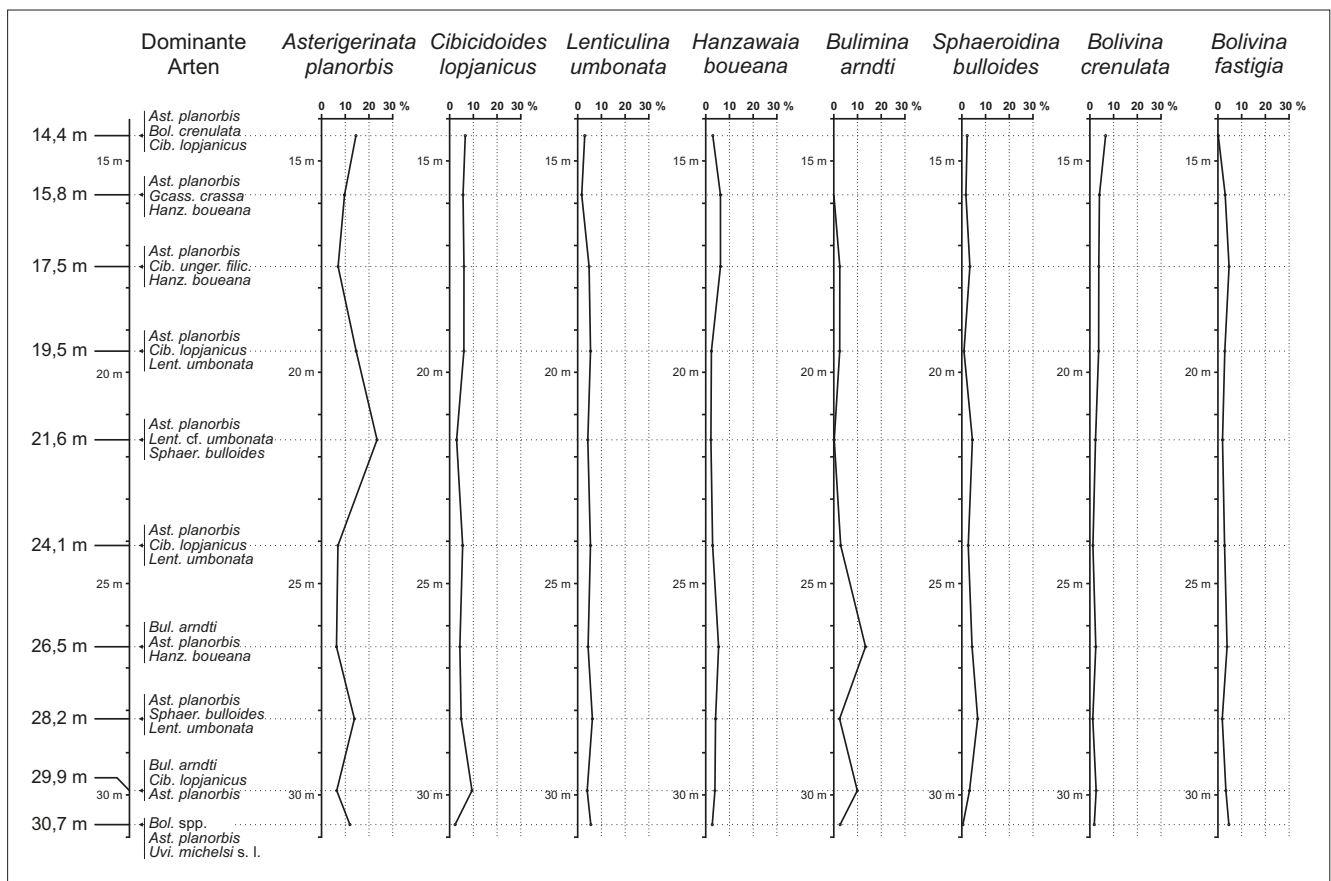


Abb. 5.
Arten > 3 % (Fortsetzung).

Dominante Arten (Abb. 4)

Zur Charakterisierung einer Foraminiferenfauna können die häufigsten Arten herangezogen werden (RUPP, 1986). Im vorliegenden Fall wurden für jede ausgewertete Probe der Bohrung KB-L08a/01 die drei häufigsten Arten ermittelt. Sieben der zehn Proben werden von *Asterigerinata planorbis* dominiert (14,4 m bis 24,1 m, 28,2 m), im unteren Abschnitt der bearbeiteten Bohrstrecke sind auch *Bulimina arndti* (26,5 m, 29,9 m) und die Artengruppe *Bolivina* spp. (30,7 m) dominant. Subdominant sind *Cibicoides lopjanicus* (14,4 m, 19,5 m, 24,1 m, 29,9 m), *Lenticulina umbonata* (19,5 m, 24,1 m, 28,2 m), *Asterigerinata planorbis* (26,5 m, 29,9 m, 30,7 m), *Hanzawaia boueana* (15,8 m, 17,5 m, 26,5 m), *Sphaeroidina bulloides* (21,6 m, 28,2 m), *Lenticulina* cf. *umbonata* (21,6 m), *Bolivina crenulata* (14,4 m), *Uvigerinella michelsi* s.l. (30,7 m), *Globocassidulina crassa* (15,8 m) und *Cibicoides ungerianus filicostatus* (17,5 m).

Arten > 3 % (Abb. 4–6)

Die Arten, welche in zumindest einer Probe einen Wert von > 3 % erreichen, wurden zur weiteren Bearbeitung der Faunen ausgewählt (Abb. 4–6, nach Gesamthäufigkeit angeordnet). Die Sammelkategorien der unbestimmten benthonischen Foraminiferen („*Textulariina* unbestimmt“ etc.) wurden nicht berücksichtigt.

Die bei weitem häufigste Art in den bearbeiteten Proben ist *Asterigerinata planorbis* (Abb. 4). Sie ist in allen Proben gut vertreten, erreicht ihr Maximum bei 21,6 m (23,41 %) und

pendelt sonst, mit beträchtlichen Schwankungen, um die 10 % (Minimum bei 26,5 m: 6,30 %). *Cibicoides lopjanicus* (Abb. 4) ist in allen Proben mit Werten < 10 % vertreten (Maximum bei 29,9 m mit 9,42 %, Minimum bei 30,7 m mit 2,30 %). *Lenticulina umbonata* (Abb. 4) ist eine beständig vertretene Art. Sie erreicht ihre höchsten Werte im unteren Profilabschnitt (Maximum bei 28,2 m mit 6,20 %) und hat ihr Minimum bei 15,8 m (1,71 %). *Hanzawaia boueana* (Abb. 4) ist ebenfalls in allen Proben vertreten, sie erreicht maximale Werte im oberen Profilabschnitt (6,23 % bei 17,5 m; Minimum bei 21,6 m mit 2,19 %). *Bulimina arndti* (Abb. 4) erreicht beträchtliche Werte im unteren Profilabschnitt (Maximum 13,39 % bei 26,5 m), ist im oberen Abschnitt nur mehr schwach vertreten und fehlt in der hangendsten Probe. *Sphaeroidina bulloides* (Abb. 4) ist durchgehend vertreten, auch sie erreicht ihr Maximum im unteren Profilabschnitt (6,69 % bei 28,2 m) und nimmt gegen das Hangende an Häufigkeit ab. *Bolivina crenulata* (Abb. 4) hingegen erreicht ihre höchsten Werte im obersten Abschnitt der bearbeiteten Bohrstrecke (6,64 % bei 14,4 m). Die Werte von *Bolivina fastigia* (Abb. 4) entlang des Profils schwanken zwischen 4,70 % (17,5 m) und 0,15 % (14,4 m).

Cibicoides tenellus (Abb. 5), durchgehend vertreten, bleibt außer bei 29,9 m (5,75 %) bei Werten deutlich unter 5 %. *Cibicoides praelopjanicus* (Abb. 5) ist ebenfalls ein stetiges Faunenelement und schwankt zwischen 4,39 % (26,5 m) und 0,67 % (21,6 m). Die Artengruppe *Bolivina* spp. (Abb. 5) weist lediglich in der liegendsten Probe (30,7 m: 12,90 %) einen hohen Wert auf, sonst liegt sie konstant unter 3,5 %, pendelt sonst, mit beträchtlichen Schwankungen, um die 10 % (Minimum bei 26,5 m: 6,30 %).

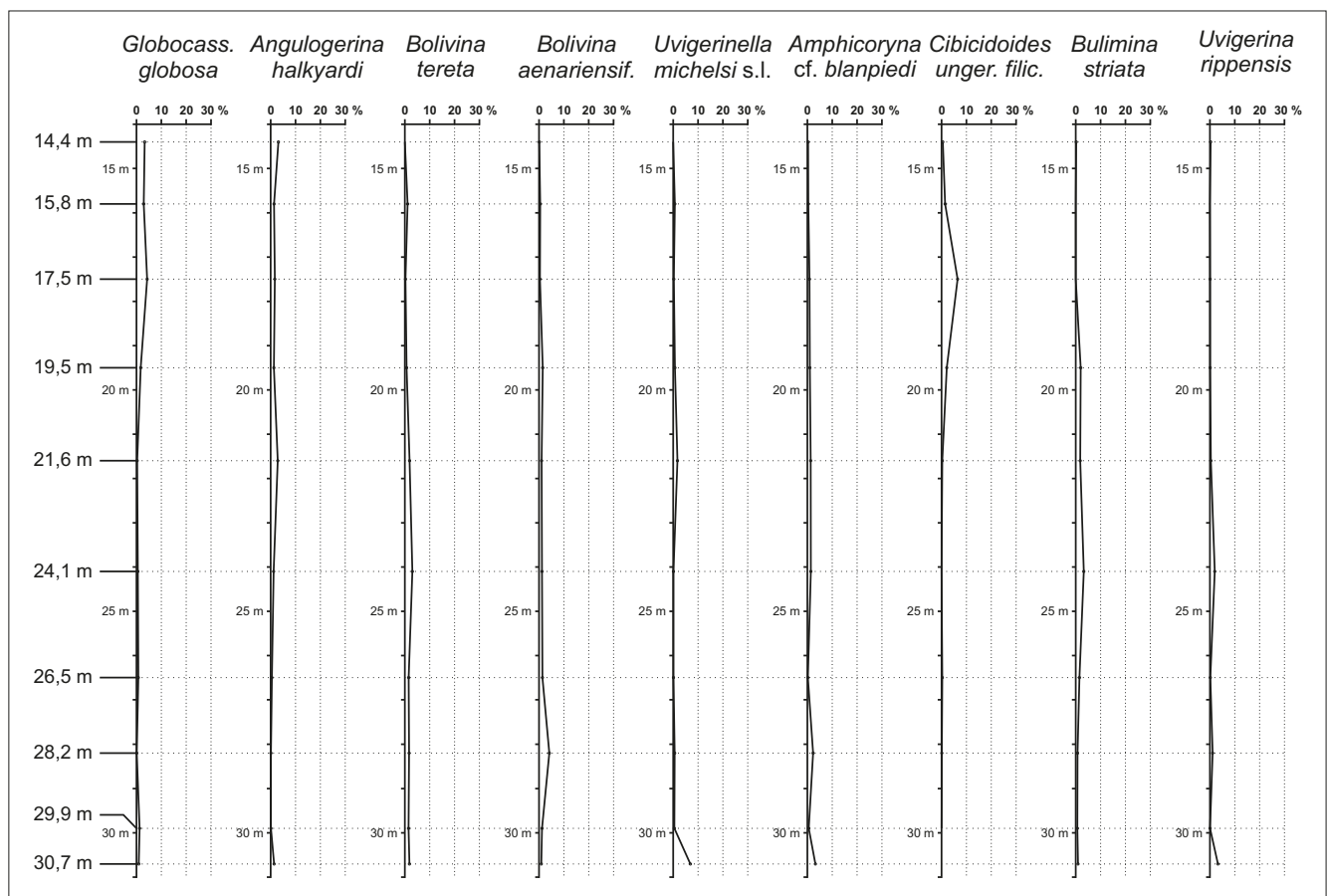


Abb. 6.
Arten > 3 % (Fortsetzung).

im hangendsten Abschnitt ist sie nahezu ohne Bedeutung. *Virgulopsis tuberculatus* (Abb. 5) schwankt zwischen 4,30 % (19,5 m) und 1,09 % (28,2 m), *Lenticulina cf. umbonata* (Abb. 5) erreicht nur Werte unter 5 % (Maximum 4,57 % bei 21,6 m). *Heterolepa costata* (Abb. 5) erreicht 4,10 % bei 24,1 m, sie fehlt in der liegendsten Probe. *Globocassidulina crassa* (Abb. 5) erreicht nur bei 15,8 m einen höheren Wert (6,47 %). *Charltonina budensis* (Abb. 5) liegt nur bei 26,5 m über 3 % (3,32 %), *Elphidium cf. karpaticum* (Abb. 5) nur bei 14,4 m (3,27 %).

Globocassidulina globosa (Abb. 6) ist zwar durchgehend vertreten, aber nur im oberen Profilabschnitt von Bedeutung (Maximum 4,29 % bei 17,5 m). *Angulogerina halkyardi* (Abb. 6) erreicht lediglich in der hangendsten Probe einen Wert über 3 % (3,12 %), *Bolivina tereta* (Abb. 6) bei 24,1 m (3,02 %) und *Bolivina aenariensisformis* (Abb. 6) bei 28,2 m (4,14 %). *Uvigerinella michelsi* s.l. (Abb. 6) ist nur in der tiefsten Probe von Bedeutung (6,91 %), auch *Amphicoryna cf. blanpiedi* (Abb. 6) erreicht hier einen Wert über 3 % (3,23 %). *Cibicidoides ungerianus filicostatus* (Abb. 6) ist im oberen Teil des Profils von Bedeutung (6,46 % bei 17,5 m), im tieferen Abschnitt fehlt er fast oder gänzlich. *Bulimina striata* (Abb. 6) kommt im mittleren Abschnitt des Profils zur Geltung (Maximum 3,24 % bei 24,1 m), hier ist *Uvigerina rippensis* (Abb. 6) zwar auch vertreten, ihr höchster Wert liegt aber bei 30,7 m (3,23 %).

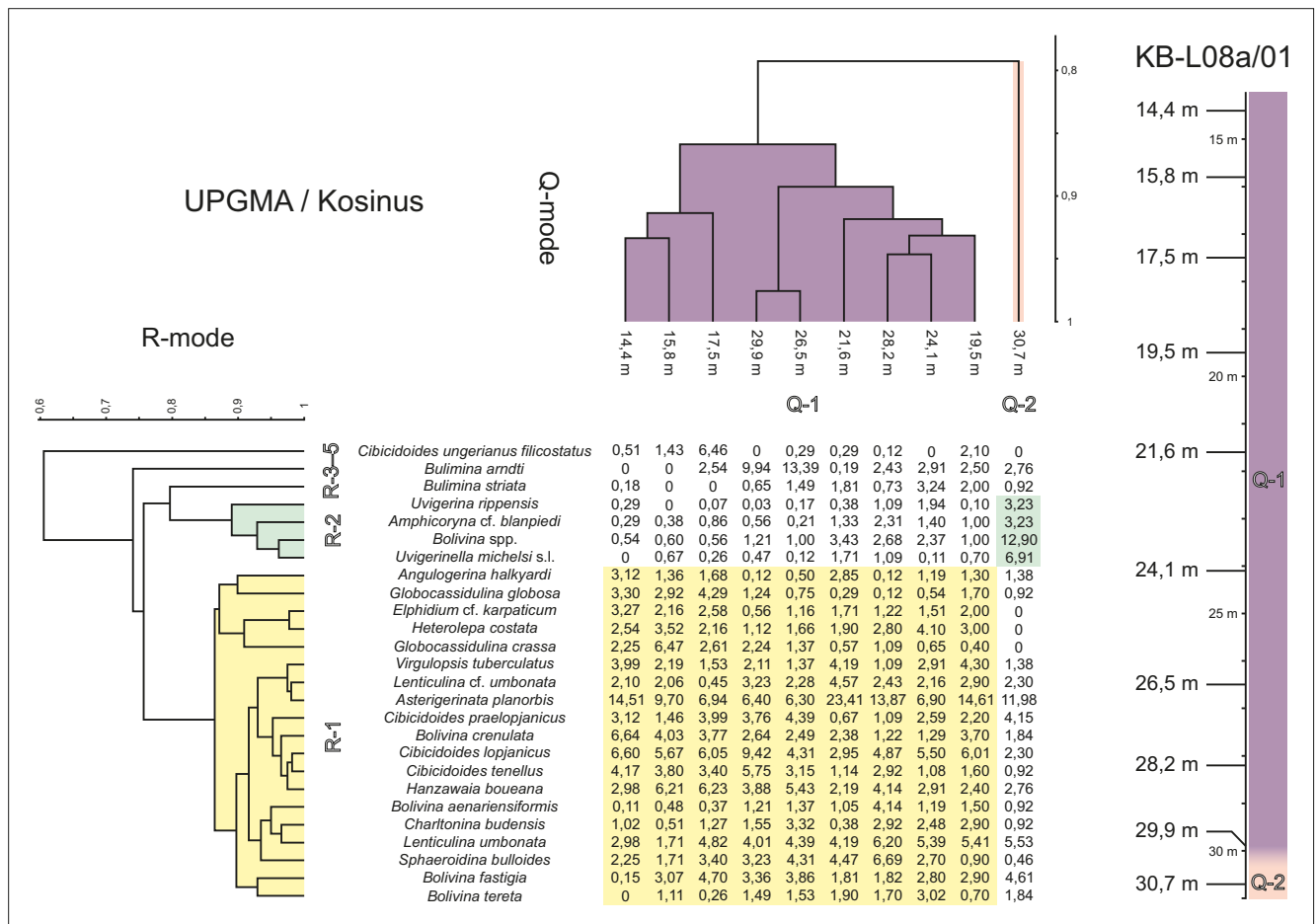
Multivariate Analysen (Abb. 7)

Um die ausgewerteten Proben der Bohrung KB-L08a/01 und deren quantitativ erfassten benthonischen Foraminiferenfaunen miteinander zu vergleichen, wurden mehrere Clusteranalysen auf Basis der Matrix „Arten > 3 %“ (26 Variable, ohne die nicht bestimmbareren Sammelkategorien „*Textulariina* unbestimmt“ etc.) sowohl nach Arten (R-mode), als auch nach Proben (Q-mode) durchgeführt, unterschiedliche Ausgangsdaten (transformiert, nicht transformiert), Ähnlichkeitsmaße und Gruppierungsverfahren testend. Eine sehr brauchbare Gruppierung wurde bei arc-sin-Wurzel transformierten Prozentsätzen als Ausgangsdaten und einer „Unweighted Pair Grouping Method using Averages“ (UPGMA; Ähnlichkeitsmaß: Kosinus) erzielt und hier verwendet. Alle Clusteranalysen wurden mit dem Programm PAST 1.34 (HAMMER et al., 2005) erstellt und in der „two-way clustering“ Option dargestellt.

Die R-mode Clusteranalyse gruppiert die Variablen (Arten > 3 %) nach ihrem gemeinsamen Auftreten. Bei einer Ähnlichkeit von 0,8 werden die Variablen in fünf Cluster gruppiert.

Der erste Cluster (R-1) vereinigt bei einer Ähnlichkeit von 0,87 eine große Gruppe der Variablen (Arten): *Lenticulina umbonata*, *Lenticulina cf. umbonata*, *Bolivina aenariensisformis*, *Bolivina crenulata*, *Bolivina fastigia*, *Bolivina tereta*, *Globocassidulina crassa*, *Globocassidulina globosa*, *Virgulopsis tuberculatus*, *Angulogerina halkyardi*, *Sphaeroidina bulloides*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Cibicidoides praelopjanicus*, *Cibicidoides tenellus*, *Asterigerinata planorbis*, *Charltonina budensis*, *Heterolepa costata*, *Hanzawaia boueana* und *Elphidium cf. karpaticum*.

Abb. 7. R-mode und Q-mode Clusteranalysen. ▼



Der zweite Cluster (R-2) umfasst bei einer Ähnlichkeit von 0,89 die folgenden Arten/Artengruppen: *Amphicoryna* cf. *blanpiedi*, *Bolivina* spp., *Uvigerina rippensis* und *Uvigerinella michelsi* s.l.

Die Cluster 3, 4 und 5 (R-3-5) bestehen lediglich aus jeweils einer Art, welche deutlich abseits der Cluster 1 und 2 steht: *Bulimina striata*, *Bulimina arndti* und *Cibicoides ungerianus filicostatus*.

Die Q-mode Clusteranalyse gruppiert die Proben auf Grund der Zusammensetzung ihrer Faunen. Bei einer Ähnlichkeit von 0,86 werden fast alle Proben (14,4 m, 15,8 m, 17,5 m, 19,5 m, 21,6 m, 24,1 m, 26,5 m, 28,2 m und 29,9 m) im Cluster 1 (Q-1) vereinigt. Lediglich die tiefste Probe (30,7 m) aus dem bereits stärker sandigen Silt direkt über den Sanden der Linz-Melk-Formation steht deutlich abseits und bildet den Cluster 2 (Q-2).

Planktonische Foraminiferen (Abb. 8)

Die planktonischen Foraminiferenfaunen der Bohrung KB-L08a/01 sind zum großen Teil gut erhalten, in wenigen Proben zeigten sie eine etwas schlechtere Erhaltung, weswegen von einer quantitativen Auswertung abgesehen und eine semiquantitative Dokumentation vorgezogen wurde.

Die Faunen werden durchwegs von kleinen Globigerinen (*G. officinalis*, *G. praebulloides*) dominiert, lediglich aus der Probe 15,8 m konnte eine beeindruckend diverse und recht großwüchsige Fauna mit an die 50 % *Paragloborotalia* gewonnen werden.

Die Anteile von planktonischen Foraminiferen an den Foraminiferenfaunen (Plankton %) entlang des Profils verhalten sich über weite Strecken relativ stabil und schwanken von 29,9 m bis 19,5 m zwischen 12,90 % und 31,04 %. Im höchsten Abschnitt des Profils steigen sie auf Werte über 50 % (Maximum 54,54 % bei 15,8 m). Einzig die tiefste Probe (30,7 m) knapp über dem Sand der Linz-Melk-Formation enthält nur wenige planktonische Foraminiferen (1,36 %).

Die häufigste Art ist *Globigerina officinalis*, dicht gefolgt von *Globigerina praebulloides*. Gängige Arten sind *Globigerinita glutinata*, *Globigerinella* ex gr. *obesa* und *Globigerinella?* sp. Bei 15,8 m erreichen *Paragloborotalia opima nana*, *Paragloborotalia pseudocontinua* und *Paragloborotalia semivera* bedeutende Werte. Gering, aber in mehreren Proben vertreten sind *Tenuitella munda*, *Tenuitellinata angustiumbilocata*, *Globigerinita?* sp., *Globoquadrina globularis*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina labiacrassata*, *Globigerina wagneri* und *Globoturborotalita anguliofficialis*. Nur jeweils in einer Probe vertreten sind *Paragloborotalia opima opima*, *Paragloborotalia* cf. *mayeri*, *Beella rohiensis*, *Bolliella navazuensis* und *Globigerina?* *euapertura*.

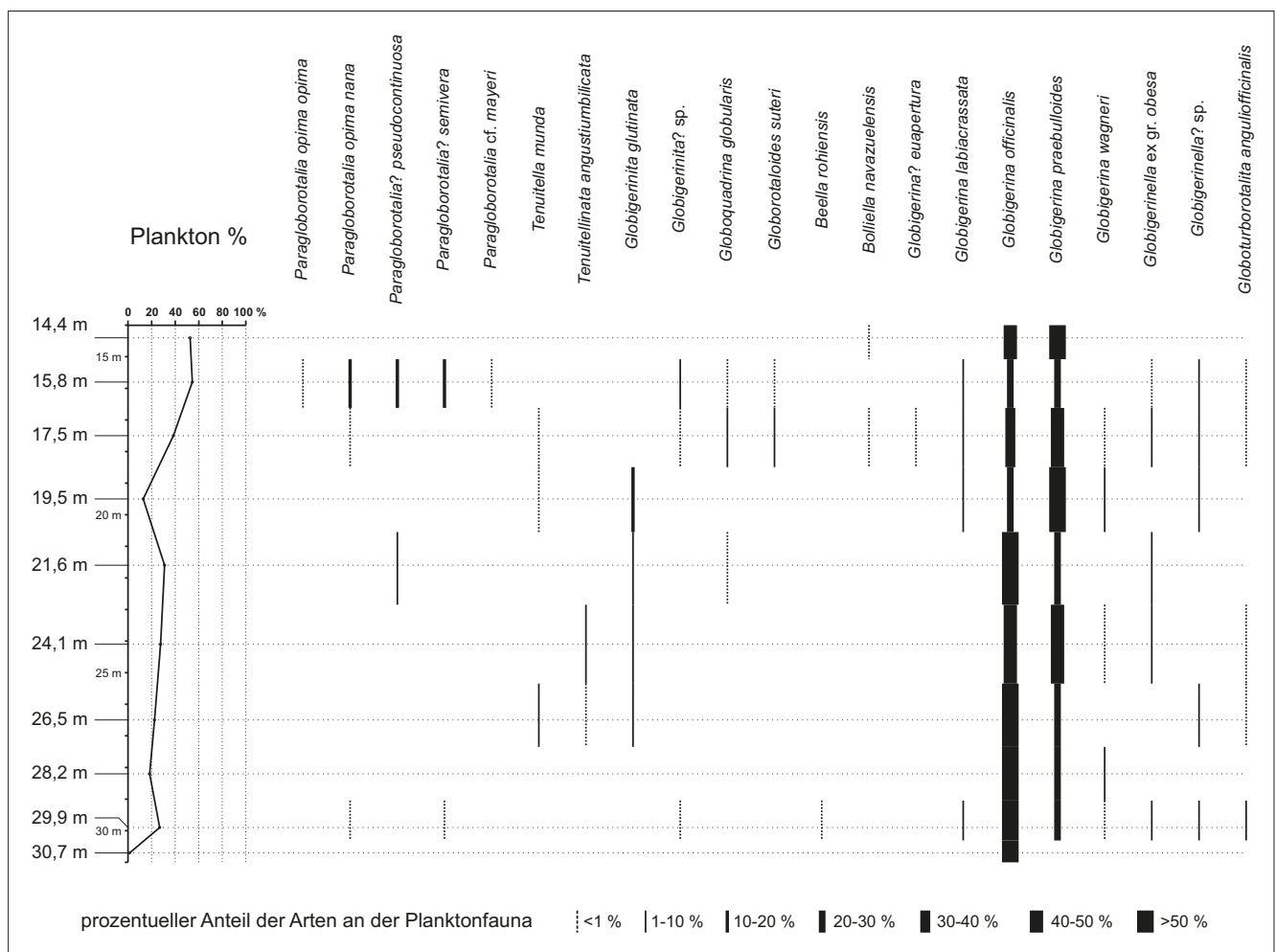


Abb. 8. Planktonische Foraminiferen der Bohrung KB-L08a/01.

Aus stratigrafischen Überlegungen wurde die Fraktion 63–125 µm nach Individuen der Gattung *Chiloguembelina* untersucht. Es konnte jedoch nur ein einziges, kleines,mäßig erhaltenes Exemplar (umgelagert?) von *Ch. gracillima* (ANDREA) gefunden werden.

Schlussfolgerungen zur Foraminiferenfauna der Bohrung KB-L08a/01

Biostratigrafische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen

Mit dem Auftreten der benthonischen Foraminiferen *Pavonitina kiscelliana*, *Karrerella siphonella exilis*, *Uvigerina moravia*, *Uvigerina vicksburgensis*, *Baggina dentata*, *Planulina ambigua*, *Planulina compressa*, *Almaena hieroglyphica*, *Charltonina budensis*, *Heterolepa costata*, *Gyroidina brockerti* und *Gyroidina? constans* ist nach CÍCHA et al. (1998) der oligozäne Charakter der Mikrofaunen des Schliers der Bohrung KB-L08a/01 hinreichend belegt. Hingewiesen sei hier noch das seltene Auftreten von *Turrilina al-satica*, deren gehäuftes Auftreten im unteren Oligozän des Nordseebeckens eine Foraminiferenzone (BF IV) definiert (DE MAN et al., 2004). Für eine Einstufung in das Kiscellium spricht das konstante Auftreten von *Bolivina aenariensisiformis*, auch wenn sich herausgestellt hat, dass diese Art sporadisch noch im unteren Egerium zu finden ist (RUPP & ČORIĆ, 2015). Das gemeinsame Auftreten von *Bolivina aenariensisiformis* und *Bolivina fastigia* würde diese Einstufung auf das obere Kiscellium beschränken. *Stomatorbina acarinata*, die nach CÍCHA et al. (1998) vom Eozän bis in das untere Kiscellium reicht, ist zu selten, um stratigrafisch aussagekräftig zu sein.

Paläoökologische Interpretation der benthonischen Foraminiferenfaunen

Der hier untersuchte Typus „Älterer Schlier“ ist sehr reich an Foraminiferen (FZ_B, FZ_F) und die extrem hohen Diversitäten der benthonischen Foraminiferenfaunen weisen diese Faunen als äußerst artenreich mit einer ausgezeichneten Gleichverteilung der Arten aus (Abb. 3). Solche Kennzahlen sind eher untypisch für den „Älteren Schlier“ (RUPP & ČORIĆ, 2012, 2015). Ein Grund für die hohen Diversitäten ist die Vielzahl von seltenen Arten von *Textulariina*, *Lagenidae*, *Ellipsolagenidae*, *Nonioninae*, *Gyroidinoides* u.a., offensichtlich durchaus autochthone Elemente der Mikrofaunen. Solch reiche und ausgewogene Foraminiferenfaunen sind ein deutlicher Hinweis auf ein stabiles marines Milieu ohne große Stressfaktoren wie Salinitäts- oder Temperaturschwankungen. Auch ein reduzierendes Milieu, dokumentiert durch den Pyrit in fast allen Sedimentproben, scheint auf das Sediment beschränkt gewesen zu sein, merkbare Sauerstoffarmut hat das Benthos jedenfalls nicht beeinträchtigt. Daneben fällt auf, dass Gattungen mit planokonvexen Gehäusen (*Cibicidoides*, *Asterigerinata* etc.) Anteile bis an die 40 % an den Faunen haben (Abb. 3). Foraminiferen mit planokonvexen Gehäusen sind zumeist sessil, sie haften also zumindest zeitweise an festen Unterlagen (Pflanzen u.a.). Die für die hier untersuchten Faunen sehr wichtige Gattung *Asterigerinata* ist zentert aus dem seichten Marin bekannt, die ebenfalls wichtigen Gattungen *Bolivina*, *Bulimina* und *Lenticulina* jedoch sind typisch für tiefere Meeresbereiche (MURRAY, 1991). Das lässt den Schluss zu, dass die Gehäuse von *Asterigerinata* umgelagert (synchron und he-

terochron allochthon) und in den tieferen Ablagerungsraum des Schliers von der Gugl eingetragen wurden. Dieses scheint auch mit anderen planokonvexen Foraminiferen geschehen zu sein (*Glabratella*, *Rosalina* etc.), was die Artenvielfalt dieses Schliers ebenfalls erhöht. Bei der Betrachtung der dominanten und subdominanten Arten der ausgewerteten Proben fällt die Vermischung von Foraminiferen aus unterschiedlichen Ablagerungsräumen noch deutlicher auf. So dominiert die flachmarine *Asterigerinata planorbis* zum Beispiel sowohl die Proben aus 21,6 m, als auch aus 28,2 m, subdominant in beiden Proben ist aber die vorwiegend in Tiefen > 100 m vorkommende *Sphaeriodina bulloides* (RUPP, 1986). Auch die Arten > 3 % zeichnen ein ähnliches Bild: flachneritische Arten wie *A. planorbis* und *Elphidium* cf. *karpaticum* stehen einer Vielzahl von tiefneritisch-bathyalen Arten wie *Lenticulina umbonata*, *Bulimina arndti*, *Sphaeroidina bulloides*, *Globocassidulina crassa*, *Charltonina budensis* etc. gegenüber. Die recht beständigen, aber nur in geringen Prozentsätzen auftretenden Arten von *Chilostomella* und *Allomorphina* sowie die vielen Arten von *Nodosariinae*, *Saracenaria*, *Amphicoryna*, *Hemirobulina*, *Nodogenerina?* etc. (siehe Anhang 1) stehen ebenso eher für einen bathyalen denn einen flachneritischen Lebensraum. Gleiches gilt für die hohen Foraminiferenzahlen (FZ_B) und Diversitätsindices (DOUGLAS, 1979). Es ist also davon auszugehen, dass der Schlier der Bohrung KB-L08a/01 in einem tiefer marinen, möglicherweise bathyalen, stabilen Ablagerungsraum gebildet wurde, in welchen stetig und intensiv Foraminiferen aus einem flachmarinen Milieu (*A. planorbis*, *E. cf. karpaticum* etc.) eingetragen wurden. Ein starker und beständiger Eintrag von außen ist möglicherweise auch für die „Homogenisierung“ der Foraminiferenfaunen verantwortlich. In der R-mode Clusteranalyse (Abb. 7) konnten nur wenige unterschiedliche Foraminiferen-Assoziationen herausgearbeitet werden, die meisten Arten > 3 % wurden bei der sehr hohen Ähnlichkeit von 0,87 im Cluster R-1 zusammengefasst. Noch deutlicher kommt diese „Homogenisierung“ bei der Q-mode Clusteranalyse zum Ausdruck (Abb. 7), wo bei einer Ähnlichkeit von 0,86 fast alle Proben im Cluster Q-1 vereinigt werden. Einzig die tiefste, knapp über der Linz-Melk-Formation gelegene Probe von 30,7 m steht auf Grund ihrer relativen Artenarmut und der hohen Werte von *Amphicoryna* cf. *blanpiedi*, *Bolivina* spp., *Uvigerinella michelsi* s.l. und *Uvigerina rippensis* et was abseits.

Biostratigrafische Interpretation der planktonischen Foraminiferenfaunen

Sieht man von den Paragloborotalien ab, die hier gesondert betrachtet werden, macht schon das Auftreten von *Tenuitella munda*, *Globoquadrina globularis*, *Beella rohiensis* und *Bolliella navazuelensis* nach CÍCHA et al. (1998) eine Einstufung des „Älteren Schliers“ der Bohrung KB-L08a/01 in das obere Kiscellium wahrscheinlich, auch wenn auf Grund neuer Ergebnisse bezüglich *B. navazuelensis* eine Einstufung in das Egerium nicht auszuschließen ist (RUPP & ČORIĆ, 2015).

Die Vielzahl von Paragloborotalien in der Probe 15,8 m erzwingt eine Änderung der bei CÍCHA et al. (1998) angegebenen stratigrafischen Reichweiten einiger Arten. Für *Paragloborotalia opima opima* ist ein auf das obere Kiscellium beschränktes Auftreten wahrscheinlich (siehe Kapitel „Taxonomie“). *P. opima nana* und *P? pseudocontinosa* sind Durchläufer vom Eozän bis in das Untermiozän. *P? semivera* reicht, wie auch bei anderen biostratigrafischen Konzep-

ten, weit in das Oligozän (siehe Kapitel „Taxonomie“). Auch das Auftreten der seltenen *G. cf. mayeri* im Kiscellium der Molassezone deckt sich mit neueren Ergebnissen aus dem Pazifik (siehe Kapitel „Taxonomie“).

Auf Grund der stratigrafischen Reichweiten der besprochenen benthonischen und planktonischen Foraminiferen kann der „Ältere Schlier“ der Bohrung KB-L08a/01 in das obere Kiscellium eingestuft werden. Weiters ist mit dem Auftreten von *P. opima opima* eine Korrelation mit der Planktonzone P21 möglich, das Fehlen von *Chiloguembelina cubensis* macht eine Einstufung in die Zone O5 wahrscheinlich, auch das Auftreten von *P? semivera* spricht für die Zone O5 (siehe Kapitel „Taxonomie“).

Paläoökologische Interpretation der planktonischen Foraminiferenfaunen

Die planktonischen Foraminiferenfaunen der Bohrung KB-L08a/01 werden durchwegs von kleinen Globigerinen wie *G. officinalis* und *G. praebulloides* dominiert. Diese Arten sind typisch für höhere Breiten und kühlere Meere (SPEZZAFERRI, 1995). Die nicht seltenen Arten der Gattungen *Globigerinita* und *Globigerinella* sind in den Weltmeeren weit verbreitet (Kosmopoliten nach SPEZZAFERRI, 1995) und somit auch nicht untypisch für kühlere Meere. Die Probe 15,8 m jedoch signalisiert mit den häufigen Arten von *Paragloborotalia* (*P. opima nana*, *P? pseudocontinua*, *P? semivera*) etwas andere Bedingungen. Diese Arten sind typisch für kühler temperierte Bereiche, also etwas wärmere Bereiche als jene mit vorwiegend kleinwüchsigen Globigerinen (siehe oben). Die Art *P. opima opima*, auch vertreten in der Probe 15,8 m, ist sogar typisch für äquatoriale Bereiche (SPEZZAFERRI, 1995). Diese Arten signalisieren für diesen Kernabschnitt einen kurzzeitigen Vorstoß wärmerer Wassermassen in das Molassebecken. Der plötzliche Anstieg der planktonischen Foraminiferen in diesem Bereich der bearbeiteten Kernstrecke auf Werte > 50 % könnte somit als eine verbesserte Anbindung an das offene Marin gewertet werden.

Taxonomie

Benthonische Foraminiferen

Der Stand der Bearbeitung der oligozänen Foraminiferenfaunen der Molassezone ist noch nicht so fortgeschritten wie jener der miozänen Faunen. Die Vielzahl von seltenen Arten, oft nur durch einzelne Individuen vertreten, machte es notwendig, in der Bestimmung häufig auf die eine oder andere Art von offener Nomenklatur (cf., ex gr., sp.) zurückzugreifen. Bei Sammelkategorien von nicht näher bestimmbar Foraminiferen wurde der Einfachheit halber auf die Unterordnungen *Textulariina*, *Miliolina* und *Rotaliina* im Sinne von LOEBLICH & TAPPAN (1964) zurückgegriffen (*Textulariina* unbest. etc.; siehe Anhang 1).

***Bathysiphon taurinensis* SACCO**

- 1893 *Bathysiphon taurinensis* SACCO: 168, Fig. 2.
1998 *Bathysiphon taurinensis* SACCO – CICHA et al.: 82, Pl. 1, Figs. 1–2.

***Reophax cf. scorpiurus* MONTFORT**

- 1808 *Reophax scorpiurus* MONTFORT: 331, Fig. p. 330 (fide ELLIS & MESSINA).

- 1998 *Reophax scorpiurus* MONTFORT – CICHA et al.: 123, Pl. 2, Fig. 8.

Ein einziges, schlecht erhaltenes Individuum.

***Haplophragmoides canariensisformis* SZTRÁKOS**

- 1979 *Haplophragmoides canariensisformis* SZTRÁKOS: 57, Pl. 2, Figs. 2–3, Pl. 33, Figs. 1–2.

***Haplophragmoides* sp.**

Einige schlecht erhaltene Individuen, etwas größer und größer agglutiniert als *H. canariensisformis*, mit rund fünf Kammern im letzten Umgang.

***Discammina?* sp.**

Wenige schlecht erhaltene, mittelgroße, grob agglutinierte Gehäuse, evolut und seitlich stark komprimiert.

***Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN)**

- 1868 *Haplophragmium acutidorsatum* HANTKEN: 82, Pl. 1, Fig. 1.
1998 *Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN) – CICHA et al.: 123, Pl. 4, Figs. 12–14.

***Reticulophragmium cf. venezuelanum* (MAYNC)**

- 1952 *Alveolophragmium venezuelanum* MAYNC: 141, Pl. 26, Figs. 1–8.
1998 *Reticulophragmium venezuelanum* (MAYNC) – CICHA et al.: 124, Pl. 4, Fig. 6.

***Spirorutilus carinatus* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Textularia carinata* D'ORBIGNY: 247, Pl. 14, Figs. 32–34.
1998 *Spirorutilus carinatus* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 128, Pl. 5, Fig. 10.

***Vulvulina haeringensis* (GÜMBEL)**

- 1868 *Venilina haeringensis* GÜMBEL: 649, Pl. 2, Figs. 84a–b.
1998 *Vulvulina haeringensis* (GÜMBEL) – CICHA et al.: 136, Pl. 5, Figs. 12–14.

***Pavonitina kiscelliana* (SZTRÁKOS)**

- 1979 *Ammospirata kiscelliana* SZTRÁKOS: 59, Pl. 3, Fig. 6.
1998 *Pavonitina kiscelliana* (SZTRÁKOS) – CICHA et al.: 116, Pl. 6, Figs. 2–4.

***Trochammina?* sp.**

Ein kleines, mittelgrob agglutiniertes Individuum.

***Karrerella siphonella exilis* HAGN**

- 1952 *Karrerella siphonella* (REUSS) var. *exilis* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 139, Pl. 1, Fig. 7, Pl. 2, Fig. 9.
1998 *Karrerella siphonella exilis* HAGN – CICHA et al.: 108, Pl. 8, Figs. 7–8.

***Martinotiella cf. rhumbleri* (CUSHMAN)**

- 1936a *Listerella rhumbleri* CUSHMAN: 38, Pl. 6, Fig. 4.

Der Unterschied zu *M. communis* liegt in der recht einheitlichen, mittelgroben Agglutination und der geringeren Größe. Die Apertur ist rund bis leicht oval.

***Textularia cf. eremitensis* RUPP & HAUNOLD-JENKE**

2003 *Textularia eremitensis* RUPP & HAUNOLD-JENKE: 246, Pl. 2, Figs. 1–4.

***Textularia cf. laevigata* D'ORBIGNY**

1826 *Textularia laevigata* D'ORBIGNY: 96, no. 2 (fide ELLIS & MESSINA)

1846 *Textularia laevigata* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 234, Pl. 14, Figs. 14–16.

Entspricht etwa der Art von d'Orbigny, ist aber deutlich kleiner.

***Textularia cf. pala* ČŽŽEK**

1848 *Textularia pala* ČŽŽEK: 148, Pl. 13, Figs. 25–27.

1998 *Textularia pala* ČŽŽEK – CÍCHA et al.: 132, Pl. 9, Figs. 16–17.

Die Individuen sind deutlich kleiner als *T. pala*.

***Textularia* sp.**

Wenige Individuen einer kleinen *Textularia* mit einem auffallend flachen Gehäuse.

***Semivulvulina deperdita* (D'ORBIGNY)**

1846 *Textularia deperdita* D'ORBIGNY: 244, Pl. 14, Figs. 23–25.

1998 *Semivulvulina deperdita* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 126, Pl. 5, Fig. 11.

***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.

***Siphotextularia concava* (KARRER)**

1868 *Plecanium concavum* KARRER: 9, Pl. 1, Fig. 3.

1998 *Siphotextularia concava* (KARRER) – CÍCHA et al.: 127, Pl. 10, Figs. 3–4.

***Siphotextularia cf. finlayi* HORNIBROOK**

1961 *Siphotextularia finlayi* HORNIBROOK: 23, Pl. 2, Figs. 21, 26 (fide ELLIS & MESSINA).

***Siphotextularia cf. mestayerae* VELLA**

1957 *Siphotextularia mestayerae* VELLA: 17, Pl. 4, Figs. 55–57 (fide ELLIS & MESSINA).

***Cornuspira* sp.**

Ein schlecht erhaltenes, kleines Individuum.

***Siphonaperta cf. cribrosa* (EGGER)**

1857 *Miliola (Quinqueloculina) cribrosa* EGGER: 273, Pl. 6, Figs. 13–15.

1998 *Siphonaperta cribrosa* (EGGER) – CÍCHA et al.: 127, Pl. 13, Figs. 7–9.

Zwei schlecht erhaltene Individuen.

***Quinqueloculina* sp. 1**

***Quinqueloculina* sp. 2**

***Quinqueloculina* sp. 3**

***Quinqueloculina* sp. 4**

Arten der Gattung *Quinqueloculina*, vertreten durch einzelne bis wenige, zumeist schlecht erhaltene und kleine Individuen wurden durchwegs nicht näher bestimmt und in offener Nomenklatur gehalten.

***Pseudotriloculina consobrina* (D'ORBIGNY)**

1846 *Triloculina consobrina* D'ORBIGNY: 277, Pl. 17, Figs. 10–12.

1998 *Pseudotriloculina consobrina* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 121, Pl. 16, Figs. 21–23.

***Sigmoilinita tenuis* (ČŽŽEK)**

1848 *Quinqueloculina tenuis* ČŽŽEK: 149, Pl. 13, Figs. 31–34.

1998 *Sigmoilinita tenuis* (ČŽŽEK) – CÍCHA et al.: 126, Pl. 17, Figs. 15–16.

***Sigmoilinita tenuissima* (REUSS)**

1867 *Spiroloculina tenuissima* REUSS: 71, Pl. 1, Fig. 11.

1974 *Sigmoilinita tenuissima* (REUSS) – ŁUCZKOWSKA: 149, Pl. 16, Figs. 4–6.

***Sigmoilopsis* sp.**

Ein schlecht erhaltenes Individuum.

***Enantiodentalina communis* MARIE**

1941 *Enantiodentalina communis* MARIE: 144, Fig. 7c.

2003 *Enantiodentalina communis* MARIE – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 247, Pl. 3, Fig. 1.

***Grigelis semirugosa* (D'ORBIGNY)**

1846 *Nodosaria semirugosa* D'ORBIGNY: 34, Pl. 1, Figs. 20–23.

1988 *Grigelis semirugosa* (D'ORBIGNY) – LOEBLICH & TAPPAN: Pl. 441, Fig. 1.

***Laevidentalina approximata* (REUSS)**

1866 *Nodosaria (Dentalina) approximata* REUSS: 134, Pl. 2, Fig. 22.

1982 *Dentalina approximata* (REUSS) – SZTRÁKOS: Pl. 7, Fig. 6.

***Laevidentalina elegans* (D'ORBIGNY)**

1846 *Dentalina elegans* D'ORBIGNY: 45, Pl. 1, Figs. 52–56.

1998 *Laevidentalina elegans* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 109, Pl. 21, Figs. 6–7.

***Nodosaria asperula* NEUGEBOREN**

1852 *Nodosaria asperula* NEUGEBOREN: 54, Pl. 1, Figs. 40–41.

***Nodosaria? hispida* (SOLDANI)**

- 1791 *Orthoceratia hispidum* SOLDANI: 97, Pl. 103, Fig. O.
1998 *Nodosaria ? hispida* (SOLDANI) – CICHA et al.: 113, Pl. 21, Fig. 10.

Nodosariinae juvenil

Juvenile, nicht näher bestimmbare Individuen der Familie Nodosariinae.

***Pandaglandulina cf. dinapolii* LOEBLICH & TAPPAN**

- 1955 *Pandaglandulina dinapolii* LOEBLICH & TAPPAN: 7, Pl. 1, Figs. 12–16 (fide ELLIS & MESSINA).
1988 *Pandaglandulina dinapolii* LOEBLICH & TAPPAN – LOEBLICH & TAPPAN: Pl. 439, Figs. 6–12.

***Pseudonodosaria discreta* (REUSS)**

- 1850 *Glandulina discreta* REUSS: 366, Pl. 46, Fig. 3.
1988 *Pseudonodosaria discreta* (REUSS) – LOEBLICH & TAPPAN: Pl. 439, Figs. 6–12.

***Pyramidulina cf. budensis* (HANTKEN)**

- 1875 *Nodosaria budensis* HANTKEN: 28, Pl. 2, Fig. 10.
1979 *Nodosaria budensis* HANTKEN – SZTRÁKOS, Pl. 8, Fig. 15.

***Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN**

- 1850 *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN: 127, Pl. 4, Figs. 13–14.
1998 *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN – CICHA et al.: 80, Pl. 22, Figs. 6–8.

Plectofrondicularia? sp.

Ein juveniles, nur teilweise erhaltenes Individuum mit rechteckigem Querschnitt.

***Proxifrons cf. vaughani* (CUSHMAN)**

- 1927b *Plectofrondicularia vaughani* CUSHMAN: 112, Pl. 23, Fig. 3.
1987 *Plectofrondicularia vaughani* CUSHMAN – WENGER: 262, Pl. 5, Figs. 15–17.

***Lenticulina cf. budensis* (HANTKEN)**

- 1875 *Robulina budensis* HANTKEN: 58, Pl. 7, Fig. 1.
1998 *Lenticulina budensis* (HANTKEN) – CICHA et al.: 110, Pl. 24, Figs. 4–5.

Die Individuen sind zumeist dicker als das Original.

***Lenticulina cf. 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 cf. gibba* (D'ORBIGNY)**

- 1839 *Cristellaria gibba* D'ORBIGNY: 40, Pl. 7, Figs. 20–21.
1977 *Lenticulina gibba* (D'ORBIGNY) – LE CALVEZ: 25, Figs. 1, 20–21.

Eine Sammelgruppe für kleine, glatte, eher variable Lenticulinen mit einer starken Zunahme der Windungshöhe.

***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.
Hier sind zahlreiche cf.-Formen inkludiert.

***Lenticulina limbosa* (REUSS)**

- 1863b *Robulina limbosa* REUSS: 55, Pl. 6, Fig. 69.
1998 *Lenticulina limbosa* (REUSS) – CICHA et al.: 110, Pl. 24, Fig. 3.

***Lenticulina cf. pseudovortex* (COLE)**

- 1927 *Robulus pseudovortex* COLE: 19, Pl. 1, Fig. 12.
1982 *Lenticulina cf. pseudovortex* (COLE) – SZTRÁKOS: Pl. 10, Fig. 2.

***Lenticulina cf. submamilligera* (CUSHMAN)**

- 1917 *Cristellaria submamilligera* CUSHMAN: 657 (fide ELLIS & MESSINA).
1994 *Lenticulina submamilligera* (CUSHMAN) – JONES: 82, Pl. 70, Figs. 17–18.

***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.
Lenticulinen mit stark hervortretenden, aber im Unterschied zu *L. umbonata* kleineren umbonalen Pfeilern, nach hinten gebogenen, limbaten Suturen und einer stärkeren Zunahme der Windungshöhe wurden von WENGER (1987) fälschlicherweise als *R. cultratus* bezeichnet (siehe RÖGL & HANSEN, 1984). Lenticulinen dieser Art werden provisorisch als *L. cf. umbonata* bezeichnet (siehe auch RUPP & ĆORIĆ, 2012).

Lenticulina sp. 1

Kleine bis mittelgroße Gehäuse einer glattschaligen *Lenticulina* mit vier bis sechs Kammern im letzten Umgang und gebogenen, manchmal schwach limbaten Suturen.

Lenticulina sp. 2

Wenige juvenile Gehäuse einer mit bestacheltem Proloculus und Kiel versehenen *Lenticulina*.

Lenticulina sp. 3

Ein mittelgroßes Individuum mit glattem Gehäuse, großem Nabelknopf und 12 Kammern in der letzten Windung. Die Suturen sind leicht gebogen.

Lenticulina juvenil

Juvenile Lenticulinen mit weniger als vier Kammern konnten oft nur mehr in dieser Sammelkategorie zusammengefasst werden.

***Percultazonaria cf. pseudodecorata* (HAGN)**

- 1952 *Vaginulinopsis pseudodecorata* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 146, Pl. 1, Fig. 5.
1998 *Percultazonaria pseudodecorata* (HAGN) – CÍCHA et al.: 117, Pl. 26, Figs. 1–2.

***Saracenaria cf. boettcheri* (REUSS)**

- 1863b *Cristellaria (Cristellaria) boettcheri* REUSS: 49, Pl. 3, Figs. 38–42.
1993 *Saracenaria boettcheri* (REUSS) – MATHELIN & SZTRÁKOS: Pl. 9, Figs. 4–5.

***Saracenaria hantkeni* CUSHMAN**

- 1933 *Saracenaria arcuata* var. *hantkeni* CUSHMAN: 4, Pl. 1, Figs. 11–12.
1993 *Saracenaria hantkeni* Cushman – MATHELIN & SZTRÁKOS: Pl. 9, Fig. 6.

***Saracenaria propinqua* (HANTKEN)**

- 1875 *Cristellaria propinqua* HANTKEN: 52, Pl. 5, Fig. 4.
1998 *Saracenaria propinqua* (HANTKEN) – CÍCHA et al.: 125, Pl. 24, Fig. 9.

***Saracenaria* sp.**

Ein nicht zuordenbares, möglicherweise verwachsenes Individuum.

***Frondivaginulina tenuissima* (HANTKEN)**

- 1875 *Frondivaginulina tenuissima* HANTKEN: 36, Pl. 13, Fig. 11.
1998 *Frondivaginulina tenuissima* (HANTKEN) – CÍCHA et al.: 97, Pl. 24, Figs. 12–13.

***Amphicoryna badenensis* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Nodosaria badenensis* D'ORBIGNY: 38, Pl. 1, Figs. 34–35.
1998 *Amphicoryna badenensis* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 80, Pl. 25, Fig. 4.

***Amphicoryna cf. blanpiedi* (ELLIS)**

- 1939 *Nodosaria blanpiedi* ELLIS: 423, Pl. 48, Figs. 1–3.
1982 *Amphicoryna* aff. *blanpiedi* (ELLIS) – SZTRÁKOS, Pl. 6, Figs. 1–4.

Eine *Amphicoryna* mit drei bis sechs Kammern und durchlaufenden, zumeist gut ausgebildeten Costae. Zahl und Ausbildung der Costae variiert stärker als in der Originalbeschreibung angegeben.

***Amphicoryna cf. meringella* LOEBLICH & TAPPAN**

- 1994 *Amphicoryna meringella* LOEBLICH & TAPPAN: 71, Pl. 128, Figs. 1–7.

Es sind nur makrosphärische Individuen mit einer oder zwei Kammern gefunden worden. Die zweite Kammer überlappt den Proloculus nicht so stark wie bei der No-

minalart, die Kammern sind fein bepustelt bis bestachelt, wobei sich die Pusteln/Stacheln manchmal ansatzweise in longitudinalen Linien anzuordnen scheinen.

***Amphicoryna* sp.**

Ein verwachsenes Exemplar mit stark eingeschnittenen Suturen und zahlreichen feinen Costae, nicht zuordenbar.

Amphicoryna juvenil

Ein mikrosphärisches (planspirales), glattes Anfangsstadium einer *Amphicoryna*, nicht weiter zuordenbar.

***Astacolus crepidulus* (FICHTEL & MOLL)**

- 1798 *Nautilus crepidula* FICHTEL & MOLL: 107, Pl. 19, Figs. g–i.
1998 *Astacolus crepidulus* (FICHTEL & MOLL) – CÍCHA et al.: 81, Pl. 25, Fig. 1.

***Hemirobulina hantkeni* (BANDY)**

- 1875 *Marginulina subbullata* HANTKEN: 46, Pl. 4, Figs. 9–10, Pl. 5, Fig. 9.
1949 *Marginulina hantkeni* BANDY: 46, Pl. 6, Fig. 9.
1998 *Hemirobulina hantkeni* (BANDY) – CÍCHA et al.: 107, Pl. 25, Figs. 9–10.

***Hemirobulina pediformis* (BORNEMANN)**

- 1855 *Marginulina pediformis* BORNEMANN: 326, Pl. 13, Fig. 13.
1998 *Hemirobulina pediformis* (BORNEMANN) – CÍCHA et al.: 107, Pl. 25, Fig. 8.

***Hemirobulina splendens* (HANTKEN)**

- 1875 *Marginulina splendens* HANTKEN: 87, Pl. 4, Fig. 11.
1979 *Marginulina splendens* HANTKEN – SZTRÁKOS: Pl. 14, Fig. 1.

***Hemirobulina striatula* (CUSHMAN)**

- 1913 *Marginulina striatula* CUSHMAN: 79, Pl. 23, Fig. 4.
Die feinen Striae beschränken sich manchmal auf den ältesten Gehäuseteil, die jüngeren Kammern sind dann nicht ornamentiert. Aus diesem Grund wurde eine Zuordnung zu der Gattung *Hemirobulina* bevorzugt.

***Vaginulinopsis tenuis* BORNEMANN**

- 1855 *Marginulina tenuis* BORNEMANN: 326, Pl. 13, Fig. 14.
1987 *Vaginulinopsis tenuis* BORNEMANN – REISER: 67, Pl. 4, Figs. 5, 10.

***Hyalinonetrion clavatum* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Oolina clavata* D'ORBIGNY: 24, Pl. 1, Figs. 2–3.

***Lagena amphora* REUSS**

- 1863a *Lagena amphora* REUSS: 330, Pl. 4, Fig. 57.

***Lagena semistriata* WILLIAMSON**

- 1848 *Lagena striata* (MONTAGU) var. *B semistriata* WILLIAMSON: 14, Pl. 1, Figs. 9–10.

***Lagena striata* (D'ORBIGNY) sensu lato**

- 1839 *Oolina striata* D'ORBIGNY: 21, Pl. 5, Fig. 12.
1998 *Lagena striata* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 109, Pl. 27, Fig. 5.

Die Anzahl der Striae variiert stark. Eine Unterscheidung von schlecht erhaltenen Lagenen und makrosphärischen *Amphicoryna*-Proloculi ist in manchen Fällen schwierig.

***Lagena substriata* WILLIAMSON**

- 1848 *Lagena substriata* WILLIAMSON: 15, Pl. 2, Fig. 12.

***Lagena sulcata* (WALKER & JAKOB) sensu lato**

- 1798 *Serpula* (*Lagena*) *sulcata* WALKER & JAKOB: 634, Pl. 14, Fig. 5 (fide ELLIS & MESSINA).
1987 *Lagena sulcata* (WALKER & JAKOB) – WENGER: 260, Pl. 5, Figs. 4–5.

Hier gilt ähnliches wie für *L. striata* (siehe oben).

***Lagena? crispata* MATTHES**

- 1939 *Lagena hispida* REUSS var. *crispata* MATTHES: 61, Pl. 3, Fig. 21.

***Procerolagena cylindrocostata* ALBANI & YASSINI**

- 1989 *Procerolagena cylindrocostata* ALBANI & YASSINI: 381, Fig. 3d.

***Pygmaeoseistron hispidulum* (CUSHMAN)**

- 1913 *Lagena hispidula* CUSHMAN: 14, Pl. 5, Figs. 2, 3.

***Pygmaeoseistron laevis* (MONTAGU)**

- 1803 *Vermiculum laeve* MONTAGU: 524 (fide ELLIS & MESSINA).

***Pygmaeoseistron? hystrix* (REUSS)**

- 1863a *Lagena hystrix* REUSS: 335, Pl. 6, Figs. 80a–b.

***Globulina ex gr. gibba* D'ORBIGNY**

- 1846 *Globulina gibba* D'ORBIGNY: 227, Pl. 13, Figs. 13–14.
1998 *Globulina gibba* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 104, Pl. 27, Figs. 12–13.

Alle glatten Individuen der Gattung *Globulina* wurden hier zusammengefasst.

***Globulina granulosa* (EGGER)**

- 1857 *Polymorphina* (*Globulina*) *granulosa* EGGER: 290, Pl. 14, Figs. 1–2.
1998 *Globulina granulosa* (EGGER) – CICHA et al.: 104, Pl. 27, Figs. 14–15.

***Guttulina caudata* D'ORBIGNY**

- 1826 *Guttulina caudata* D'ORBIGNY: 266, Nr. 16 (fide ELLIS & MESSINA).
1900 *Guttulina caudata* D'ORBIGNY – FORNASINI: 137, Fig. 2 (fide ELLIS & MESSINA).

***Guttulina communis* (D'ORBIGNY)**

- 1826 *Polymorphina* (*Les Guttulines*) *communis* D'ORBIGNY: 265, no. 15 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Guttulina communis* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 105, Pl. 28, Figs. 2–3.

***Polymorphina* sp.**

Ein kleines und etwas verwachsenes, nicht weiter zuordenbares Exemplar.

***Pseudopolymorphina* sp.**

Ein juveniles, schwer zuordenbares Exemplar.

***Pyrulina* sp.**

Zwei kleine Individuen der Gattung *Pyrulina*.

***Polymorphinidae* juvenil**

Juvenile, nicht näher bestimmbare Individuen der Familie Polymorphinidae.

***Buchnerina? marginatoperforata* (SEGUENZA)**

- 1880 *Lagena marginato-perforata* SEGUENZA: 332, Pl. 17, Fig. 34 (fide ELLIS & MESSINA).
1986 *Fissurina marginatoperforata* (SEGUENZA) – RUPP: 61, Pl. 18, Fig. 5.

***Favulina hexagona* (WILLIAMSON)**

- 1848 *Entosolenia squamosa* (MONTAGU) var. *hexagona* WILLIAMSON: 20, Pl. 2, Fig. 23.
1998 *Favulina hexagona* (WILLIAMSON) – CICHA et al.: 96, Pl. 28, Fig. 11.

***Favulina scalariformis* (WILLIAMSON)**

- 1848 *Entosolenia squamosa* (MONTAGU) var. *B scalariformis* WILLIAMSON: 20, Pl. 2, Figs. 21–22.
1995 *Oolina scalariformis* (WILLIAMSON) – YASSINI & JONES: 114, Figs. 357–360.

***Homalohedra collaripolygonata* (ALBANI & YASSINI)**

- 1989 *Oolina collaripolygonata* ALBANI & YASSINI: 386, Figs. 3t–u.
1995 *Oolina collaripolygonata* ALBANI & YASSINI – YASSINI & JONES: 112, Figs. 361, 362, 365.

***Lagnea? kapellensis* (SPIEGLER)**

- 1974 *Fissurina kapellensis* SPIEGLER: 60, Pl. 1, Figs. 16, 17.

***Oolina globosa* (MONTAGU)**

- 1803 *Vermiculum globosum* MONTAGU: 523 (fide ELLIS & MESSINA).
1987 *Oolina globosa* (MONTAGU) – WENGER: 283, Pl. 10, Figs. 1–2.

***Fissurina cushmani* (WIESNER)**

- 1931 *Lagena* (*Entosolenia*) *cushmani* WIESNER: 121, Pl. 19, Fig. 225 (fide ELLIS & MESSINA).

***Fissurina laevigata* REUSS**

- 1850 *Fissurina laevigata* REUSS: 366, Pl. 46, Fig. 1.
1987 *Fissurina laevigata* REUSS – WENGER: 284, Pl. 10, Figs. 9–10.

***Fissurina* sp.**

Ein Individuum einer schlecht erhaltenen und möglicherweise deformierten *Fissurina*.

***Lagenosolenia* cf. *elliptica* YASSINI & JONES**

- 1995 *Lagenosolenia elliptica* YASSINI & JONES: 117, Fig. 480.

***Lagenosolenia?* sp. 1**

Zwei Individuen mit glatten, flach ovalen Gehäusen mit einem Kiel, der sich aboral in zwei Kiele teilt, welche am Apex wieder zusammenlaufen. Die schlitzförmige Apertur sitzt auf einem Hals.

***Lagenosolenia?* sp. 2**

Diese Individuen unterscheiden sich von *Lagenosolenia?* sp. 1 nur durch ihre deutlich entlang der Längsachse tortierten Gehäuse.

***Pseudofissurina imporcata* (McCULLOCH)**

- 1977 *Fissurina imporcata* McCULLOCH: 109, Pl. 61, Fig. 22.

***Siphopyrulina fusiformis* (ROEMER)**

- 1838 *Polymorphina fusiformis* ROEMER: 386, Pl. 3, Fig. 37.
1987 “*Pyrulina*” *fusiformis* (ROEMER) – REISER: 75, Pl. 6, Figs. 5, 10, 16.
Hier wird die von REISER (1987) vorgeschlagene Gattung *Siphopyrulina* verwendet.

***Hoeglundina elegans* (D’ORBIGNY)**

- 1826 *Rotalia (Turbinulina) elegans* D’ORBIGNY: 276, no. 54 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Hoeglundina elegans* (D’ORBIGNY) – CICHA et al.: 108, Pl. 29, Figs. 19–21.

***Bolivina aenariensisformis* MYATLYUK**

- 1960 *Bolivina aenariensisformis* MYATLYUK: in SUBBOTINA: 233, Pl. 5, Figs. 1–6.
1998 *Bolivina aenariensisformis* MYATLYUK – CICHA et al.: 83, Pl. 42, Fig. 13.

Die Erstbeschreibung von Myatlyuk zeigt eine starke Variabilität in der Berippung der Gehäuse, hier wird nur auf die stark berippte Figure 2 Bezug genommen, schwächer berippte, flache Gehäuse wurden zu *Bolivina fastigia* CUSHMAN gezählt.

***Bolivina* cf. *beyrichi beyrichi* REUSS**

- 1851 *Bolivina Beyrichi* REUSS: 83, Pl. 6, Fig. 51.
1998 *Bolivina beyrichi beyrichi* REUSS – CICHA et al.: 83, Pl. 44, Figs. 1–2.

Extrem schlanke Gehäuse ohne Kielsaum.

***Bolivina beyrichi carinata* HANTKEN**

- 1875 *Bolivina Beyrichi* REUSS var. *carinata* HANTKEN: Pl. 7, Fig. 12.
1998 *Bolivina beyrichi carinata* HANTKEN – CICHA et al.: 83, Pl. 44, Fig. 3.

***Bolivina budensis* (HANTKEN)**

- 1875 *Textilaria budensis* HANTKEN: 57, Pl. 15, Fig. 1.
1998 *Bolivina budensis* (HANTKEN) – CICHA et al.: 83, Pl. 43, Fig. 8.

***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 dilatata* REUSS**

- 1850 *Bolivina dilatata* REUSS: 381, Pl. 48, Fig. 15.
1998 *Bolivina dilatata dilatata* REUSS – CICHA et al.: 83, Pl. 43, Fig. 20.

***Bolivina* cf. *elongata* HANTKEN**

- 1875 *Bolivina elongata* HANTKEN: 55, Pl. 7, Fig. 14.
1998 *Bolivina elongata* HANTKEN – CICHA et al.: 84, Pl. 44, Figs. 4–5.

***Bolivina fastigia* CUSHMAN sensu lato**

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

Kräftiger berippte Gehäuse, als Übergänge zu *Bolivina aenariensisformis* MYATLYUK interpretierbar, wurden beobachtet. Auf Grund der flachen Querschnitte der Gehäuse wurden diese Individuen zu *B. fastigia* gezählt.

***Bolivina* cf. *floridanaformis* MEHRNUSCH**

- 1993 *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH: 169, Pl. 2, Figs. 7–11.

Diese Art ist schlank, eher flach, grob beport und weist in vielen (nicht allen) Fällen zwei deutliche, longitudinal verlaufende Knotenreihen, ähnlich wie *B. floridanaformis* (siehe RUPP & ĆORIĆ, 2015), auf. Eine eindeutige Zuordnung zu letztgenannter Art konnte jedoch, auch auf Grund der eher mäßigen Erhaltung, nicht getroffen werden.

***Bolivina* cf. *koessenensis* LINDENBERG**

- 1964 *Bolivina koessenensis* LINDENBERG: 124, Pl. 22, Figs. 1–12.
1998 *Bolivina koessenensis* LINDENBERG – CICHA et al.: 84, Pl. 42, Figs. 7–8.

***Bolivina oligocaenica* SPANDEL**

- 1909 *Bolivina oligocänica* SPANDEL: 152, Pl. 1, Fig. 16 (fide ELLIS & MESSINA).
1967 *Bolivina oligocaenica oligocaenica* SPANDEL – HOFMANN: 166, Pl. 1, Fig. 11.

Kleine, glatte und schlanke Gehäuse. Die Abbildungen bei REISER (1987) und CICHA et al. (1998) sind irreführend.

***Bolivina* cf. *reticulata* HANTKEN**

- 1875 *Bolivina reticulata* HANTKEN: 65, Pl. 15, Fig. 6.
1998 *Bolivina reticulata* HANTKEN – CICHA et al.: 84, Pl. 42, Figs. 16–17.

Die Ornamentation der Gehäuse ist recht variabel. In einigen Fällen wurden Übergänge zu *Bolivina aenariensisformis* MYATLYUK respektive zu *Bolivina fastigia* CUSHMAN festgestellt.

***Bolivina subalpina* HOFMANN**

- 1967 *Bolivina subalpina* HOFMANN: 162, Pl. 2, Figs. 9–10.
1987 *Bolivina subalpina* HOFMANN – WENGER: 277, Pl. 8, Figs. 17–18.

***Bolivina tereta* (CUSHMAN)**

(Taf. 1, Fig. 1)

- 1936a *Loxostoma teretum* CUSHMAN: 60, Pl. 8, Fig. 14.
1987 *Bolivina tereta* (CUSHMAN) – REISER: 90, Pl. 9, Figs. 9, 15.

***Bolivina trunensis* HOFMANN**

- 1967 *Bolivina crenulata trunensis* HOFMANN: 147, Pl. 5, Figs. 1–4.
1998 *Bolivina trunensis* HOFMANN – CICHA et al.: 83, Pl. 43, Figs. 9–10.

***Bolivina* ex gr. *vaceki* SCHUBERT**

- 1901 *Bolivina vaccki* SCHUBERT: 25, Pl. 1, Fig. 29.
1998 *Bolivina vaccki vaccki* SCHUBERT – CICHA et al.: 85, Pl. 42, Figs. 1–2.

***Bolivina* ex gr. *versatilis* HOFMANN**

- 1967 *Bolivina versatilis versatilis* HOFMANN: Pl. 2, Fig. 12, Pl. 4, Fig. 1.
1998 *Bolivina versatilis* HOFMANN – CICHA et al.: 85, Pl. 43, Fig. 17.

***Bolivina* spp.**

Hier handelt es sich um eine heterogene Gruppe glatter bis schwach längsgestreifter Bolivinen, die deutlich beport sind und gerade bis leicht gebogene Suturen aufweisen, welche zu der Längsachse des Gehäuses zumeist einen stumpfen Winkel bilden. Viele dieser Individuen sind mit der Abbildung von *Bolivina elongata* HANTKEN von HOFMANN (1967: Taf. 4, Fig. 2) vergleichbar, andere wiederum erinnern an die Abbildung von *Bolivina antiqua* D'ORBIGNY von HOFMANN (1967: Taf. 5, Fig. 13). Diese Bestimmungen von Hofmann entsprechen allerdings nicht den Typen der genannten Arten (RUPP & ČORIĆ, 2015), die hier vorliegenden Arten müssten also neu beschrieben werden. Da das den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, ist die Sammelgruppe *Bolivina* spp. geschaffen worden.

***Loxostomoides zsigmondyi* (HANTKEN)**

- 1868 *Nodosaria (Dentalina) zsigmondyi* HANTKEN: 87, Pl. 1, Fig. 12.
1998 *Loxostomoides zsigmondyi* (HANTKEN) – CICHA et al.: 111, Pl. 44, Figs. 12–13.

***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 globosa* (HANTKEN)**

- 1875 *Cassidulina globosa* HANTKEN: 54, Pl. 16, Fig. 2.
1989 *Cassidulina globosa* HANTKEN – GELLAI-NAGY: Pl. 13, Figs. 1–2.

Die *G. globosa* in CICHA et al. (1998: Pl. 45, Fig. 13) mit extrem breiter Front wird durch die Abbildung von GELLAI-NAGY (1989) nicht bestätigt und muss als Extremform eingestuft werden.

***Globocassidulina* cf. *jamesoni* (McCULLOCH)**

- 1977 *Cassidulina* (?) *jamesoni* McCULLOCH: 390, Pl. 164, Fig. 15.
2015 *Globocassidulina* cf. *jamesoni* (McCULLOCH) – RUPP & ČORIĆ, 56, Pl. 1, Figs. 12–13.
Eine kleine *Globocassidulina* mit flachem Gehäuse.

***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.

***Turrilina alsatica* ANDREAE**

- 1884 *Turrilina alsatica* ANDREAE: 120, Pl. 8, Fig. 18 (fide ELLIS & MESSINA).
1958 *Turrilina alsatica* ANDREAE – BATJES: 125, Pl. 4, Fig. 15.

***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.

***Virgulopsis* sp.**

Ein kleines, schwach bepuscheltes Individuum.

***Bulimina alsatica* CUSHMAN & PARKER**

- 1937 *Bulimina alsatica* CUSHMAN & PARKER: 39, Pl. 4, Figs. 6–7.
1998 *Bulimina alsatica* CUSHMAN & PARKER – CICHA et al.: 86, Pl. 47, Fig. 14.

Neben den typischen Individuen wurden auch Übergangsformen zu *B. striata* beobachtet.

***Bulimina arndti* HAGN**

(Taf. 1, Fig. 4)

- 1952 *Bulimina arndti* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 168, Pl. 2, Fig. 15.

1998 *Bulimina arndti* HAGN – CICHA et al.: 86, Pl. 47, Figs. 12–13.

***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.

Etliche Exemplare weisen einen flach trochospiralen, *Caucasina*-artigen Anfangsteil auf. Von einer Zuordnung zur Gattung *Caucasina* wurde abgesehen (siehe auch RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

***Bulimina cf. sculptilis* CUSHMAN**

1923 *Bulimina sculptilis* CUSHMAN: 23, Pl. 3, Fig. 3.

1998 *Bulimina sculptilis* CUSHMAN – CICHA et al.: 87, Pl. 47, Fig. 11.

Wenige Individuen mit etwas geringerer Größe und mehr Rippen (> 12) als *B. sculptilis*.

***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.

***Praeglobobulimina bathyalis* (REISER)**

1987 *Globobulimina bathyalis* REISER: 78, Pl. 6, Figs. 17, 20–21.

1998 *Praeglobobulimina bathyalis* (REISER) – CICHA et al.: 119, Pl. 48, Figs. 6–8.

***Praeglobobulimina pupoides* (D'ORBIGNY)**

1846 *Bulimina pupoides* D'ORBIGNY: 185, Pl. 11, Figs. 11–12.

1998 *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 119, Pl. 48, Figs. 10, 14–17.

***Praeglobobulimina pyrula* (D'ORBIGNY)**

1846 *Bulimina pyrula* D'ORBIGNY: 184, Pl. 11, Figs. 9–10.

1998 *Praeglobobulimina pyrula* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 119, Pl. 48, Figs. 11–13.

***Eubuliminella cf. subfusiformis* (CUSHMAN)**

1925 *Buliminella subfusiformis* CUSHMAN: 33, Pl. 5, Fig. 12.

2003 *Eubuliminella cf. subfusiformis* (CUSHMAN) – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 253, Pl. 5, Figs. 7–9.

***Uvigerina moravia* BOERSMA**

1984 *Uvigerina moravia* BOERSMA: 114, Text-Fig. p. 114 (1–4).

1998 *Uvigerina moravia* BOERSMA – CICHA et al.: 134, Pl. 51, Figs. 5–6.

***Uvigerina rippensis* COLE**

(Taf. 1, Fig. 3)

1927 *Uvigerina rippensis* COLE: 11, Pl. 2, Fig. 16.

1993 *Uvigerina rippensis* COLE – MATHELIN & SZTRÁKOS: Pl. 34, Fig. 14.

***Uvigerina spinicostata* CUSHMAN & JARVIS**

1929 *Uvigerina spinicostata* CUSHMAN & JARVIS: 12, Pl. 3, Figs. 9, 10.

1984 *Uvigerina spinicostata* CUSHMAN & JARVIS – BOERSMA: 156, Pl. 1, Figs. 1–7.

***Uvigerina 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.

***Uvigerina vicksburgensis* CUSHMAN & ELLISOR.**

1931 *Uvigerina vicksburgensis* CUSHMAN & ELLISOR: 54, Pl. 7, Fig. 7.

1998 *Uvigerina vicksburgensis* CUSHMAN & ELLISOR – CICHA et al.: 135, Pl. 51, Figs. 7–8.

***Uvigerina* sp.**

Zwei schlecht erhaltene Individuen einer kleinen, striaten *Uvigerina*.

***Uvigerinella michelsi* WIESNER s.l.**

1974 *Uvigerinella michelsi* WIESNER: 369, Pl. 2, Fig. 13.

2015 *Uvigerinella michelsi* WIESNER s.l. – RUPP & ČORIĆ: 57, Pl. 1, Figs. 17–20.

Kleine, triseriale aufgerollte, längliche Gehäuse, glatt, bepunktet oder berippt. Die Individuen sind leider in der Regel eher schlecht erhalten und wurden ursprünglich, angelehnt an RUPP & HAUNOLD-JENKE (2003), als *Angulogerina* sp. bestimmt. Nur anhand einiger Individuen, bei denen die kommaförmige Mündung mit zum Teil reduziertem Kragen noch gut erkennbar war, konnte gemäß RUPP & ČORIĆ (2015) eine Zuordnung zu *U. michelsi* s.l. getroffen werden.

***Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON) sensu lato**

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.

1998 *Angulogerina cf. angulosa* (WILLIAMSON) – CICHA et al.: 80, Pl. 54, Figs. 3–4.

***Angulogerina globosa* (STOLTZ)**

1925 *Uvigerina tenuistriata* D'ORBIGNY var. *globosa* nov. var. STOLTZ: 130, Fig. (no. 2) (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Angulogerina globosa* (STOLTZ) – CICHA et al.: 80, Pl. 54, Figs. 11–12.

***Angulogerina halkyardi* CUSHMAN & EDWARDS**

(Taf. 1, Fig. 2)

1937 *Angulogerina halkyardi* CUSHMAN & EDWARDS: 60, Pl. 8, Fig. 14.

Die Mehrzahl der Gehäuse ist im Querschnitt durchgehend dreieckig und an den Kanten oft schwach gekielt. Die Ornamentierung der Kammern variiert von kaum berippt bis durchgehend und stark berippt. Die Apertur ist ein ovaler Wulst auf einem kaum ausgebildeten Hals.

***Reussella byramensis* CUSHMAN & TODD**

- 1946 *Reussella byramensis* CUSHMAN & TODD: 94, Pl. 16, Figs. 4–5 (fide ELLIS & MESSINA).

***Reussella spinulosa* (REUSS)**

- 1850 *Verneuilina spinulosa* REUSS: 374, Pl. 47, Fig. 12.
1998 *Reussella spinulosa* (REUSS) – CÍCHA et al.: 124, Pl. 54, Figs. 16–17.

***Reussella* sp.**

Eine *Reussella*, deren (jüngere) Kammern, ähnlich einer *Trimosina*, in dornenartigen Fortsätzen auslaufen. Die Gehäuse sind leicht bepustelt.

***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) – CÍCHA et al.: 97, Pl. 55, Fig. 1.

***Fursenkoina* sp.**

Ein kleines, verquetschtes Exemplar.

***Virgulinella cf. chalkophila* (HAGN)**

- 1952 *Loxostomum chalkophilum* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 172, Pl. 2, Fig. 11.
1998 *Virgulinella chalkophila* (HAGN) – CÍCHA et al.: 136, Pl. 55, Figs. 6–7.

Wenige, juvenile Individuen ohne die typischen deutlich gelappten Suturen.

***Nodogenerina? adolphina* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Dentalina Adolphina* D'ORBIGNY: 50, Pl. 2, Figs. 18–20.
1998 *Stilostomella adolphina* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 128, Pl. 56, Fig. 6.

***Nodogenerina? ortenburgensis* (REISER)**

- 1987 *Nodosaria ortenburgensis* REISER: 70, Pl. 5, Figs. 1, 7.
1998 *Nodogenerina? ortenburgensis* (REISER) – CÍCHA et al.: 113, Pl. 56, Figs. 8–9.

***Nodogenerina? scabra* (REUSS)**

- 1850 *Dentalina scabra* REUSS: 367, Pl. 46, Figs. 7–8.
1986 *Stilostomella scabra* (REUSS) – RUPP: 68, Pl. 37, Fig. 5.

***Nodogenerina? scripta* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Dentalina scripta* D'ORBIGNY: 51, Pl. 2, Figs. 21–23.
1985 *Dentalina scripta* (D'ORBIGNY) – PAPP & SCHMID: 31, Pl. 15, Figs. 1–4.

***Nodogenerina? cf. spinescens* (REUSS)**

- 1851 *Dentalina spinescens* REUSS: 62, Pl. 3, Fig. 10.
1987 *Stilostomella spinescens* REUSS – WENGER: 287, Pl. 11, Figs. 4–5.

Nodogenerina? sp.

Eine ursprünglich als *Nodogenerina? bradyi* CUSHMAN (1927a) bestimmte Form. JONES (1994) bildet eine lichtmikroskopische Aufnahme des Originals von BRADY (1884) ab, welches (im Gegensatz zu der Abbildung in BRADY, 1884: Taf. 76, Fig. 8) mit unserem Material nicht übereinstimmt.

***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.

***Siphonodosaria? camerani* (DERVIEUX)**

- 1894 *Nodosaria camerani* DERVIEUX: 612, Pl. 5 Figs. 40–41 (fide ELLIS & MESSINA)
1993 *Siphonodosaria camerani* (DERVIEUX) – MATHELIN & SZTRÁKOS: Pl. 13, Figs. 24–26.

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

- 1846 *Dentalina consobrina* D'ORBIGNY: 46, Pl. 2, Figs. 1–3.
1987 *Stilostomella consobrina* (D'ORBIGNY) – WENGER, 288, Pl. 11, Figs. 6–7.
Kammerform und Größe entsprechen nicht ganz dem Originalmaterial (siehe auch RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

***Strictocostella? spinosa* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Dentalina spinosa* D'ORBIGNY: 55, Pl. 2, Figs. 36–37.
2010 *Strictocostella? spinosa* (D'ORBIGNY) – VÉNEC-PEYRÉ & POIGNANT: 483, Figs. 3 A–H.

***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) – CÍCHA et al.: 113, Pl. 21, Fig. 12.

***Baggina dentata* HAGN**

- 1956 *Baggina dentata* HAGN: 165, Pl. 15, Fig. 7.
1998 *Baggina dentata* HAGN – CÍCHA et al.: 82, Pl. 57, Figs. 1–2.
Bei etlichen Exemplaren sind die „Zähne“ im umbilikalen Bereich nicht ausgebildet.

***Cancris auriculus* (FICHEL & MOLL)**

- 1798 *Nautilus auriculus* var. α FICHEL & MOLL: 108, Pl. 20, Figs. a–c.
1998 *Cancris auriculus* (FICHEL & MOLL) – CÍCHA et al.: 87, Pl. 57, Figs. 9–10.
Die meisten Exemplare sind der Variation *C. auriculus primitivus* CUSHMAN & TODD zuzurechnen.

***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.

***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.

***Stomatorbina acarinata* POKORNY**

- 1956 *Stomatorbina acarinata* POKORNY: 268, Figs. 9–10.
1998 *Stomatorbina acarinata* POKORNY – CICHA et al.: 128, Pl. 58, Figs. 12–13.

***Neoeponides* sp.**

Wenige Individuen mit schwach gewölbter Umbonalseite, stark gewölbter Spiralseite und sechs bis acht Kammern im letzten Umgang. Die Suturen sind spiralseitig stark zurückgebogen, der Umbo schwach eingesenkt und die Peripherie nicht bis schwach gelappt und gewinkelt.

***Neoconorbina cf. patella* (EGGER)**

- 1857 *Rosalina patella* EGGER: 278, Pl. 10, Figs. 12–14.
1998 *Neoconorbina patella* (EGGER) – CICHA et al.: 112, Pl. 59, Figs. 7–9.

***Neoconorbina terquemi* (RZEHAKE)**

- 1876 *Rosalina orbicularis* TERQUEM: 75, Pl. 9, Fig. 4 (fide ELLIS & MESSINA).
1888 *Discorbis Terquemi* – RZEHAKE: 228.
1998 *Neoconorbina terquemi* (RZEHAKE) – CICHA et al.: 112, Pl. 59, Figs. 10–11.

***Rosalina obtusa* D'ORBIGNY**

- 1846 *Rosalina obtusa* D'ORBIGNY: 179, Pl. 11, Figs. 4–6.
1998 *Rosalina obtusa* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 124, Pl. 60, Figs. 1–3.

***Rosalina semiporata* (EGGER)**

- 1857 *Rotalina semiporata* nov. spec. EGGER: 276, Pl. 8, Figs. 1–3.
1998 *Rosalina semiporata* (EGGER) – CICHA et al.: 124, Pl. 59, Figs. 12–14.

***Rosalina* sp.**

Zwei kleine, schlecht erhaltene Exemplare mit sieben bis acht Kammern im letzten Umgang und leicht gelappter Peripherie.

***Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY**

- 1826 *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY: 267, no. 65 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY – CICHA et al.: 127, Pl. 60, Fig. 4.

***Glabratella* sp.**

Ein kleines, nicht weiter bestimmtes Exemplar.

***Heronallenia?* sp. 1**

Ein kleines, nicht weiter bestimmtes Exemplar.

***Heronallenia?* sp. 2**

Ein kleines, nicht weiter bestimmtes Exemplar.

***Siphonina reticulata* (CŽJŽEK)**

- 1848 *Rotalina reticulata* CŽJŽEK: 145, Pl. 13, Figs. 7–9.
1998 *Siphonina reticulata* (CŽJŽEK) – CICHA et al.: 127, Pl. 60, Figs. 13–14.

***Pseudoparella exigua* (BRADY)**

- 1884 *Pulvinulina exigua* BRADY: 696, Pl. 103, Figs. 13–14.
1986 *Epistominella exigua* (BRADY) – RUPP: 61, Pl. 17, Figs. 5–7.

***Pseudoparella molassica* HAGN**

- 1952 *Pseudoparella molassica* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 180, Pl. 2, Fig. 13.
1998 *Epistominella molassica* (HAGN) – CICHA et al.: 96, Pl. 63, Figs. 1–3.

***Biapertorbis alteconicus* POKORNY**

- 1956 *Biapertorbis alteconica* POKORNY: 266, Figs. 7–8.
1998 *Biapertorbis alteconicus* POKORNY – CICHA et al.: 82, Pl. 63, Figs. 9–10.

***Biapertorbis biaperturatus* POKORNY**

- 1956 *Biapertorbis biaperturata* POKORNY: 265, Figs. 4–6.
1998 *Biapertorbis biaperturatus* POKORNY – CICHA et al.: 82, Pl. 63, Figs. 7–8.

Es treten viele höher konische Exemplare auf, die vergleichbar mit *Rotorbinella uhligi austriaca* TOLLMANN sind. Diese Unterart, nicht näher verwandt mit *Discorbina uhligi* GRZYBOWSKI, ist synonym mit *B. biaperturatus* (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

***Biapertorbis?* cf. *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.

***Biapertorbis* sp.**

Zwei schlecht erhaltene Individuen mit sehr flachen Gehäusen mit fünf Kammern im letzten Umgang. Spiralseitig sind die Suturen stark zurückgebogen.

***Planulina ambigua* (FRANZENAU)**

- 1888 *Rotalia ambigua* FRANZENAU: 106 (174), Pl. 2, Figs. 9–11 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Planulina ambigua* (FRANZENAU) – CICHA et al.: 118, Pl. 63, Figs. 14–16.

***Planulina compressa* (HANTKEN)**

- 1875 *Truncatulina compressa* HANTKEN: 62, Pl. 8, Fig. 8.
1998 *Planulina compressa* (HANTKEN) – CICHA et al.: 118, Pl. 63, Figs. 17–19.

***Planulina costata* (HANTKEN)**

- 1875 *Truncatulina costata* HANTKEN: 63, Pl. 9, Fig. 2.
1998 *Planulina costata* (HANTKEN) – CÍCHA et al.: 118, Pl. 63, Figs. 11–13.

***Cibicoides lopjanicus* (MYATLYUK)**

- 1950 *Cibicides lopjanicus* MYATLYUK: 284, Pl. 4, Fig. 8 (fide ELLIS & MESSINA).
2003 *Cibicoides lopjanicus* (MYATLYUK) – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 257, Pl. 6, Figs. 4–5.
Umbilikal fein bis nicht beport.

***Cibicoides praeopjanicus* MYATLYUK**

(Taf. 1, Fig. 5)

- 1970 *Cibicoides praeopjanicus* MYATLYUK: 158, Pl. 63, Figs. 4–6 (fide ELLIS & MESSINA).
Dieser *Cibicoides* ist besonders umbilikal deutlich gröber beport als *C. lopjanicus*.

***Cibicoides tenellus* (REUSS)**

- 1865 *Truncatulina tenella* REUSS: 477, Pl. 5, Fig. 6.
2003 *Cibicoides tenellus* REUSS – RUPP & HAUNOLD-JENKE: 257, Pl. 6, Figs. 6–7.

***Cibicoides ungerianus ungerianus* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Rotalina Ungeriana* D'ORBIGNY: 157, Pl. 8, Figs. 16–18.
1998 *Cibicoides ungerianus ungerianus* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 91, Pl. 61, Figs. 15–17.

***Cibicoides ungerianus filicosta* (HAGN)**

- 1952 *Cibicides ungerianus* (D'ORBIGNY) var. *filicosta* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 186, Pl. 1, Fig. 4.
1998 *Cibicoides ungerianus filicosta* (HAGN) – CÍCHA et al.: 91, Pl. 61, Figs. 12–14.

***Cibicoides* sp.**

Kleine bis mittelgroße, flach trochospiral aufgewundene Gehäuse, dicht und mittelgrob beport, regelmäßig gelappt mit kleinem, eingesenktem Umbilikknopf.

***Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB)**

- 1798 *Nautilus lobatulus* WALKER & JACOB: 642, Pl. 14, Fig. 36 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB) – CÍCHA et al.: 111, Pl. 63, Figs. 23–25.

***Stichocibicides* cf. *moravicus* POKORNY**

- 1956 *Stichocibicides moravicus* POKORNY: 272, Figs. 11–15.
1998 *Stichocibicides moravicus* POKORNY – CÍCHA et al.: 128, Pl. 64, Figs. 1–3.

***Planorbulinidae?* unbestimmt**

Mäßig bis schlecht erhaltene, juvenile Gehäuse sessiler Foraminiferen, die ältesten Kammern flach trochospiral aufgerollt, die jüngeren Kammern unregelmäßig oder zyklisch angeordnet, grob beport und skulpturiert.

***Nuttallides* sp.**

Ein Exemplar, in etwa vergleichbar mit *N. rugosus convexus* (PARKER) bei RUPP (1986: Taf. 29, Figs. 7–10).

***Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Asterigerina planorbis* D'ORBIGNY: 205, Pl. 11, Figs. 1–3.
1998 *Asterigerinata planorbis* D'ORBIGNY – CÍCHA et al.: 81, Pl. 64, Figs. 8–10.

HAGN (1955) stellte die Art *A. praeplanorbis* aus der Bohrung Orthenburg CF 1001 auf, welche sich von *A. planorbis* vor allem durch die geringere Größe und die regelmäßige Anordnung der Nebenkammern unterscheiden soll. Als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal weist REISER (1987) auf das häufig flach bikonvexe Gehäuse von *A. praeplanorbis* hin. Im Material aus der Bohrung KB-L08a/01 finden sich flach bikonvexe Gehäuse eher selten, die Größe variiert stark und die sternförmig angeordneten Nebenkammern sind ebenfalls sehr unterschiedlich ausgebildet. Eine klare Abtrennung der beiden Arten war hier nicht möglich. Ferner zeigt *A. planorbis* aus dem Badenum des Wiener Beckens in vielen Fällen ebenfalls die von HAGN für *A. praeplanorbis* angeführten Eigenschaften. Da *A. planorbis* (wie *A. praeplanorbis*) eine sessile Art ist, liegt die Vermutung nahe, dass die sehr unterschiedliche Ausbildung und Oberfläche des Substrats, auf dem sie aufsitzt, einen entscheidenden Einfluss auf ihre Gehäuseform hat. Somit erscheint es wenig sinnvoll, die Art *A. praeplanorbis* weiter aufrecht zu halten.

Augenfällig ist im Material aus der Bohrung KB-L08a/01 der oft schlechte Erhaltungszustand der Gehäuse (angelöst, verfärbt etc.), ein deutlicher Hinweis auf Umlagerung.

***Asterigerinata* sp.**

Eine kleine, nicht näher bestimmbare *Asterigerinata* mit zahlreichen, verhältnismäßig großen Nebenkammern.

***Haynesina* cf. *depressula* (WALKER & JAKOB)**

- 1798 *Nautilus depressulus* WALKER & JAKOB: 641, Pl. 14, Fig. 33 (fide ELLIS & MESSINA).
1986 *Haynesina depressula* (WALKER & JAKOB) – RUPP: 63, Pl. 24, Figs. 5–6.

***Haynesina* cf. *germanica* (EHRENBERG)**

- 1840 *Nonionina germanica* EHRENBERG: 23, Pl. 2, Fig. 1 (fide ELLIS & MESSINA).
1986 *Haynesina* cf. *germanica* (EHRENBERG) – RUPP: 63, Pl. 24, Figs. 1–2.

***Haynesina* sp.**

Ein verdrücktes Individuum ähnlich *Haynesina depressula*, besitzt aber nur sieben Kammern im letzten Umgang.

***Nonion* cf. *danvillensis* HOWE & WALLACE**

- 1932 *Nonion danvillensis* HOWE & WALLACE: 51, Pl. 9, Fig. 3 (fide ELLIS & MESSINA).

***Nonion* cf. *florinensis* COLE**

- 1927 *Nonion florinensis* COLE: 22, Pl. 4 Fig. 4.

***Nonion cf. gudrunae* RÖGL**

2006 *Nonion gudrunae* RÖGL: in ROETZEL et al.: 397, Pl. 4, Figs. 1–3, 32–34.

***Nonion* sp.**

Wenige schlecht erhaltene Individuen mit einem gedrun- genen Gehäuse mit sechs bis acht Kammern im letzten Umgang.

***Nonionella cf. bykovae* VOLOSHINOVA**

1952 *Nonionella bykovae* VOLOSHINOVA: 30, Pl. 3, Fig. 4 (fide ELLIS & MESSINA).

***Nonionella cordiformis* (COSTA)**

1856 *Valvulina cordiformis* COSTA: 262, Pl. 21, Fig. 10 (fide ELLIS & MESSINA).

1986 *Nonionella cordiformis* (COSTA) – RUPP: 65, Pl. 28, Figs. 4–6.

***Nonionella liebusi* HAGN**

1952 *Nonionella liebusi* HAGN: in HAGN & HÖLZL: 161, Pl. 2, Fig. 10.

1998 *Nonionella liebusi* HAGN – CICHA et al.: 113, Pl. 66, Figs. 7–9.

***Nonionella* sp.**

Eine kleine *Nonionella*, plumper und dicker als *Nonionella liebusi*, mit fünf bis sieben Kammern im letzten Umgang.

***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.

***Melonis cf. affinis* (REUSS)**

1851 *Nonionina affinis* REUSS: 72, Pl. 5, Fig. 32.

1958 *Nonion affine* (REUSS) – BATJES: 140, Pl. 6, Fig. 12.

***Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY)**

1826 *Nonionina bulloides* D'ORBIGNY: 127, no. 2 (fide ELLIS & MESSINA).

1846 *Nonionina bulloides* D'ORBIGNY – D'ORBIGNY: 107, Pl. 7, Figs. 9–10.

1998 *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY) – CICHA et al.: 121, Pl. 66, Figs. 12–13.

***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.

***Almaena hieroglyphica* (SIGAL)**

1950 *Pseudoplanulinella hieroglyphica* SIGAL: 64, Pl.-texte, Figs. 1d, 2–3 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Almaena hieroglyphica* (SIGAL) – CICHA et al.: 78, Pl. 67, Figs. 1–2.

***Almaena osnabrugensis* (ROEMER)**

1838 *Planulina Osnabrugensis* v. M. – ROEMER: 390, Pl. 3, Fig. 58.

1998 *Almaena osnabrugensis* (ROEMER) – CICHA et al.: 78, Pl. 67, Figs. 5–7.

Die meisten Individuen weisen keine oder nur schwache rippenartige Skulpturelemente zwischen den Suturen auf. Dies ist nach REISER (1987) der Normalfall.

***Queraltina?* sp.**

Ein schlecht erhaltenes Individuum, mit einer *Queraltina* vergleichbar, die äquatorialen Sekundäraperturen sind allerdings nicht sichtbar.

***Allomorphina trigona* REUSS**

1850 *Allomorphina trigona* REUSS: 380, Pl. 48, Fig. 14.

1998 *Allomorphina trigona* REUSS – CICHA et al.: 78, Pl. 67, Figs. 11–14.

***Chilostomella czizeki* REUSS**

1850 *Chilostomella czizeki* REUSS: 380, Pl. 48, Fig. 13.

1987 *Chilostomella czizeki* REUSS – WENGER: 302, Pl. 14, Figs. 9–10.

***Chilostomella ovoidea* REUSS**

1850 *Chilostomella ovoidea* REUSS: 380, Pl. 48, Fig. 12.

1998 *Chilostomella ovoidea* REUSS – CICHA et al.: 90, Pl. 67, Figs. 14–16.

***Abyssamina* sp.**

Zwei Individuen, sehr ähnlich *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, aber flach trochospiral aufgerollt.

***Quadriforminella cf. vitabunda* VETROVA**

1975 *Quadriforminella vitabunda* VETROVA: 27, Pl. 1, Figs. 2–3 (fide ELLIS & MESSINA).

Die Exemplare sind vergleichbar mit *Qu. vitabunda*, sie sind aber wesentlich kleiner.

***Quadriformina petrolei* (ANDREAE)**

1884 *Pulvinulina petrolei* ANDREAE: 217, Pl. 8, Fig. 15.

1998 *Quadriformina petrolei* (ANDREAE) – CICHA et al.: 121, Pl. 66, Figs. 16–18.

***Svratkina cichai* POPESCU**

1998 *Svratkina cichai* POPESCU: in CICHA et al.: 76, 130, Pl. 68, Figs. 11–14.

Diese Art unterscheidet sich von *S. perlata* (ANDREAE) vor allem durch die subakute (bis akute) Peripherie.

***Svratkina perlata* (ANDREAE)**

1884 *Pulvinulina perlata* ANDREAE: 216, Pl. 8, Fig. 12.

1998 *Svratkina perlata* (ANDREAE) – CICHA et al.: 130, Pl. 68, Figs. 8–10.

***Charltonina budensis* (HANTKEN)**

- 1875 *Truncatulina budensis* HANTKEN: 65, Pl. 8, Fig. 6.
1998 *Charltonina budensis* (HANTKEN) – CÍCHA et al.: 89, Pl. 69, Figs. 1–3.

***Oridorsalis stellatus* (SILVESTRI)**

- 1898 *Truncatulina tenera?* BRADY var. *stellata* SILVESTRI: 297, Pl. 6, Fig. 9 (fide ELLIS & MESSINA).
1982 *Oridorsalis umbonatus* (REUSS) var. *stellatus* (SILVESTRI) – AGIP, Pl. 41, Fig. 1.

***Anomalinoides alazanensis* (NUTTALL)**

- 1932 *Anomalina alazanensis* NUTTALL: 31, Pl. 8, Figs. 5–7.
1986 *Cibicoides alazanensis* (NUTTALL) – MORKHOVEN et al., 201, Pl. 68, Figs. 1–2.

***Anomalinoides ex gr. granosus* (HANTKEN)**

- 1875 *Truncatulina granosa* HANTKEN: 65, Pl. 10, Fig. 2.
1998 *Anomalinoides granosus* (HANTKEN) – CÍCHA et al.: 81, Pl. 69, Figs. 14–18.

***Anomalinoides?* sp.**

Die kleinen Individuen erinnern eher an *Melonis*, sind aber flach trochospiral aufgerollt. Die Zuordnung ist fraglich.

***Heterolepa costata* FRANZENAU**

- 1884 *Heterolepa costata* FRANZENAU: 183 (216), Pl. 5, Figs. 2, 8.
1998 *Heterolepa costata* FRANZENAU – CÍCHA et al.: 107, Pl. 71, Figs. 7–9.

***Escornebovina orthorapha* (EGGER)**

- 1857 *Rotalina orthorapha* EGGER: 275, Pl. 10, Figs. 1–3.
1998 *Escornebovina orthorapha* (EGGER) – CÍCHA et al.: 96, Pl. 71, Figs. 10–12.

***Escornebovina?* cf. *trochiformis* (ANDREAE)**

- 1884 *Pulvinulina trochiformis* ANDREAE: 216, Pl. 8, Fig. 14.
1998 *Escornebovina?* *trochiformis* (ANDREAE) – CÍCHA et al.: 96, Pl. 71, Figs. 14–16.

***Gyroidinoides* cf. *girardanus* (REUSS)**

- 1851 *Rotalina girardana* REUSS: 73, Pl. 5, Fig. 34.
1982 *Gyroidinoides girardanus* REUSS – AGIP, Pl. 39, Fig. 5.
Ein *Gyroidinoides* mit hoher Umbonalseite und zahlreichen Kammern.

***Gyroidinoides* cf. *octocameratus* (CUSHMAN & HANNA)**

- 1927 *Gyroidina soldanii* D'ORBIGNY var. *octocamerata* CUSHMAN & HANNA: 223, Pl. 14, Fig. 16–18 (fide ELLIS & MESSINA).
Ein kleiner *Gyroidinoides*, flacher als *G. parvus* und mit mehr (rund acht) Kammern im letzten Umgang.

***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* cf. *planulatus* (CUSHMAN & RENZ)**

- 1941 *Gyroidina planulata* CUSHMAN & RENZ: 23, Pl. 4, Fig. 1.
1987 *Gyroidina* cf. *planulata* CUSHMAN & RENZ – WENGER: 309, Pl. 16, Figs. 19–21.

***Gyroidinoides* cf. *vicksburgensis* (CUSHMAN)**

- 1922 *Rotalia vicksburgensis* CUSHMAN: 139, Pl. 35, Figs. 3–4 (fide ELLIS & MESSINA).
Ein kleiner, flach trochospiraler *Gyroidinoides* mit engem Umbo, rund acht Kammern im letzten Umgang und zurückgebogenen Suturen auf der Spiralseite. Hier ist auch die Variation *G. vicksburgensis hannai* GARRET (siehe SZTRÁKOS, 1982) inkludiert.

***Gyroidinoides* sp.**

Ein kleiner *Gyroidinoides* mit sechs bis sieben Kammern im letzten Umgang.

***Gyroidina brockerti* REISER**

- 1987 *Gyroidina brockerti* REISER: 102, Pl. 12, Figs. 14–15, Pl. 13, Fig. 1.
1998 *Gyroidina brockerti* REISER – CÍCHA et al.: 105, Pl. 71, Figs. 17–19.

***Gyroidina?* *constans* (REISER)**

- 1987 *Eponides constans* REISER: 98, Pl. 11, Figs. 13, 16–17.
1998 *Gyroidina ? constans* (REISER) – CÍCHA et al.: 105, Pl. 58, Figs. 4–6.

***Gyroidina eggeri* WENGER**

- 1857 *Rotalina kalemburgensis* D'ORBIGNY – EGGER: 273, Pl. 9, Figs. 21–23.
1987 *Gyroidina eggeri* WENGER: 310, Pl. 16, Figs. 16–18, 22.

***Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY)**

- 1826 *Rotalina Soldanii* D'ORBIGNY: 112, no. 5 (fide ELLIS & MESSINA).
1846 *Rotalina soldanii* D'ORBIGNY – D'ORBIGNY: 155, Pl. 8, Figs. 10–12.
1998 *Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 105, Pl. 72, Figs. 6–8.

***Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY)**

- 1846 *Truncatulina Boueana* D'ORBIGNY: 169, Pl. 9, Figs. 24–26.
1998 *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY) – CÍCHA et al.: 106, Pl. 72, Figs. 9–11.

Diese Art zeigt eine größere Variation in Bezug auf Gehäuseform (Zunahme der Windungshöhe) und Ausbildung der Septen (dünn bis dick, glasig und erhoben). Die Form *H. cf. boueana*, wie aus dem „Älteren Schlier“ der Ebelsberg-Formation beschrieben (RUPP & ČORIĆ, 2012), wurde im vorliegenden Material nicht beobachtet.

Hanzawaia cf. laurissae (MALLORY)

1959 *Cibicides laurissae* MALLORY: 267, Pl. 24, Fig. 8 (fide ELLIS & MESSINA).

Die Umbilikalseite dieser Art ist wesentlich höher gewölbt als die von *H. boueana*.

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. angulatum (EGGER)

1857 *Polystomella angulata* EGGER: 301, Pl. 15, Figs. 5–6.

1987 *Elphidium angulatum* (EGGER) – WENGER: 291, Pl. 12, Figs. 3–4.

Elphidium cf. karpaticum MYATLYUK

(Taf. 1, Fig. 6)

1950 *Elphidium karpaticum* MYATLYUK: 270, Pl. 2, Figs. 1–2 (fide ELLIS & MESSINA).

1998 *Elphidium karpaticum* MYATLYUK – CÍCHA et al.: 95, Pl. 76, Figs. 9–10.

Eine recht variable Art. Nur große, ausgewachsene Individuen gleichen der Originalabbildung, bei ihnen zeigt sich der erhobene Umbonalbereich und eine Art Zentralscheibe mit einigen unregelmäßig angeordneten Gruben. Das Gros der Individuen lässt noch zentrale Teile der inneren Windungen des nicht vollkommen konvolut aufgerollten Gehäuses erkennen.

Elphidium cf. schencki CUSHMAN & DUSENBURY

1934 *Elphidium schencki* CUSHMAN & DUSENBURY: 60, Pl. 8, Fig. 8.

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.

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 semiincisa WENGER

1987 *Elphidiella cryptostoma semiincisa* WENGER: 296, Pl. 13, Figs. 4–5.

Elphidiella subcarinata (EGGER)

1857 *Polystomella subcarinata* EGGER: 301, Pl. 14, Figs. 24–25.

1998 *Elphidiella subcarinata* (EGGER) – CÍCHA et al.: 94, Pl. 75, Figs. 9–10.

Die Individuen sind in der Mehrzahl schlecht erhalten.

Elphidiella subnodosa minor (ELLERMANN)

1960 *Elphidium subnodosum minor* ELLERMANN: 685, Pl. 54, Figs. 3, 4, 6.

Durchwegs schlecht erhaltene Individuen.

Elphidiella turgescens (CUSHMAN)

1936b *Nonion turgescens* CUSHMAN: 64, Pl. 12, Fig. 2.

1987 *Elphidiella turgescens* (CUSHMAN) – REISER: 94, Pl. 9, Figs. 23–24, Pl. 10, Fig. 1.

Elphidiella sp. 1

Wenige, schlecht erhaltene Individuen mit einem flachen Gehäuse, sieben bis zehn Kammern im letzten Umgang, einer gerundeten, glatten bis gelappten Peripherie, leicht eingesenktem Nabel und zahlreichen kleinen Suturalporen in den leicht eingesenkten Suturen.

Elphidiella sp. 2

1987 *Elphidiella* sp. WENGER: 297, Pl. 13, Figs. 9–10.

Planktonische Foraminiferen

Paragloborotalia opima opima (BOLLI)

(Taf. 1, Fig. 7)

1957 *Globorotalia opima opima* BOLLI: 117, Pl. 28, Figs. 1–2.

1998 *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI) – CÍCHA et al.: 116, Pl. 39, Figs. 1–6.

Das Material aus der Bohrung KB-L08a/01 beinhaltet nur wenige große, vierkammerige, typische Individuen von *P. opima opima*, etwas häufiger (und größer) ist die fünfkammerige Variante, die ursprünglich als Holotyp beschrieben wurde. Die Größe der vierkammerigen Gehäuse variiert zwischen 330 µm und 370 µm und liegt somit in der von BOLLI & SOUNDERS (1985) beschriebenen *P. opima opima* – *P. opima nana* Übergangsgruppe. Nach WADE et al. (2007) können diese Übergangsformen jedoch zu *P. opima opima* gezählt werden.

P. opima opima ist eine weltweit gebräuchliche Leitform im tropisch-subtropischen Marinen des Oligozäns, namensgebend für die Planktonzone P21 (auch *G. opima opima*-Zone; BOLLI & SOUNDERS, 1985), welche jetzt in die Zonen O4 und O5 unterteilt wird (BERGGREN & PEARSON, 2006). WADE et al. (2011) führen die Zone O5 unter dem Namen „*Paragloborotalia opima* Highest-occurrence Zone“, sie steht für das zeitliche Intervall zwischen dem LO (last occurrence) von *Chiloguembelina cubensis* (das Ende der Zone O4) und dem LO von *Paragloborotalia opima*. Dieser Abschnitt liegt in der globalen stratigrafischen Zeittabelle im unteren Oberoligozän (unteres Chattium nach BERGGREN & PEARSON, 2006) und umfasst ungefähr den Zeitraum von 28,3 bis 27,3 Millionen Jahren vor heute (WADE et al., 2011).

Im Oligozän der Paratethys ist *P. opima opima* nicht häufig, über weite Bereiche scheint sporadisches Auftreten die Regel zu sein. Im Zuge der Definition der Paratethys-Stufe Egerium wird die Untergrenze dieser Stufe mit dem Erstauftreten von „*Globorotalia opima opima* and *Miogypsinoides complanata*“ (BALDI & SENES, 1975: 10) definiert. In der oberösterreichischen Molassezone tritt *P. opima opima* ausschließlich im oberen Kiscellium („Rupel-Tonmergel“) auf (RÖGL & RUPP, 1996), bei CÍCHA et al. (1998) wird ihre stratigrafische Reichweite in der Paratethys schließlich mit

oberstes Kiscellium bis unteres Egerium angegeben. Ihr Auftreten im unteren Egerium wird dort allerdings schon im Text hinterfragt (CICHA et al., 1998: 116: „...Fig. 2: *Moravia, Pouzdrany unit, Pouzdrany, lower Egerian* (?“). Spätestens mit BALDI et al. (1999: 658) wird klar, dass das Erstauftreten von *P. opima opima* im Egerium wahrscheinlich auf Umlagerung zurückzuführen und nicht mehr aufrecht zu erhalten ist. Vielmehr scheint diese Art auf das (obere) Kiscellium beschränkt zu sein. Ihr sporadisches Auftreten im oberen Kiscellium der österreichischen Molassezone scheint auf die zu dieser Zeit (im Gegensatz zum unteren Kiscellium) wieder verbesserte Verbindung zum offenen Ozean (Mediterran, Indischer Ozean) (RÖGL, 1999; RUPP et al., 2011) zurückzuführen zu sein.

***Paragloborotalia opima nana* (BOLLI)**

(Taf. 1, Fig. 8)

- 1957 *Globorotalia opima nana* BOLLI: 118, Pl. 28, Fig. 3.
 1998 *Paragloborotalia opima nana* (BOLLI) – CICHA et al.: 116, Pl. 39, Figs. 7–8.
 Kleine bis mittelgroße, vier- bis fünfkammerige Gehäuse.

***Paragloborotalia? pseudocontinua* (JENKINS)**

(Taf. 1, Fig. 9)

- 1967 *Globorotalia nana pseudocontinua* JENKINS: 1074, Text-Fig. 4, no. 20–25 (fide ELLIS & MESSINA).
 1998 *Paragloborotalia ? pseudocontinua* (JENKINS) – CICHA et al.: 116, Pl. 39, Figs. 9–13.

***Paragloborotalia? semivera* (HORNIBROOK)**

(Taf. 1, Fig. 10)

- 1961 *Globigerina semivera* HORNIBROOK: 149, Pl. 23, Figs. 455–457 (fide ELLIS & MESSINA).
 1998 *Paragloborotalia ? semivera* (HORNIBROOK) – CICHA et al.: 116, Pl. 39, Figs. 14–16.
 Die von CICHA et al. (1998) angegebene stratigrafische Reichweite dieser Art in der Paratethys (oberes Egerium bis unteres Eggenburgium) ist unzutreffend. Im mediterranen Raum tritt sie erstmals in der Zone P21b (unteres Chattium) auf (IACCARINO et al., 2005).

***Paragloborotalia cf. mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR)**

(Taf. 1, Fig. 11)

- 1939 *Globorotalia mayeri* CUSHMAN & ELLISOR: 11, Pl. 2, Fig. 4 (fide ELLIS & MESSINA).
 2008 *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR) – RUPP & HOHENEGGER: Fig. 11/6.
 Die wenigen uns vorliegenden Gehäuse sind etwas kleiner als die aus dem Miozän der Paratethys, entsprechen aber sonst recht gut der Art *P. mayeri*. In der Paratethys ist diese Art bis jetzt nur aus dem Miozän beschrieben (CICHA et al., 1998). In anderen Ablagerungsräumen tritt sie bereits im Oligozän in Erscheinung (BOLLI & SOUNDERS, 1985). WADE et al. (2007) beschreiben ein gemeinsames Auftreten von *P. opima opima* und (ebenfalls relativ kleinen Exemplaren von) *P. mayeri* aus dem Pazifik (Zone P21).

***Tenuitella munda* (JENKINS)**

- 1966 *Globorotalia munda* JENKINS: 1121, Fig. 14 (no. 126–133), Fig. 15, Figs. 152–166.
 1998 *Tenuitella munda* (JENKINS) – CICHA et al.: 131, Pl. 30, Figs. 35–38.

***Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI)**

- 1957 *Globigerina angustiumbilitata* BOLLI: 109, Pl. 22, Figs. 12–13.
 2008 *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI) – RUPP & HOHENEGGER: 443, Fig. 11/4.

***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.

Globigerinita? sp.

Wenige, schlecht erhaltene Individuen einer mäßig hoch trochospiralen, vierkammerigen, fraglichen *Globigerinita*.

***Globoquadrina globularis* BERMUDEZ**

- 1961 *Globoquadrina globularis* BERMUDEZ: 1311, Pl. 13, Figs. 4–6 (fide ELLIS & MESSINA).
 1998 *Globoquadrina globularis* BERMUDEZ – CICHA et al.: 103, Pl. 40, Figs. 19–22.

***Globorotaloides suteri* BOLLI**

- 1957 *Globorotaloides suteri* BOLLI: 117, Pl. 27, Fig. 13.
 1998 *Globorotaloides suteri* BOLLI – CICHA et al.: 104, Pl. 40, Figs. 16–18.

***Beella rohiensis* (POPESCU & BROTEA)**

- 1989 *Protentella rohiensis* POPESCU & BROTEA: 258, Pl. 1, Figs. 1–8, 11–12, Pl. 3, Figs. 7, 9–13.
 1998 *Beella rohiensis* (POPESCU & BROTEA) – CICHA et al.: 82, Pl. 38, Figs. 7–12.

***Bolliella navazuelensis* (MOLINA)**

- 1979 *Protentella navazuelensis* MOLINA: 265, Pl. 3, Fig. 1, Pl. 34, Figs. 1–2, Text-Fig. p. 265 (fide ELLIS & MESSINA).
 1998 *Bolliella navazuelensis* (MOLINA) – CICHA et al.: 85, Pl. 38, Figs. 16–19.
 Diese Art ist nach CICHA et al. (1998) in der Paratethys auf das obere Kiscellium beschränkt. Nach RUPP & ČORIĆ (2015) kommt sie sporadisch auch im unteren Egerium vor.

***Globigerina? euapertura* JENKINS**

- 1960 *Globigerina euapertura* JENKINS: 351, Pl. 1, Fig. 8.
 1998 *Globigerina ? euapertura* JENKINS – CICHA et al.: 99, Pl. 34, Figs. 10–12.

***Globigerina labiacrassata* JENKINS**

- 1966 *Globigerina labiacrassata* JENKINS: 1102, Pl. 8, Figs. 64–71.
1998 *Globigerina labiacrassata* JENKINS – CICHA et al.: 100, Pl. 34, Figs. 17–20.

***Globigerina officinalis* SUBBOTINA**

(Taf. 1, Fig. 13)

- 1953 *Globigerina officinalis* SUBBOTINA: 78, Pl. 11, Figs. 1–7.
1998 *Globigerina officinalis* SUBBOTINA – CICHA et al.: Pl. 31, Figs. 14–17.

***Globigerina praebulloides* BLOW**

(Taf. 1, Fig. 12)

- 1959 *Globigerina praebulloides* BLOW: 180: Pl. 8, Fig. 47, Pl. 9, Fig. 48 (fide ELLIS & MESSINA).
1998 *Globigerina praebulloides* BLOW – CICHA et al.: 100, Pl. 34, Figs. 13–16.

***Globigerina wagneri* RÖGL**

- 1994 *Globigerina wagneri* RÖGL: 140, Pl. 2, Figs. 7–12, Pl. 3, Figs. 1–6, Pl. 4, Figs. 4–5.
1998 *Globigerina wagneri* RÖGL – CICHA et al.: 101, Pl. 31, Figs. 29–34.

***Globigerinella ex gr. obesa* (BOLLI)**

- 1957 *Globorotalia obesa* BOLLI: 119, Pl. 29, Fig. 2.
1998 *Globigerinella obesa* (BOLLI) – CICHA et al.: 101, Pl. 38, Figs. 1–3.
Durchwegs kleine Individuen.

***Globigerinella?* sp.**

Kleine vierkammerige Individuen, kompakter als *G. obesa*. Die Apertur liegt bei vielen Exemplaren nicht so deutlich extra-umbilikal wie bei *G. obesa*, daher die unsichere Zuordnung zu der Gattung *Globigerinella*.

***Globoturbotalita anguliofficialis* (BLOW)**

- 1969 *Globigerina anguliofficialis* BLOW: 379, Pl. 11, Figs. 1–5.
2012 *Globoturbotalita anguliofficialis* (BLOW) – RUPP & ČORIĆ: 82, Pl. 2, Fig. 8.

Das kalkige Nannoplankton der Bohrung KB-L08a/01

Die zehn zur Untersuchung des Mikrofossilinhaltes ausgewählten Kernproben der Bohrung KB-L08a/01 (siehe Kapitel „Der Mikrofossilinhalt der Bohrung KB-L08a/01“) wurden auch auf kalkiges Nannoplankton untersucht. Die Präparate wurden nach der Standardmethode angefertigt (PERCH-NIELSEN, 1985) und sowohl unter dem Lichtmikroskop Leica DMLP (1.000 x Vergrößerung), als auch mit Hilfe des Elektronenmikroskops (Vega-TESCAN) untersucht. Für die quantitative Analyse wurden von jeder Probe mindestens 300 Individuen bestimmt und mittels dem Programm PAST 1.34 (HAMMER et al., 2005) statistisch ausge-

wertet. Zusätzlich erfasste, sehr seltene Arten sind nicht in die quantitative Analyse eingeflossen (siehe Anhang 2).

Alle Proben sind sehr reich an gut erhaltenen Nannofloren (siehe Kapitel „Artenliste“ und Anhang 2). In allen Proben dominieren *Cyclicargolithus floridanus* (Taf. 2, Figs. 1, 18, 19, 26) und *Reticulofenestra minuta* (Taf. 2, Fig. 20) stark, gefolgt von folgenden Arten: *Coccolithus pelagicus* (Taf. 2, Figs. 2, 28), *Dictyococcites bisectus* (Taf. 2, Fig. 17), *Dictyococcites hesslandii*, *Helicosphaera euphratis* (Taf. 2, Fig. 8), *Pontosphaera multipora* (Taf. 2, Figs. 10, 15, 25), *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra lockeri*, *Sphenolithus moriformis*, *Umbilicosphaera jafari* (Taf. 2, Figs. 15, 16, 23, 24, 29, 30) und *Zygrhablithus bijugatus* (Taf. 2, Figs. 4–6, 22). Selten und unregelmässig konnten auch folgende Arten beobachtet werden: *Pontosphaera rothii*, *Orthozygus aureus*, *Reticulofenestra daviesii*, *Reticulofenestra filewiczii* etc. In den Proben 19,5 m und 21,6 m konnte zudem die stratigrafisch wichtige Art *Sphenolithus distentus* beobachtet werden.

In allen Proben wurde ein geringer Prozentsatz an umgelagerten Arten (bis 1 %) aus dem Paläozän (*Cruciplacolithus tenuis*, *Prinsius* spp. etc.), dem Eozän (*Discoaster barbadiensis*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster sublodoensis* etc.) und der Kreide (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus gorkae*, *Placozygus fibuliformis* etc.) nachgewiesen.

Zusätzlich konnte in den obersten Proben (14,4 m und 15,8 m) das vermehrte Auftreten von Skleriten (Mikrospiculae) von Ascidien beobachtet werden.

Biostratigrafie

Der untersuchte Abschnitt der Bohrung (14,4 m bis 30,7 m) kann in die Nannoplankton-Zone NP23 (MARTINI, 1971) eingestuft werden. Die Nannoplankton-Zone NP23 ist als die Zeitspanne zwischen dem Letztaufreten (LO) von *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968, und dem Erstauftreten (FO) von *Sphenolithus ciproensis* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, definiert (MARTINI, 1971). Keiner von diesen beiden Zonenmarkern konnte in den Proben aus der Bohrung KB-L08a/01 nachgewiesen werden. Ein Hinweis auf NP23 ist jedoch das Auftreten von *Orthozygus aureus*, welcher sein LO in dieser Zone hat. Weiters erlaubt das Auftreten von *Sphenolithus distentus* eine Einstufung in die Zone CNO4 (AGNINI et al., 2014). Diese Zone (*Sphenolithus distentus*/*Sphenolithus predistentus* Concurrent Range Zone) ist als die Zeitspanne zwischen dem FO von *S. distentus* und dem LO von *Sphenolithus predistentus* definiert. Zeitlich umfasst diese Zone ca. 3,07 Millionen Jahre (30,00–26,93 Millionen Jahre) und kann mit dem oberen Teil der NP23 korreliert werden. Auch die Abwesenheit von *Lanternithus minutus* STRADNER, 1962, welcher sein LO innerhalb der NP23 hat, weist auf die Einstufung in den oberen Teil der Zone NP23 hin, da VAROL (1998) mit dem LO von *L. minutus* die Zone NNT05 definierte, die wiederum mit dem unteren Teil der NP23 vergleichbar ist. All diese Beobachtungen ermöglichen eine Einstufung in die obere NP23.

Bemerkenswert ist das Auftreten von *Umbilicosphaera jafari* im Kernabschnitt 14,4 m bis 28,2 m. Diese Form wurde ursprünglich von MÜLLER (1974) aus dem Badenium von Walbersdorf (Burgenland) beschrieben. YOUNG (1998) gab die stratigrafische Reichweite dieser Art von Untermiozän (NN2) bis Quartär (NN19) an, obwohl DE KAE-NEL & VILLA (1996) in der ODP-Bohrung 149, nordöstlicher

Atlantischer Ozean, *U. jafari* bereits aus dem Oligozän beschreiben. Mehrere andere Arten dieser Gattung wie *Umbilicosphaera bramlettei*, *Umbilicosphaera henrikseniae* (BOWN, 2005) YOUNG & BOWN 2014 etc. sind aus dem Paläogen bekannt, das Auftreten von *U. jafari* im „Älteren Schlier“ von der Linzer Gugl ist jedoch zurzeit das älteste bekannte Vorkommen dieser Art.

Paläoökologie

Für die paläoökologische Interpretation der untersuchten Floren wurden die relativen Häufigkeiten der folgenden Arten verwendet: 1: *Coccolithus pelagicus*, 2: *Reticulofenestra minuta*, 3: *Cyclicargolithus floridanus*, 4: *Umbilicosphaera jafari* und 5: *Dictyococcites bisectus/D. hesslandi* (Abb. 9).

1: Der Anteil von *C. pelagicus* in den Floren ist relativ niedrig und erreicht ein Maximum von 5,6 % im unteren Abschnitt der untersuchten Kernstrecke (29,9 m), um gegen das Hangende hin abzunehmen und dort (15,8 m) sein Minimum (0,8 %) zu erreichen. Diese Art tritt sehr häufig in kühleren vollmarinen Gewässern mit Temperaturen zwischen -1,5° C und 15° C auf (OKADA & MCINTYRE, 1979; WINTER et al., 1994). Hohe Konzentrationen von *C. pelagicus* charakterisieren küstennahe, nährstoffreiche „upwelling“-Bereiche. Geringe Schwankungen der Prozentanteile von *C. pelagicus* weisen auf ein relativ stabiles vollmarines Milieu hin.

2: HAQ (1980) untersuchte miozäne Nannoplankton-Vergesellschaftungen im Atlantischen Ozean und dokumentierte die höheren Anteile kleinwüchsiger *Reticulofenestriden* in küstennahen Ablagerungsbereichen. Im unteren und mittleren Abschnitt der untersuchten Kernstrecke (30,7 m bis 28,2 m; 24,1 m bis 17,5 m) sind die Anteile von *R. minuta* an den Vergesellschaftungen relativ niedrig, bei 26,5 m und 15,8 m erreicht sie aber maximale Werte um die 70 %.

3: Auch die Werte von *Cyclicargolithus floridanus* schwanken stark, gegenläufig zu denen von *R. minuta*. Die hohen Anteile von bis > 70 % im untersten Abschnitt der Kernstrecke (30,7 m bis 28,2 m) stürzen bei 26,5 m auf 22 % ab, erholen sich stetig bis zu einem weiteren Maximum bei 19,5 m (60 %), um gegen das Hangende hin wieder deutlich (Minimum: 13,8 % bei 15,8 m) abzusinken.

4: *Umbilicosphaera jafari* ist im unteren Abschnitt der bearbeiteten Kernstrecke kaum vertreten, in den obersten vier Proben tritt sie deutlich hervor und erreicht Werte bis 22 %. Häufiges Auftreten dieser Art in miozänen Sedimenten des Wiener Beckens wurde als Anzeichen einer leicht erhöhten Salinität interpretiert und einer Verringerung der Meerestiefe (shallowing) zugeschrieben (ĆORIĆ & HOHENEGGER, 2008). Moderne Untersuchungen über rezente Arten der Gattung *Umbilicosphaera* zeigen, dass sie eine Vorliebe für warme, oligotrophe und vollmarine Gewässer haben (BAUMANN et al., 2016).

5: *Dictyococcites bisectus* und *D. hesslandi* sind im bearbeiteten Kernabschnitt relativ gering vertreten und erreichen im untersten Teil (30,7 m) und im mittleren Teil (24,1 m und 21,6 m) Maxima bis etwa 10 %. Im oberen Teil werden diese Arten bedeutungslos.

Die eher geringen Werte von *C. pelagicus* machen einen besonders nährstoffreichen Meeresbereich unwahrschein-

lich, die relativ geringen Schwankungen der Florenanteile dieser Art deuten eher auf einen stabilen, vollmarinen Bereich hin. Die prozentuelle Abnahme von *C. pelagicus* und *Cy. floridanus* im oberen Abschnitt der untersuchten Kernstrecke wird durch die Zunahme von *R. minuta* und *U. jafari* kompensiert. Diese Veränderung in den Nannoflora-Vergesellschaftungen kann als eine Abnahme der Wassertiefe (shallowing) und ein Heranrücken der Küstenlinie an den Ablagerungsraum interpretiert werden. Dieses wird auch durch das häufigere Auftreten von Spiculae von Ascidien in den obersten Proben unterstützt. VAROL & HOUGHTON (1996) verbinden das häufige Auftreten von Ascidien direkt mit höheren Sedimentationsraten, wärmerer Paläo-Umgebung und niedrigerer Zirkulation in einem küstennahen Ablagerungsraum. Das Aufblühen von *U. jafari* im oberen Teil der Kernstrecke, unterstrichen durch die gegenläufige Entwicklung bei *Dictyococcites*, könnte auf eine messbare Erwärmung der weiterhin vollmarinen Wassermassen hindeuten.

Artenliste

Blackites tenuis (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SHERWOOD, 1974 (Taf. 2, Fig. 12), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947 (Taf. 2, Fig. 3), *Bramletteius seraculoides* GARTNER, 1969, *Chiasmolithus altus* BUKRY & PERCIVAL, 1971, *Clausicoccus subdistichus* (ROTH & HAY in HAY et al., 1967) PRINS, 1979, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Coccolithus* sp., *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER, 1963) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Coronocyclus* sp., *Dictyococcites bisectus* (HAY et al., 1966) BUKRY & PERCIVAL 1971, *Dictyococcites hesslandii* HAQ 1971, *Holodiscolithus macroporus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) ROTH, 1970, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE, 1973, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, in HAY et al., 1967) BUKRY, 1971, *Cyclolithella* cf. *inflexa* (KAMPTNER ex DEFLANDRE, 1952) LOEBLICH & TAPPAN, 1966, *Clausicoccus fenestratus* (DEFLANDRE & FERT, 1954) PRINS, 1979, *Ericsonia* cf. *singularis* PERCH-NIELSEN, 1971, *Ericsonia ovalis* BLACK, 1964, *Ericsonia* sp., *Geminiolithella* sp., *Goniolithus fluckigeri* DEFLANDRE, 1957, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Helicosphaera euphratis* HAQ, 1966, *Helicosphaera obliqua* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Helicosphaera intermedia* MARTINI, 1965 (Taf. 2, Fig. 7), *Orthozygus aureus* (STRADNER, 1962) BRAMLETTE & WILCOXON, *Pontosphaera desueta* (MÜLLER, 1970) PERCH-NIELSEN, 1984, *Pontosphaera discopora* SCHILLER, 1925, *Pontosphaera enormis* (LOCKER, 1967) PERCH-NIELSEN, 1984, *Pontosphaera exilis* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) ROMEIN, 1979, *Pontosphaera formosa* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) ROMEIN, 1979, *Pontosphaera lateliptica* (BÁLDI-BEKE in BÁLDI-BEKE & BALDI 1974) PERCH-NIELSEN, 1984 (Taf. 2, Figs. 11, 13), *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948 ex DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) ROTH, 1970, *Pontosphaera obliquipons* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) ROMEIN, 1979, *Pontosphaera rothii* HAQ, 1971, *Pontosphaera* sp., 1967, *Pyrocyclus* sp. (Taf. 2, Fig. 21), *Reticulofenestra daviesii* (HAQ, 1968) HAQ, 1971, *Reticulofenestra filewiczii* (WISE & WIEGAND in WISE, 1983) DUNKLEY JONES et al., 2009, *Reticulofenestra gartneri* ROTH & HAY, 1967, *Reticulofenestra dictyoda* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) STRADNER in STRADNER & EDWARDS, 1968, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, 1970, *Reticulofenestra minuta* ROTH, 1970, *Reticulofenestra scripsae* (BUKRY & PERCIVAL, 1971) ROTH, 1973, *Reticulofenestra* sp., *Rhabdosphaera* sp., *Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus moriformis*

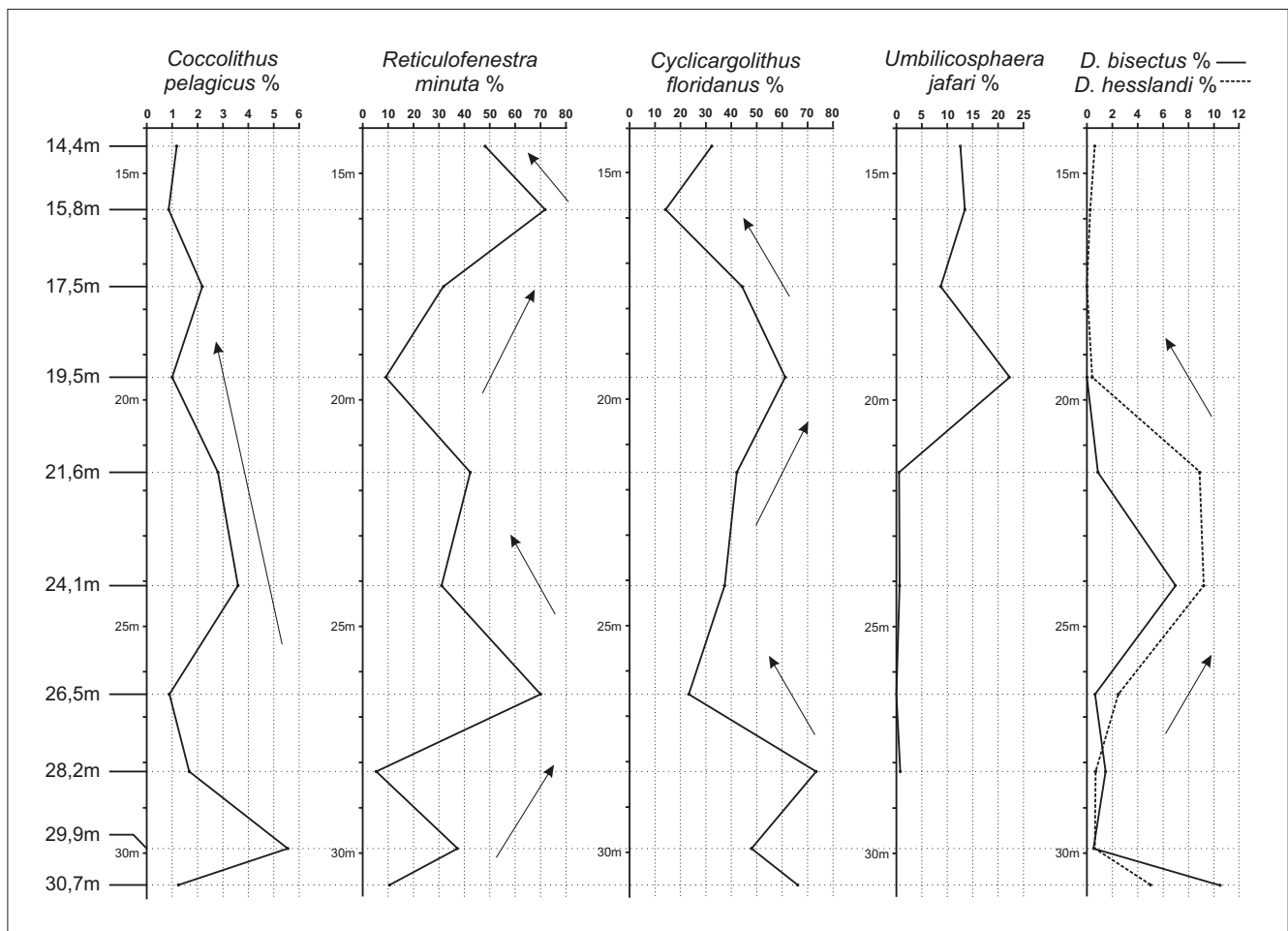


Abb. 9.
Häufigkeiten (%) ausgesuchter Arten entlang des Profils.

(BRONNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus radians* DELFANDRE in GRASSÉ, 1952, *Sphenolithus* sp., *Thoracosphaera saxea* STRADNER, 1961, *Triquetrorhabdulus* sp., *Umbilicosphaera bramlettei* (HAY & TOWE, 1962) BOWN et al., 2007 (Taf. 2, Fig. 14), *Umbilicosphaera jafari* MÜLLER, 1974, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE, 1959.

Umgelagert (Paläogen)

Coccolithus formosus (KAMPTNER, 1963) WISE, 1973, *Cruciacolithus tenuis* (STRADNER, 1961) HAY & MOHLER in HAY et al., 1967, *Discoaster barbadiensis* TAN, 1927, *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961, *Helicosphaera seminulum* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 (Taf. 2, Fig. 9), *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954, *Micula decussata* VEKSHINA, 1959, *Prinsius* spp., *Reticulofenestra hillae* BUKRY & PERCIVAL, 1971, *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968, *Toweius* sp.

Umgelagert (Kreide)

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, 1959, *Arkhangelskiella maastrichtensis* BURNETT, 1997, *Broinsonia parca* (STRADNER, 1963) BUKRY, 1969, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY, 1912) DEFLANDRE in PIVETEAU, 1952, *Eiffelithus gorkae* REINHARDT, 1965, *Lucianorhabdus* sp., *Microrhabdulus decoratus* DEF-

LANDRE, 1959, *Placozygus fibuliformis* (REINHARDT, 1964) HOFFMANN, 1970, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY, 1912) GARTNER, 1968, *Watznaueria barnesiae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968, *Watznaueria biporta* BUKRY, 1969, *Watznaueria fossacincta* (BLACK, 1971) BOWN in BOWN & COOPER, 1989.

Zusammenfassende Schlussfolgerungen

Biostratigrafie

Die benthonischen Foraminiferenfaunen mit deutlich oligozänem Charakter und dem konstanten gemeinsamen Auftreten von *Bolivina aenariensisformis* und *Bolivina fastigia* deuten schon auf eine Einstufung in den oberen Teil der Parathethys-Stufe Kiscellium hin. Bestätigt wird diese Annahme von Seiten der planktonischen Foraminiferen vor allem durch das Auftreten von *Paragloborotalia opima opima*. Letztere ermöglicht (bei gleichzeitiger Abwesenheit von *Chilouembelina cubensis*) auch eine Zuordnung dieser Faunen in die Plankton-Foraminiferen-Zone O5 (P21b; 28,3–27,3 Ma BP; WADE et al., 2011) und somit in den untersten Abschnitt der internationalen Stufe Chattium.

Das kalkige Nannoplankton weist auf eine Einstufung in die Zone NP23 hin, welche in den letzten Jahren enorm

an Reichweite zugenommen hat (VANDENBERGHE et al., 2012: 32–29,6 Ma BP, Rupelium; AGNINI et al., 2014: 32–27,2 Ma BP, Rupelium–Chattium). Von besonderer Wichtigkeit ist hier die Einschränkung auf die Zone CNO4, die ungefähr den jüngeren Abschnitt (30–26,9 Ma BP) der Zone NP23 darstellt.

Die Kombination dieser Angaben ergibt eine Einschränkung des Alters dieser Faunen und Floren auf die Zone O5 (28,3–27,3 Ma BP), unteres Chattium (international), oberes Kiscellium (Paratethys), nahe der Grenze Kiscellium/Egerium (~27,2 Ma BP; PILLER et al., 2007). Zieht man die Hinweise auf eine Regression (siehe unten) in Betracht, wurde der Schlier der Bohrung KB-L08a/01 im jüngeren Abschnitt der Zone O5 abgelagert.

Paläoökologie

Die reichen und hoch diversen benthonischen Foraminiferenfaunen aus dem Schlier der Bohrung KB-L08a/01 signalisieren für die allermeisten Proben einen möglicherweise bathyalen, offensichtlich recht stabilen vollmarinen Ablagerungsraum. Auffällig sind die vielen allochthonen, aus dem flacheren Marin eingeschwemmten Faunenelemente. Das Oligozän-Meer dieses Raumes scheint relativ kühl gewesen zu sein, was sich in den zumeist kleinwüchsigen planktonischen Foraminiferenfaunen ausdrückt. Lediglich im obersten Teil des bearbeiteten Kernabschnittes signalisieren Elemente aus dem gemäßigt warmen bis subtropisch/tropischen Bereich kurzzeitige Vorstöße wärmerer Wassermassen, vielleicht ermöglicht durch eine bessere Verbindung zum offenen Ozean.

Das kalkige Nannoplankton deutet auf vollmarine Wassermassen hin, im oberen Kernabschnitt wird eine (durch die benthonischen Foraminiferen nicht angedeutete) Verflachung des Meeresbereiches angenommen. Eine geringfügige, im Zehnermeterbereich liegende Abnahme der Wassertiefe wäre in diesem Zeitabschnitt jedoch durchaus möglich, da es während der Zone O5 (siehe oben) nach einem weltweiten markanten Meeresspiegel-Hochstand im jüngeren Abschnitt zu einer ausgeprägten Regression (FSST, Ch2 Zyklus 3. Ordnung; PILLER et al., 2007) kommt. Diese (geringfügige) Absenkung des Meeresspiegels würde auf einen bathyalen Lebensraum kaum Auswirkungen haben, flachmarine Bereiche aber nachhaltig einer kräftigen Erosion aussetzen. Im Fall des Schliers der Bohrung KB-L08a/01 hätte eine Meeresspiegelabsenkung ein Näherrücken der Küstenlinie und einen höheren Eintrag flachmariner Faunenelemente auf Grund der verstärkten Erosion am flachen Schelf (auf der Böhmisches Masse) bedeutet. Tatsächlich würde dieses Szenario mit der starken Präsenz der Morphogruppe „planokonvexe Foraminiferen“ und deren prozentueller Zunahme gegen das Hangende der untersuchten Kernstrecke (Abb. 3) korrespondieren. Die deutliche Absenkung des Ablagerungsraumes von wahrscheinlich mehreren hundert Metern (von der Pielach-Formation über die Linz-Melk-Formation zum „Älteren Schlier“; siehe Kapitel „Die Bohrung KB-L08a/01“) vor der Ablagerung der Hauptmasse des Schliers ist wahrscheinlich nicht (ausschließlich) mit globalen Meeresspiegelschwankungen, sondern eher mit tektonischen Ereignissen im Zuge der Alpenen Orogenese zu erklären. Ein wichtiger Hinweis auf die Entwicklung des Oligozän-Mee-

res ist das Aufblühen der Nannoplankton-Art *U. jafari* im oberen Abschnitt des „Schliers von der Gugl“. Es signalisiert eine Erwärmung des Meerwassers und unterstützt die Annahme von Vorstößen wärmerer Wassermassen, wie sie auch die planktonischen Foraminiferen im oberen Abschnitt der bearbeiteten Kernstrecke erkennen lassen.

Zupfing-Formation versus „Schlier von der Gugl“ (Schlier der Bohrung KB-L08a/01)

Die Zupfing-Formation (WAGNER, 1996), früher „Rupel-Tonmergel“, umfasst graue bis braungraue, bioturbate, siltige Pelite und untergeordnet feinkörnige, turbiditische Sande. Biostratigrafisch wird sie auf Grund des Auftretens von *Paragloboborotalia opima opima* (sie gilt als „Leitform“ für diese Formation; RÖGL & RUPP, 1996) in die Plankton-Foraminiferen-Zone P21 und die Nannoplanktonzone NP24 gestellt (SACHSENHOFER et al., 2010). Makroskopisch ist der Schlier von der Linzer Gugl den Peliten der Zupfing-Formation nicht unähnlich (siehe Kapitel „Die Bohrung KB-L08a/01“), wenn auch etwas gröber und das Auftreten von *P. opima opima* ermöglicht ebenfalls eine Einstufung in die Zone P21. Lediglich die Einordnung in die Zone NP23 erschwert eine Korrelation des „Schliers von der Gugl“ mit der Zupfing-Formation und würde für eine Ablagerung zur Zeit der Bildung der Dynow-Formation („Heller Mergelkalk“) und der Eggerding-Formation („Bändermergel“) (SACHSENHOFER et al., 2010) sprechen. Allerdings sind diese Formationen lithologisch nicht mit dem „Schlier von der Gugl“ vergleichbar und unter suboxisch-anoxischen Bedingungen im tiefen Molassebecken gebildet worden (SCHULZ et al., 2004; SACHSENHOFER et al., 2010). Eine mögliche Erklärung dieser scheinbaren Divergenz liegt in den drastischen veränderten Reichweiten der NP23 bei VANDENBERGHE et al. (2012) und AGNINI et al. (2014) (siehe oben) und dem häufigen Fehlen von Leitfossilien in den oft armen Nannoplankton-Vergesellschaftungen des oberen Oligozäns. Auch das Aussterben von *P. opima opima* („Leitform“ für die Zupfing-Formation, siehe oben) in der untersten NP24 (WADE et al., 2007) lässt an einer Beschränkung der Zupfing-Formation auf die Zone NP24 zweifeln. Denkbar wäre auch ein früheres Einsetzen der Bildung der Zupfing-Formation am besser durchlüfteten Beckenrand als im Becken selbst. Doch selbst wenn der „Schlier von der Gugl“ eindeutig älter wäre als die Zupfing-Formation, die lithologischen und faunistischen Ähnlichkeiten der beiden Schichtglieder wären ausreichend, den „Schlier von der Gugl“ als frühes Äquivalent der Zupfing-Formation, vielleicht in Form einer Subformation (Gugl-Subformation) mit einer etwas gröberen Lithologie und einer charakteristischen Mikrofauna (hohe Anteile von *Asterigerinata* und anderer planokonvexen Arten in Foraminiferenfaunen tieferer Meeresbereiche), anzusprechen.

Der „Asterigerinen-Horizont“

Interessant ist auch ein Vergleich der von *Asterigerinata* dominierten Foraminiferenfaunen des „Schliers von der Gugl“ mit dem von HAGN & HÖLZL (1952) aus dem Raum Siegsdorf (Rettenbach, Paul-Fischer-Graben, Rote Traun) im Hangenden der „Tonmergelstufe“ und im Liegenden des „Katt“

als „Oberes Rupel“ beschriebenen „Asterigerinen-Horizont“ (mit *A. cf. planorbis*, später *A. praepplanorbis*; siehe Kapitel „Taxonomie“). Die aus diesem Raum beschriebenen Faunen sind den uns vorliegenden Faunen nicht unähnlich, aber nicht sonderlich aussagekräftig. Etwas mehr Ähnlichkeit zeigen die Faunen des „Asterigerinen-Horizonts“ der Bohrungen Ortenburg (HAGN, 1955; REISER, 1987), stratigrafisch wichtige Arten fehlen allerdings auch hier. Für eine Parallelisierung des „Schliers von der Linzer Gugl“ mit dem „Asterigerinen-Horizont“ in Bayern einzig das recht ungewöhnliche und anhaltende Massenaufreten von *Asterigerinata* in einer Tiefwasserfazies heranzuziehen, wäre unzulässig. Die stratigrafische Position des bayerischen „Asterigerinen-Horizonts“ im Hangenden der Tonmergelstufe, in Österreich ein altes Synonym für die Zupfing-Formati-

on (WAGNER, 1996), lässt jedoch an einer Parallelisierung mit dem „Schlier von der Gugl“, welcher bestenfalls mit dem unteren Teil der Zupfing-Formation korreliert wird (siehe oben), zweifeln.

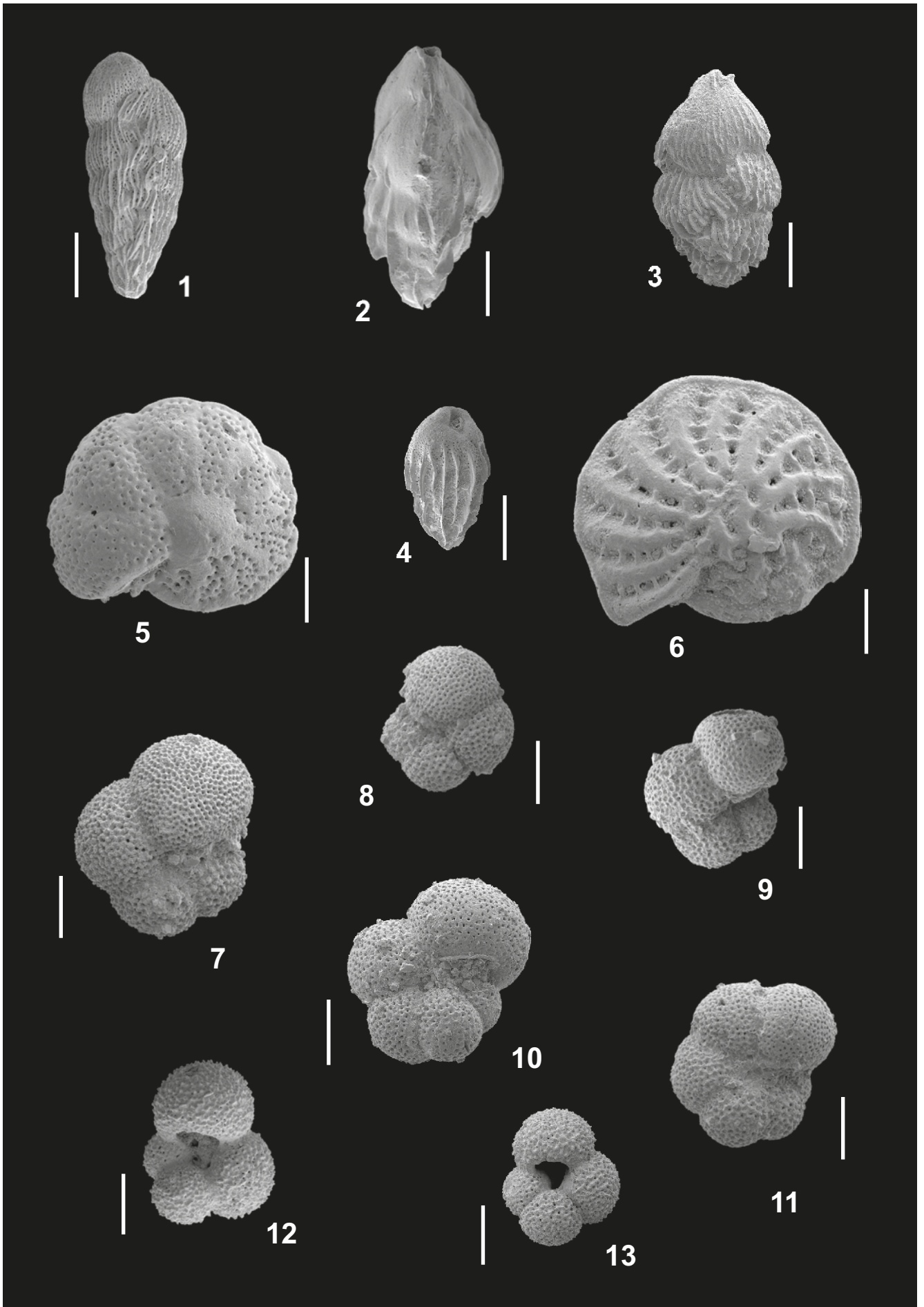
Dank

Die Autoren danken SEBASTIAN JAKOBS (Jakobs Beratende Geologen; www.baugeologie.at) für seine Hilfe bei der Zugänglichmachung, Aufnahme und Beprobung der Bohrung KB-L08a/01 sowie Frau SABINE GIESSWEIN (Geologische Bundesanstalt) für die Erstellung der Elektronenmikroskop-Aufnahmen.

Tafel 1

Ausgewählte Foraminiferen der Bohrung KB-L08a/01 (weiße Balken: 100 µm):

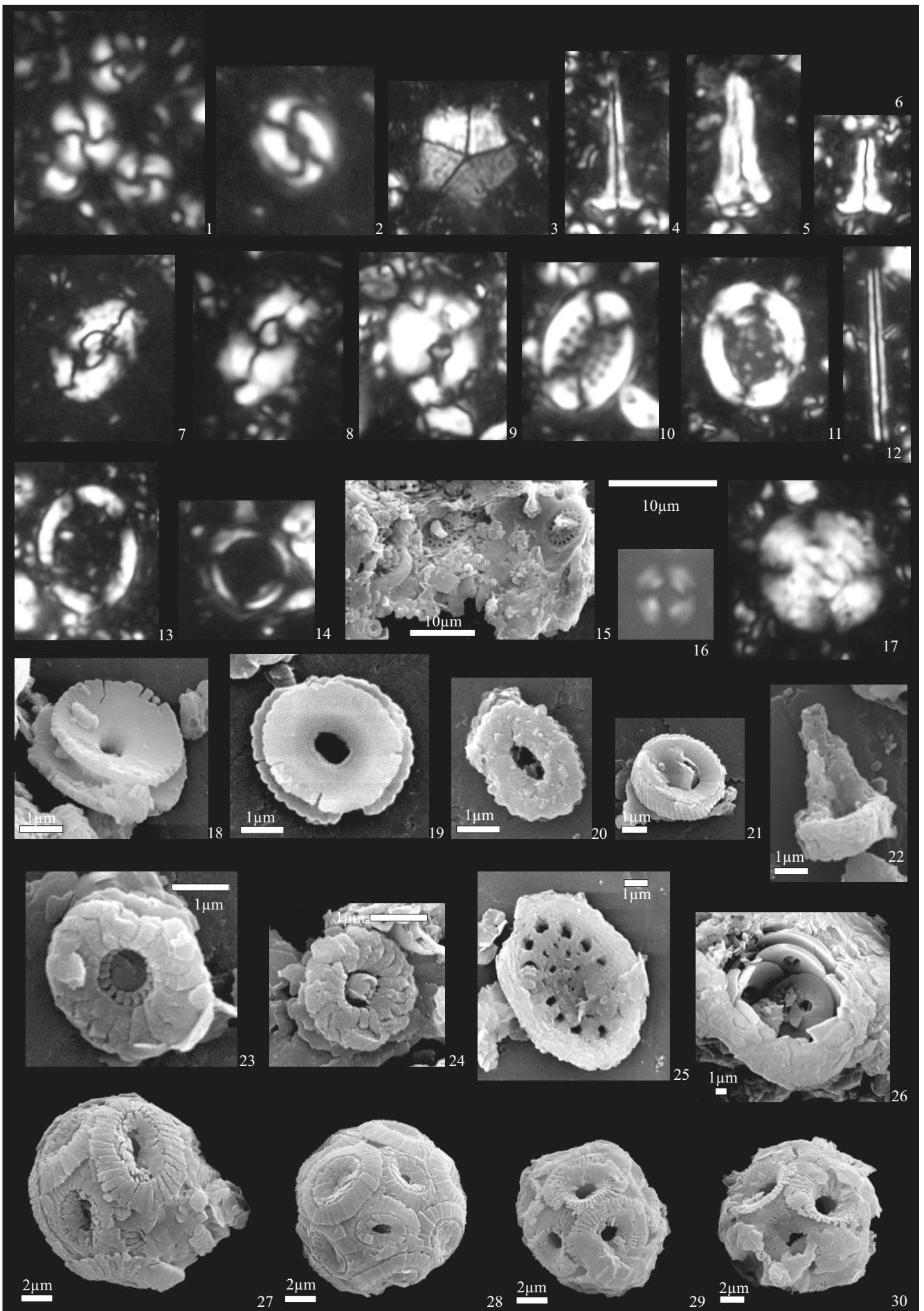
- Fig. 1: *Bolivina tereta* (CUSHMAN), Probe 21,6 m.
- Fig. 2: *Angulogerina halkyardi* CUSHMAN & EDWARDS, Probe 21,6 m.
- Fig. 3: *Uvigerina rippensis* COLE, Probe 19,5 m.
- Fig. 4: *Bulimina arndti* HAGN, Probe 17,5 m.
- Fig. 5: *Cibicoides praelopjanicus* MYATLYUK, Probe 17,5 m.
- Fig. 6: *Elphidium* cf. *karpatikum* MYATLYUK, Probe 17,5 m.
- Fig. 7: *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI), Probe 15,8 m.
- Fig. 8: *Paragloborotalia opima nana* (BOLLI), Probe 15,8 m.
- Fig. 9: *Paragloborotalia?* *pseudocontinua* (JENKINS), Probe 15,8 m.
- Fig. 10: *Paragloborotalia?* *semivera* (HORNIBROOK), Probe 15,8 m.
- Fig. 11: *Paragloborotalia* cf. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), Probe 15,8 m.
- Fig. 12: *Globigerina praebulloides* BLOW, Probe 14,4 m.
- Fig. 13: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, Probe 14,4 m.
-



Tafel 2

Kalkiges Nannoplankton aus der Bohrung KB-L08a/01:

- Figs. 1, 18, 19, 26: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971; Probe 17,5 m.
- Figs. 2, 27, 28: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930; 2: Probe 17,5 m; 27, 28: Probe 14,4 m.
- Fig. 3: *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE, 1947; Probe 14,4 m.
- Figs. 4–6, 22: *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959; Probe 17,5 m.
- Fig. 7: *Helicosphaera intermedia* MARTINI, 1965; Probe 14,4 m.
- Fig. 8: *Helicosphaera euphratis* HAQ, 1966; Probe 17,5 m.
- Fig. 9: *Helicosphaera seminulum* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961; Probe 17,5 m.
- Figs. 10, 25: *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948 ex DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) ROTH, 1970; Probe 17,5 m.
- Figs. 11, 13: *Pontosphaera latelliptica* (BÁLDI-BEKE, 1974) PERCH-NIELSEN, 1984; Probe 17,5 m.
- Fig. 12: *Blackites tenuis* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SHERWOOD, 1974; Probe 17,5 m.
- Fig. 14: *Umbilicosphaera bramlettei* (HAY & TOWE, 1962) BOWN et al., 2007; Probe 17,5 m.
- Fig. 15: Probe 17,5 m, reich an *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948 ex DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) ROTH, 1970 und *Umbilicosphaera jafari* MULLER, 1974.
- Figs. 16, 23, 24, 29, 30: *Umbilicosphaera jafari* MULLER, 1974; 16, 29, 30: Probe 14,4 m; 23, 24: Probe 17,5 m.
- Fig. 17: *Dictyococcites bisectus* (HAY et al., 1966) BUKRY & PERCIVAL 1971; Probe 17,5 m.
- Fig. 20: *Reticulofenestra minuta* ROTH, 1970; Probe 15,8 m.
- Fig. 21: *Pyrocyclus* sp.; Probe 15,8 m.
-



Literatur

- AGIP (1982): Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica. – 2. Ausgabe, 128 S., Milano (AGIP S.p.A.).
- AGNINI, C., FORNACIARI, E., RAFFI, I., CATANZARITI, R., PÄLIKE, H., BACKMAN, J. & RIO, D. (2014): Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. – *Newsletters on Stratigraphy*, **47/2**, 131–181, Berlin–Stuttgart.
- ALBANI, A.D. & YASSINI, I. (1989): Taxonomy and distribution of shallow-water lagenid Foraminifera from the south-eastern coast of Australia. – *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, **40**, 369–401, Melbourne.
- ANDREAE, A. (1884): Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. – *Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen*, **2/3**, 331 S., Straßburg.
- ARKHANGELSKY, A.D. (1912). Verkhnenemelovya otolozheniga vosto-ka europeyskog rosi (Upper Cretaceous deposits of east European Russia). – *Materialien zur Geologie Russlands*, **25**, 1–631, St. Petersburg.
- BALDI, K. & HOHENEGGER, J. (2008): Paleoecology of benthic foraminifera of the Baden-Sooss section (Badenian, Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 411–424, Bratislava.
- BALDI, T. & SENES, J. (1975): Chronostratigraphie Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Band V, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. – 577 S., Bratislava (SAV).
- BALDI, T., LESS, G. & MANDIC, O. (1999): Some new aspects of the lower boundary of the Egerian stage (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/2**, 653–668, Wien.
- BÁLDI-BEKE, M. & BALDI, T. (1974): Nannoplankton and molluscs of the Novaj profile, a faciostratotype for Egerian. – *Földtani Közlöny Bulletin*, Hungarian Geological Society, **104**, 60–88, Budapest.
- BANDY, O.L. (1949): Eocene and Oligocene Foraminifera from Little Stave Creek, Clarke County, Alabama. – *Bulletins of American Paleontology*, **32/131**, 210 S., Ithaca, N.Y.
- BATJES, D.A.J. (1958): Foraminifera of the Oligocene of Belgium. – *Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Mémoires*, **143**, 188 S., Brüssel.
- BAUMANN, K.-H., SAAVEDRA-PELLITERO, M., BÖCKEL, B. & OTT, C. (2016): Morphometry biogeography and ecology of *Calcidiscus* and *Umbilicosphaera* in the South Atlantic. – *Revue de Micropaléontologie*, **59/3**, 239–251, Paris.
- BERGGREN, W.A. & PEARSON, P.N. (2006): Tropical to subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene. – *In: PEARSON, P.N., OLSSON, R.K., HUBER, B.T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W.A.: Atlas of Eocene planktonic foraminifera. – Cushman Foundation of Foraminiferal Research, Special publication*, **41**, 29–40, Fredericksburg.
- BLACK, M. (1964): Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts. – *Palaeontology*, **7**, 306–316, London.
- BLACK, M. (1971): The systematics of coccoliths in relation to the paleontological record. – *In: FUNNELL, B.M. & RIEDEL, W.R. (Eds.): The Micropaleontology of the Oceans*, 611–624, Cambridge.
- BLACK, M. & BARNES, B. (1959): The structure of Coccoliths from the English Chalk. – *Geological Magazine*, **96**, 321–328, Cambridge.
- BLOW, W.H. (1969): Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – *In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H.H. (Eds.): Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967, Volume 1*, 199–422, Leiden (E.J. Brill).
- BOERSMA, A. (1984): *Handbook of common Tertiary Uvigerina. – 207 p., Stony Point, New York (Microclimates Press).*
- BOLLI, H.M. (1957): Planktonic Foraminifera from the Oligocene–Miocene Ciperó and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. – *Bulletin of the U.S. National Museum*, **215**, 97–123, Washington, D.C.
- BOLLI, H.M. & SAUNDERS, J.B. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. – *In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy*, 155–262, London (Cambridge University Press).
- BORNEMANN, J.G. (1855): Die mikroskopische Fauna des Septarienthones von Hermsdorf bei Berlin. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **7**, 307–371, Berlin.
- BOWN, P.R. & COOPER, M.K.E. (1989): New calcareous nannofossils from the Jurassic. – *Journal of Micropalaeontology*, **8**, 91–96, London.
- BOWN, P.R., DUNKLEY-JONES, T. & YOUNG, J.R. (2007): *Umbilicosphaera jordanii* BOWN 2005 from the Paleogene of Tanzania: confirmation of generic assignment and a Paleocene origination for the family Calcidiscaceae. – *Journal of Nannoplankton Research*, **29/1**, 25–30, Houston, Texas.
- BRADY, H.B. (1884): Report on the foraminifera collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–1876. – *Reports on the scientific results of the voyage of the H.M.S. Challenger. – Zoology*, **9**, 814 S., Edinburgh.
- BRAMLETTE, M.N. & RIEDEL, W.R. (1954): Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. – *Journal of Paleontology*, **28**, 385–403, Tulsa, Oklahoma.
- BRAMLETTE, M.N. & SULLIVAN, F.R. (1961): Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. – *Micro-paleontology*, **7**, 129–188, New York.
- BRAMLETTE, M.N. & WILCOXON, J.A. (1967): Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperó section, Trinidad, W.I. – *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **5**, 93–131, New Orleans, Louisiana.
- BRÖNNIMANN, P. & STRADNER, H. (1960): Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. – *Erdoel-Zeitschrift*, **76/10**, 364–369, Wien–Hamburg.
- 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. (1969): Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. – *The University of Kansas Paleontological Contributions, Article 51 (Protista 2)*, 1–79, Lawrence, Kansas.
- BUKRY, D. & BRAMLETTE, M.N. (1969): Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. – *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **7**, 131–142, New Orleans, Louisiana.
- BUKRY, D. & PERCIVAL, S.F. (1971). New Tertiary calcareous nannofossils. – *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, **8**, 123–146, New Orleans, Louisiana.
- BURNETT, J.A. (1997): New species and new combinations of Cretaceous nannofossils and a note on the origin of *Petrarhabdus* (Deflandre) Wise & Wind. – *Journal of Nannoplankton Research*, **19/2**, 133–146, Houston, Texas.

- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene-Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. – *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **549**, 325 S., Frankfurt am Main.
- COLE, W.S. (1927): A foraminiferal fauna from the Guayabal formation in Mexico. – *Bulletins of American Paleontology*, **14**, 1–46, Ithaca, N.Y.
- ČORIĆ, S. & HOHENEGGER, J. (2008): Quantitative analyses of calcareous nannoplankton assemblages from the Baden-Sooss section (Middle Miocene of Vienna Basin, Austria). – *Geologica Carpathica*, **59/5**, 447–460, Bratislava.
- CUSHMAN, J.A. (1913): A monograph of the foraminifera of the North Pacific Ocean. Part III. Lagenidae. – *Bulletin of the United States National Museum*, **71**, 1–125, Washington, D.C.
- CUSHMAN, J.A. (1923): The Foraminifera of the Vicksburg Group. – U.S. Geological Survey, Professional Paper, **113**, 11–71, Washington, D.C.
- CUSHMAN, J.A. (1925): Some Textulariidae from the Miocene of California. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **1/2**, 29–35, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1927a): Some new genera of the foraminifera. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **2/4**, 77–81, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1927b): New and interesting Foraminifera from Mexico and Texas. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **3/2**, 111–119, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1933): New foraminifera from the Upper Jackson Eocene of the southern coastal plain region of the United States. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **9/1**, 1–21, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1936a): New genera and species of the families *Verneuilinidae* and *Valvulinidae* and of the subfamily *Virgulinae*. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Special Publication*, **6**, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. (1936b): Some new species of *Nonion*. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **12/3**, 63–69, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & DUSENBURY, A.N. JR. (1934): Eocene foraminifera from the Poway Conglomerate of California. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **10/3**, 51–65, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & EDWARDS, P.G. (1937): Notes on the early described Eocene species of *Uvigerina* and some new species. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **13/2**, 54–61, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & ELLISOR, A.C. (1931): Some new Tertiary Foraminifera from Texas. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **7/3**, 51–58, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & JARVIS, P.W. (1929): New foraminifera from Trinidad. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **5/1**, 6–17, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & PARKER, F.L. (1937): Notes on some Oligocene Species of *Bulimina* and *Buliminella*. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **13/1**, 36–40, Sharon, Massachusetts.
- CUSHMAN, J.A. & RENZ, H.H. (1941): New Oligocene–Miocene Foraminifera from Venezuela. – *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, **8/3–4**, 51–72, Sharon, Massachusetts.
- CUVIER, G. (1829–1844): *Iconographie du règne animal de G. Cuvier*, ed. Guérin-Méneville, M.F.E. – ohne Seitenzählung, Paris (J.B. Baillière).
- CZUŽEK, J. (1848): Beitrag zur Kenntniss der fossilen Foraminiferen. – *Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen*, **2**, 137–150, Wien.
- DE KAENEL, E. & VILLA, G. (1996): Oligocene-Miocene calcareous nannofossil Biostratigraphy and Paleoecology from the Iberia abyssal plain. – *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, **149**, 79–145, Washington, D.C.
- DE MAN, E., VAN SIMAEYS, S., DE MEUTER, F. KING, C. & STEURBAUT, E. (2004): Oligocene benthic foraminiferal zonation for the southern North Sea Basin. – *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Aardwetenschappen*, **74** supplement, 177–195, Bruxelles.
- DEFLANDRE, G. (1947): *Braarudosphaera* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés actuels a elements composites. – *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, **225**, 439–441, Paris.
- DEFLANDRE, G. (1952): Classe des Coccolithophoridés. (Coccolithophoridae Lohmann, 1902). – In: GRASSÉ, P.P. (Ed.): *Traite de Zoologie*, 439–470, Paris (Masson).
- DEFLANDRE, G. (1957): *Gonolithus* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés, à éléments pentagonaux non composites. – *Comptes Rendus (Hebdomadaires des Séances) de l'Académie des Sciences Paris*, **244**, 2539–2541, Paris.
- DEFLANDRE, G. (1959): Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. – *Revue de Micropaléontologie*, **2**, 127–152, Paris.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C. (1954): Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. – *Annales de Paléontologie*, **40**, 115–176, Paris.
- DORIS interMAP – Startseite – Land Oberösterreich: <https://doris.ooe.gv.at> (abgerufen am 10.07.2017).
- DOUGLAS, R.G. (1979): Benthic foraminiferal ecology and paleoecology. A review of concepts and methods. – In: LIPPS, J.H., BERGER, W.H., BUZAS, M.A., DOUGLAS, R.G. & ROSS, C.A. (Eds.): *Foraminiferal ecology and paleoecology. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, **6**, 21–54, Houston.
- DUNKLEY JONES, T., BOWN, P.R. & PEARSON, P. (2009): Exceptionally well preserved upper Eocene to lower Oligocene calcareous nannofossils (Prymnesiophycidae) from the Pande Formation (Kilwa Group), Tanzania. – *Journal of Systematic Palaeontology*, **7/4**, 359–411, London.
- EGGER, J.G. (1857): Die Foraminiferen der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde*, **1857**, 266–311, Stuttgart.
- ELLERMANN, C. (1960): Foraminiferen aus dem Oligozän des Schachtes Kapellen (Niederrhein) mit Variationsstatistik von *Elphidium subnodosum* (ROEMER). – *Geologisches Jahrbuch*, **77**, 645–710, Hannover.
- ELLIS, A.D. JR. (1939): Significant foraminifera from the Chickasawhay bed of Wayne County, Mississippi. – *Journal of Paleontology*, **13/4**, 423–424, Tulsa, Oklahoma.
- ELLIS, B.F. & MESSINA, A.R. (1940 fortlaufend): *Catalogue of Foraminifera*. – American Museum of Natural History, New York.
- FICHTEL, L. & MOLL, J.P.C. (1798): *Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta*. – 123 S., Wien (Anton Pichler).

- FRANZENAU, A. (1884): Heterolepa, egy új genus a foraminiferák rendjében. – Heterolepa, eine neue Gattung aus der Ordnung der Foraminiferen. – Természettudományi Füzetek, **8/3**, 181–184, 214–217, Budapest.
- GARTNER, S. (1968): Coccoliths and related calcareous nanofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. – The University of Kansas Paleontological Contributions, Article 48 (Protista 1), 1–56, Lawrence, Kansas.
- GARTNER, S. (1969): Two new calcareous nanofossils from the Gulf Coast Eocene. – Micropaleontology, **15**, 31–34, New York.
- GELLAI-NAGY, A. (1989): Delineation of Hantken's foraminiferal species from the original collection. – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése (Annual Report of the Hungarian Geological Institute), **1988/2**, 133–173, Budapest.
- GRAN, H.H. & BRAARUD, T. (1935): A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity). – Journal of the Biological Board of Canada, **1**, 279–467, Ottawa.
- GÜMBEL, C.W. (1868): Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. – Abhandlungen der mathematisch-physikalischen Classe der Königlichen Bayerischen Akademie der Wissenschaften, **10**, 581–730, München.
- HAGN, H. (1955): Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. – Palaeontographica A, **104**, 1–119, Stuttgart.
- HAGN, H. (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). – Palaeontographica A, **107**, 67–210, Stuttgart.
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. – Geological Bavarica, **10**, 208 S., München.
- HAMMER, O., HARPER, D.A.T. & RIAN, P.D. (2005): Paleontological Statistics, Vers. 1.34. – <http://folk.uio.no/ohammer/past> (abgerufen am 10.07.2017).
- HANTKEN, M. (1868): A Kis-Czelli talyag foraminiferai. – Magyarhoni Földtani Tarsulat Munkalatai, **4**, 75–96, Pest.
- HANTKEN, M. (1875): Die Fauna der *Clavulina szaboi*-Schichten. I. Foraminiferen – Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Königlichen Ungarischen Geologischen Anstalt, **4/1**, 1–93, Budapest.
- HAQ, B.U. (1966): Electron microscope studies on some upper Eocene calcareous nannoplankton from Syria. – Stockholm Contributions in Geology, **15**, 23–37, Stockholm.
- HAQ, B.U. (1968): Studies on Upper Eocene calcareous nannoplankton from NW Germany. – Stockholm Contributions in Geology, **18**, 13–74, Stockholm.
- HAQ, B.U. (1971): Paleogene calcareous nanoflora. Part II: Oligocene of Western Germany. – Stockholm Contributions in Geology, **25/2**, 57–97, Stockholm.
- HAQ, B.U. (1980): Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. – Micropaleontology, **26**, 414–443, New York.
- HAY, W.W. & TOWE, K.M. (1962): Electron microscope examination of some coccoliths from Donzacq (France). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **55**, 497–517, Basel.
- HAY, W.W., MOHLER, H.P. & WADE, M.E. (1966): Calcareous nanofossils from Nal'chik (northwest Caucasus). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **59**, 379–399, Basel.
- HAY, W.W., MOHLER, H.P., ROTH, P.H., SCHMIDT, R.R. & BOUDREAU, J.E. (1967): Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. – Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, **17**, 428–480, Tulsa, Oklahoma.
- HOFFMANN, N. (1970): Placozygus n. gen. (Coccolithineen) aus der Oberkreide des nördlichen Mitteleuropas. – Geologie, **19**, 1004–1009, Berlin.
- HOFMANN, G.W. (1967): Untersuchungen an der Gattung *Bolivina* (Foraminifera) im Oligozän und Miozän der ostbayerischen Molasse. – Geologica Bavarica, **57**, 121–204, München.
- IACCARINO, S.M., PREMOLI SILVA, I., BIOLZI, M., FORESI, L.M., LIRER, F. & PETRIZZO, M.R. (2005): Practical manual Oligocene to Middle Miocene Planktonic foraminifera. – In: BIOLZI, M., IACCARINO, S.M. & RETTORI, R. (Eds.): International school on planktonic Foraminifera, 4^o course, 124 pp., Perugia.
- JENKINS, D.G. (1960): Planktonic Foraminifera from the Lake Entrance Oil Schaft, Victoria, Australia. – Micropaleontology, **6/4**, 345–371, New York.
- JENKINS, D.G. (1966): Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **8/6** (1965), 1088–1126, Wellington, New Zealand.
- JONES, R.W. (1994): The Challenger Foraminifera. – 149 S., the Natural History Museum, London (Oxford University Press).
- KAMPTNER, E. (1963): Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **66**, 139–204, Wien.
- KARRER, F. (1868): Die miocäne Foraminiferenfauna von Kostaj im Banat. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **58**, 1–73, Wien.
- LE CALVEZ, Y. (1970): Contribution à l'étude des Foraminifères Paléogènes du Bassin de Paris. – Cahiers de Paléontologie, **326** S., Paris.
- LE CALVEZ, Y. (1977): Revision des Foraminifères de la Collection D'ORBIGNY. II – Foraminifères de l'île de Cuba – Tome 2. – Cahiers de Micropaleontologie, **1977/2**, 129 S., Paris.
- LEVIN, H.L. (1965): Coccolithophoridae and related microfossils from the Yazoo Formation (Eocene) of Mississippi. – Journal of Paleontology, **39/2**, 265–272, Tulsa, Oklahoma.
- LINDENBERG, H.G. (1964): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **4** (1965), 64–160, Modena.
- LOCKER, S. (1967): Neue, stratigraphisch wichtige Coccolithophoriden (Flagellata aus dem norddeutschen Alttertiär). – Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften, **9/10**, 758–769, Berlin.
- 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–xxx, 900 S., Geological Society of America/University Kansas Press.
- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1966): Annotated index and bibliography of calcareous nannoplankton. – Phycologia, **5**, 81–216, Lawrence, Kansas.
- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. – 970 S., London (Chapman & Hall) – New York (Van Nostrand Reinhold Comp.).

- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1994): Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. – Special Publication of the Cushman Foundation on Foraminiferal Research, **31**, 1–118, Cambridge.
- ŁUCZKOWSKA, E. (1974): Miliolidae (Foraminifera) from the Miocene of Poland. Part 2: Biostratigraphy, palaeoecology and systematics. – Acta Palaeontologica Polonica, **19/1**, 3–176, Warszawa.
- MARIE, P. (1941): Foraminifères de la Craie: Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris. – Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, **12/1**, 296 S., Paris.
- MARTINI, E. (1965): Mid-Tertiary calcareous nannoplankton from Pacific deep-sea cores. – Colston Papers, **17**, 393–411, London.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI A. (Ed.): Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970. – Edizioni Tecnoscienza, Roma, **2**, 739–785, Roma.
- MARTINI, E. & RITZKOWSKI, S. (1968): Was ist das ‚Unter-Oligozän‘? Eine Analyse der Beyrich'schen und Koenen'schen Fassung der Stufe mit Hilfe des fossilen Nannoplanktons. – Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, II Mathematisch-Physikalische Klasse, **13**, 231–250, Göttingen.
- MATHELIN, J.-C. & SZTRÁKOS, K. (1993): L'Eocene de Biarritz (Pyrénées Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Monographie des foraminifères. – Cahiers de Micropaléontologie, N.S., **8/1**, 5–85, Paris.
- MATTHES, H.W. (1939): Die Lagenen des deutschen Tertiärs. – Palaeontographica A, **90**, 49–108, Stuttgart.
- MAYNC, W. (1952): *Alveolophragmium venezuelanum* n. sp. from the Oligo-Miocene of Venezuela (with discussion of other species of the genus). – Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, **3**, 142–143, Washington, D.C.
- MCCULLOCH, I. (1977): Quantitative observations on recent foraminiferal tests with emphasis on the eastern Pacific, parts 1–3. – 1079 S., Publication of the University of Southern California, Los Angeles.
- MEHRNUSCH, M. (1993): Die Bolivinen (Foraminifera) des Oligo-Miozäns der Niederrheinischen Bucht. – Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, **22**, 159–210, Mainz.
- MORKHOFEN, F.P.C.M. VAN, BERGGREN, W.A. & EDWARDS, A.S. (1986): Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. – Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, Memoir **11**, 421 S., 126 Pls., Pau.
- MÜLLER, C. (1970): Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Norddeutschland und Belgien. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **135**, 82–101, Stuttgart.
- MÜLLER, C. (1974): Nannoplankton aus dem Mittel-Miozän von Walbersdorf (Burgenland). – Senckenbergiana Lethaea, **55**, 389–405, Stuttgart.
- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. – 397 S., John Wiley, New York und Longman Scientific and Technical, Harlow, U.K.
- NEUGEBORN, J.L. (1850): Foraminiferen von Felső Lapugy unweit Dobra im Carlsburger District ehemals Hunyader Comit. Zweiter Artikel. – Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, **1**, 118–127, Hermannstadt.
- NEUGEBORN, J.L. (1852): Foraminiferen von Ober-Lapugy, beschrieben und nach der Natur gezeichnet, IV (Schluss). – Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, **3**, 50–59, Hermannstadt.
- NOMURA, R. (1983): Cassidulinidae (Foraminiferida) from the uppermost Cenozoic from Japan (Part 2). – Tohoku University Science Report, 2nd serie (Geology), **54/1**, 1–93, Sendai, Japan.
- OKADA, H. & MCINTYRE, A. (1979): Seasonal distribution of the modern Coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. – Marine Biology, **54**, 319–328, New York.
- ORBIGNY, A. D' (1839): Voyage dans l'Amerique Meridionale. 5. partie: Foraminifères. – 86 S., Paris–Straßburg (P. Bertran).
- ORBIGNY, A. D' (1846): Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). – Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. – XXXVII + 312 S., Paris (Gide et Comp.).
- PAPP, A. (1975): Die Entwicklung der Uvigerinen in der Puchkirchner Schichtengruppe. – In: BALDI, T. & SENES, J. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **V**, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchner Schichtengruppe und die Bretkaer Formation, 289–307, Bratislava (SAV).
- PAPP, A. & SCHMID, M.E. (1985): Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **37**, 311 S., Wien.
- PERCH-NIELSEN, K. (1968): Naninfula, genre nouveau nannofossiles calcaires du Tertiaire danois. – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **267**, 2298–2300, Paris.
- PERCH-NIELSEN, K. (1971): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. – Biologiske Skrifter. Kongelige Danske Videnskabskabernes Selskab, **18/3**, 1–76, Kopenhagen.
- PERCH-NIELSEN, K. (1984). Validation of new combinations. – Newsletter of the International Nannoplankton Association, **6/1**, 42–46, London.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.: Plankton stratigraphy, 427–554, Cambridge (University Press).
- PERESSON-HOMAYOUN, M. (2005): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an bedeutenden Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf umweltrelevante, rohstoffwissenschaftliche und grundlagenorientierte Auswertungen insbesondere in der Molassezone und den penninischen Einheiten Oberösterreichs. – Unveröffentlichter Bericht, FA Rohstoffgeologie, 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4/2/3**, 151–168, New York.
- PIVETEAU, J. (1952): Traité de Paléontologie. – In: GRASSÉ, P.P. (Ed.): Traité de zoologie. Anatomie, systématique, biologie, **1**, part 1, Phylogénie. Protozoaires: Généralités. Flagellés, 107–115, Paris (Masson & Cie).
- POPESCU, G. & BROTEA, D. (1989): Genus Protentella (Foraminifera) in North Transylvania Oligocene. – In: PETRESCU, I. (Ed.): The Oligocene from the Transylvanian Basin, Romania. – University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, 255–260, Cluj-Napoca.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & PERESSON, M. (2010): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich (Projekt OC 35/2009–2011; Jahresendbericht 2009). – Unveröffentlichter Bericht, FA Rohstoffgeologie, 147 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

- POKORNY, V. (1956): New Discorbidae (Foraminifera) from the Upper Eocene brown Pouzdrany Marl, Czechoslovakia. – University of North Carolina, Geology, **2/3**, 257–278, Prag.
- PRINS, B. (1979): Notes on nannology 1. *Clausicoccus*, a new genus of fossil Coccolithophorids. – INA Newsletter of the International Nannoplankton Association, **1**, N2–N4, London.
- REINHARDT, P. (1964): Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. – Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **6**, 749–759, Berlin.
- REINHARDT, P. (1965): Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). – Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **7**, 30–40, Berlin.
- 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 Tertiärbeckens. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1**, 365–390, Wien.
- REUSS, A.E. (1851): Ueber die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. – Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, **3**, 49–92, Berlin.
- REUSS, A.E. (1856): Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **18/2** (1855), 197–273, Wien.
- REUSS, A.E. (1863a): Die Foraminiferen-Familie der Lagenideen. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **46** (1862), 309–342, Wien.
- REUSS, A.E. (1863b): Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferen-Fauna (zweite Folge). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **48**, 36–71, Wien.
- REUSS, A.E. (1865): Zur Fauna des deutschen Oberoligocäns. Erste Abteilung. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **50** (1864), 1–48, Wien.
- REUSS, A.E. (1866): Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **25**, 1–98, Wien.
- REUSS, A.E. (1867): Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **55**, 17–182, Wien.
- ROEMER, A.E. (1838): Die Cephalopoden des norddeutschen tertiären Meeressandes. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde, **1838**, 381–395, Stuttgart.
- ROETZEL, R., ČORIĆ, S., GALOVIĆ, I. & RÖGL, F. (2006): Early Miocene (Ottangian) coastal upwelling conditions along the southeastern scarp of the Bohemian Massif (Parisdorf, Lower Austria, Central Paratethys). – Beiträge zur Paläontologie Österreichs, **30**, 387–413, Wien.
- RÖGL, F. (1994): *Globigerina ciperoensis* (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **96 A**, 133–159, Wien.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypothesis of an Oligocene to Miocene Paleogeography (short overview). – Geologica Carpathica, **50/4**, 339–349, Bratislava.
- RÖGL, F. & HANSEN, H.J. (1984): Foraminifera described by Fichtel & Moll in 1798. A revision of Testacea Microscopica. – Neue Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, **3**, 143 S., Wien.
- RÖGL, F. & RUPP, C. (1996): Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, T. & RUPP, C. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österreichische Geologische Gesellschaft“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels. – Exkursionsführer Nr. **16**, 66–72, Österreichische Geologische Gesellschaft/Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROMEIN, A.J.T. (1979): Lineages in Early Paleogene calcareous nannoplankton. – Utrecht Micropaleontological Bulletins, **22**, 1–231, Utrecht.
- ROTH, P.H. (1970): Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. – Eclogae Geologicae Helveticae, **63**, 799–881, Basel.
- ROTH, P.H. & HAY, W.W. (1967): Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area and Transoceanic Correlation. – Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, **17**, 428–480, Tulsa, Oklahoma.
- ROTH, P.H. (1973): Calcareous nanofossils – Keg 17, Deep Sea Drilling Project, Initial. – Report Deep Sea drilling Project, **17**, 695–795, Washington.
- RUPP, C. (1986): Paläoökologie der Foraminiferen in der Sand-schalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – Beiträge zur Paläontologie Österreichs, **12**, 180 S., Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 67–100, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.
- RUPP, C. & HAUNOLD-JENKE, Y. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem oberösterreichischen Zentralraum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/2**, 227–302, Wien.
- RUPP, C. & 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 (VEDA).
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RZEHA, A. (1888): Die Foraminiferen der Nummulitenschichten des Waschberges und Michelsberges bei Stockerau in Nieder-Oesterreich. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1888**, 226–229, Wien.
- SACCO, F. (1893): Le bathysiphon à l'état fossile. – Bulletin de la Société Géologique de France, série 3, **21**, 165–169, Paris.
- SACHSENHOFER, R.F., LEITNER, B., LINZER, H.-G., BECHTEL, A., ČORIĆ, S., GRATZER, R., REISCHENBACHER, D. & SOLIMAN, A. (2010): Deposition, erosion and hydrocarbon source potential of the Oligocene Eggerding Formation (Molasse Basin, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **103/1**, 76–99, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, H. **6**, Magistrat Linz.
- SCHILLER, J. (1925): Die planktonischen Vegetationen des adriatischen Meeres. A. Die Coccolithophoriden-Vegetation in den Jahren 1911–14. – Archiv für Protistenkunde, **51**, 1–130, Jena (G. Fischer).
- SCHILLER, J. (1930): Coccolithineae. – In: Dr. L. RABENHORST's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, **10/2**, 89–267, Leipzig (Akademische Verlagsgesellschaft).

- SCHUBERT, R.J. (1901): Neue und interessante Foraminiferen aus dem südtiroler Alttertiär. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **14**, 9–26, Wien.
- SCHULZ, H.-M., BECHTEL, A., RAINER, T., SACHSENHOFER, R.F. & STRUCK, U. (2004): Paleooceanography of the western Central Paratethys during Early Oligocene nannoplankton zone NP23 in the Austrian Molasse Basin. – *Geologica Carpathica*, **55/4**, 311–323, Bratislava.
- SHERWOOD, R.W. (1974): Calcareous nannofossil systematics, palaeoecology and biostratigraphy of the Middle Eocene Weches Formation of Texas. – *Tulane Studies in Geology*, **11/1**, 1–79, New Orleans, Louisiana.
- SOLDANI, A. (1789–1795): Testaceographiae ac zoophytographiae parvae et microscopicae. – v. 1 (pt. 1), XXXII + 80 p., 93 Pls., 1789; v. 1 (pt. 2), p. 81–200, Pls. 94–142, 1791; v. 1 (pt. 3), p. 201–289, Pls. 143–179, 1795; Senis (F. Rossi).
- SPEZZAFERRI, S. (1995): Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene-Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 43–74, Amsterdam (Elsevier).
- SPIEGLER, D. (1974): Biostratigraphie des Tertiärs zwischen Elbe und Weser/Aller (Benthonische Foraminiferen, Oligo-Miozän). – *Geologisches Jahrbuch*, **A 16**, 27–69, Hannover.
- STRADNER, H. (1961): Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. – *Erdöl-Zeitschrift*, **77/3**, 77–88, Wien–Hamburg.
- STRADNER, H. (1962): Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **2**, 363–377, Wien.
- STRADNER, H. (1963): New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. – *Proceedings of the Sixth World Petroleum Congress, Section 1 Paper 4*, 167–183, Frankfurt am Main.
- STRADNER, H. & EDWARDS, A. (1968): Electron microscopic studies on Upper Eocene coccoliths from Oamaru Diatomite, New Zealand. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 13*, 1–66, Wien.
- 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.
- SZTRÁKOS, K. (1979): La stratigraphie, paleoecologie, paleogeographie et les foraminifères de l'Oligocene du nord-est de la Hongrie. – *Cahiers de Micropaléontologie*, **1997/3**, 1–95, Paris.
- SZTRÁKOS, K. (1982): Les foraminifères de la marne de Buda et la limite Eocène-Oligocène en Hongrie. – *Cahiers de Micropaléontologie*, **4**, 1–48, Paris.
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijt en mergelgesteenten van de Molukken. – *Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch-Indie*, **55**, 111–122, Batavia.
- VANDEBERGHE, N., HILGEN, F.J. & SPEIJER, R.P. (2012): The Paleogene Period. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M. & OGG, G. (Eds.): *The Geological Time Scale 2012*, 855–920, Amsterdam (Elsevier).
- VAROL O. (1998): Palaeogene. – In: BOWN, P.R. (Ed.): *Calcareous nannofossil biostratigraphy*, 200–224, British Micropalaeontological Society, London.
- VAROL, O. & HOUGHTON, S. (1996): A review and classification of fossil didemnid ascidian spicules. – *Journal of Micropalaeontology*, **15**, 135–149, London.
- VEKSHINA, V.N. (1959): Coccolithophoridae of the Maastrichtian deposits of the West Siberian lowlands. – *Trudy Sibirskiy Nauchno-Issledovatel'skiy Institut Geologii, Geofiziki i Mineral'nogo Syr'ya (SNIIGGIMS)*, **2**, 56–81, Novosibirsk.
- VÉNEC-PEYRÉ, M.-T. & POIGNANT, A. (2010): Status of foraminiferal collections from the Tertiary Basin of Vienna, and revision of *Dentalina spinosa* D'ORBIGNY, 1846 and *Nonionina boueana* D'ORBIGNY, 1846. – *Geodiversitas*, **32/3**, 479–491, Paris.
- WADE, B.S., BERGGREN, W.A. & OLSSON, R.K. (2007): The biostratigraphy and paleobiology of Oligocene planktonic foraminifera from the equatorial Pacific Ocean (ODP Site 1218). – *Marine Micropaleontology*, **62**, 167–179, Amsterdam.
- WADE, B.S., PEARSON, P.N., BERGGREN, W.A. & PÄLIKE, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – *Earth-Science Reviews*, **104**, 111–142, Amsterdam.
- WAGNER, L. (1996): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, T. & RUPP, C. (Red.): *Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. „Wandertagung Österreichische Geologische Gesellschaft“*, 7.–11. Oktober 1996 in Wels. – *Exkursionsführer Nr. 16*, 36–65, Österreichische Geologische Gesellschaft/Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WALLICH, G.C. (1877): Observations on the coccosphere. – *Annals and Magazine of Natural History*, serie 4, **16**, 322–329, London.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, München.
- WIESNER, E. (1974): Foraminiferen aus dem Miozän des Mainzer Beckens. – *Senckenbergiana lethaea*, **55/1/5**, 363–387, Frankfurt am Main.
- WILLIAMSON, W.C. (1848): On the Recent British species of the genus *Lagena*. – *Annals and Magazine of Natural History*, serie 2, **1**, 1–20, London.
- 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).
- WISE, S.W. (1973): Calcareous nannofossils from cores recovered during Leg 18, Deep Sea Drilling Project: biostratigraphy and observations on diagenesis. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **18**, 569–615, Washington.
- WISE, S.W. (1983): Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 in the Falkland Plateau region, Southwest Atlantic Ocean. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **71**, 481–550, Washington.
- YASSINI, I. & JONES, B.G. (1995): Recent Foraminifera and Ostracoda from estuarine and shelf environments on the southeastern coast of Australia. – 484 S., Wollongong N.S.W.
- YOUNG, J.R. (1998): Neogene. – In: BOWN, P.R. (Ed.): *Calcareous nannofossil biostratigraphy*, 225–265, British Micropalaeontological Society, London.
- YOUNG, J.R. & BOWN, P.R. (2014): Some Emendments to Calcareous Nannoplankton Taxonomy. – *Journal of Nannoplankton Research*, **33/1**, 39–46, Houston, Texas.

Anhang 1

Relative Häufigkeiten der benthonischen Foraminiferen sowie absolute Häufigkeiten von Plankton und Benthos (Foraminiferen) der Bohrung KB-L08a/01.

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Bathysiphon tauriensis</i>	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,03	0,00
<i>Reophax cf. scorpiurus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Haplophragmoides canariensisiformis</i>	0,04	0,00	0,04	0,10	0,29	0,22	0,21	0,00	0,03	0,00
<i>Haplophragmoides sp.</i>	0,00	0,00	0,04	0,30	0,00	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Discamina? sp.</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00
<i>Reticulophragmium acutidorsatum</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Reticulophragmium cf. venezuelanum</i>	0,04	0,00	0,00	0,10	0,67	0,32	0,50	0,00	0,06	0,00
<i>Spirorutilus carinatus</i>	0,15	0,35	0,15	0,10	0,86	0,76	0,41	0,36	0,00	1,38
<i>Vulvulina haeringensis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86	0,37	0,00	0,00	0,00
<i>Pavonitina kiscelliana</i>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,22	0,21	0,00	0,03	0,00
<i>Trochamina? sp.</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Karrerella siphonella exilis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,24	0,00	0,46
<i>Martinotiella cf. rhumbleri</i>	0,36	0,29	0,45	0,10	0,10	0,86	0,46	0,12	1,03	0,00
<i>Textularia cf. eremitensis</i>	0,00	0,16	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Textularia cf. laevigata</i>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Textularia cf. pala</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Textularia sp.</i>	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Semivulvulina deperdita</i>	0,91	0,19	0,22	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Semivulvulina pectinata</i>	0,25	0,70	0,34	0,10	0,00	0,43	0,08	0,00	0,09	0,00
<i>Siphotextularia concava</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Siphotextularia cf. finlayi</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46
<i>Siphotextularia cf. mestayerae</i>	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Textulariina unbestimmt</i>	0,29	0,03	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,49	0,09	0,00
<i>Cornuspira sp.</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Siphonaperta cf. cribrosa</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Quinqueloculina sp. 1</i>	0,07	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Quinqueloculina sp. 2</i>	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Quinqueloculina sp. 3</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Quinqueloculina sp. 4</i>	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudotriloculina consobrina</i>	0,11	0,16	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Sigmoilinita tenuis</i>	0,07	0,10	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Sigmoilinita tenuissima</i>	0,62	0,92	0,60	0,10	0,10	0,54	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Sigmoilopsis sp.</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Miliolina unbestimmt</i>	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Enantiodentalina communis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Grigelis semirugosa</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,03	0,00
<i>Laevidentalina approximata</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,12	0,00	0,03	0,00
<i>Laevidentalina elegans</i>	0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
<i>Nodosaria asperula</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nodosaria? hispida</i>	0,00	0,00	0,00	0,10	0,38	0,11	0,04	0,00	0,09	0,00
<i>Nodosariinae juvenil</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pandaglandulina cf. dinapolii</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudonodosaria discreta</i>	0,00	0,03	0,04	0,00	0,19	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Pyramidulina cf. budensis</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00
<i>Amphimorphina haueriana</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Plectofrondicularia?</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Proxifrons</i> cf. <i>vaughani</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina</i> cf. <i>budensis</i>	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,22	0,12	0,00	0,09	0,00
<i>Lenticulina</i> cf. <i>depauperata</i>	0,00	0,00	0,15	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina</i> cf. <i>gibba</i>	0,11	0,00	0,30	0,10	0,29	0,11	0,08	0,00	0,09	0,00
<i>Lenticulina inornata</i>	0,44	0,73	0,00	0,00	0,19	2,37	0,12	0,12	0,53	0,46
<i>Lenticulina limbosa</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina</i> cf. <i>pseudovortex</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Lenticulina</i> cf. <i>submamilligera</i>	0,15	0,00	0,07	0,50	0,10	0,43	0,04	0,00	0,09	0,00
<i>Lenticulina umbonata</i>	2,98	1,71	4,82	5,41	4,19	5,39	4,39	6,20	4,01	5,53
<i>Lenticulina</i> cf. <i>umbonata</i>	2,10	2,06	0,45	2,90	4,57	2,16	2,28	2,43	3,23	2,30
<i>Lenticulina</i> sp. 1	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina</i> sp. 2	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina</i> sp. 3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lenticulina juvenil</i>	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	1,83	0,29	0,36	0,47	0,00
<i>Percultazonaria</i> cf. <i>Pseudodecorata</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Saracenaria</i> cf. <i>boettcheri</i>	0,15	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Saracenaria hantkeni</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,03	0,00
<i>Saracenaria propinqua</i>	0,11	0,00	0,04	0,00	0,00	0,11	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Saracenaria</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Frondevaginulina tenuissima</i>	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
<i>Amphicoryna badenensis</i>	0,22	0,03	0,00	0,00	0,00	0,11	0,75	0,00	0,53	0,00
<i>Amphicoryna</i> cf. <i>blanpiedi</i>	0,29	0,38	0,86	1,00	1,33	1,40	0,21	2,31	0,56	3,23
<i>Amphicoryna</i> cf. <i>meringella</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
<i>Amphicoryna</i> sp.	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Amphicoryna juvenil</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Astacolus crepidulus</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Hemirobulina hantkeni</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,46
<i>Hemirobulina pediformis</i>	0,07	0,00	0,00	0,10	0,19	0,22	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Hemirobulina splendens</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
<i>Hemirobulina striatula</i>	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Vaginulinopsis tenuis</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Hyalonetrion clavatum</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Lagena amphora</i>	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagena semistriata</i>	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagena striata</i> s.l.	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagena substriata</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagena sulcata</i> s.l.	0,18	0,98	0,00	0,10	0,38	0,00	0,08	0,12	0,03	0,00
<i>Lagena?</i> <i>crispata</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,19	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Procerolagena cylindrocostata</i>	0,00	0,03	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pygmaeoseistrion hispidulum</i>	0,04	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pygmaeoseistrion laevis</i>	0,44	0,03	0,11	0,10	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pygmaeoseistrion?</i> <i>hystrix</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Globulina</i> ex gr. <i>gibba</i>	0,11	0,13	0,00	0,10	0,48	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Globulina granulosa</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Guttulina caudata</i>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00
<i>Guttulina communis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Polymorphina</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudopolymorphina</i> sp.	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Pyrulina</i> sp.	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Polymorphinidae</i> juvenil	0,11	0,06	0,07	0,00	0,00	0,11	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Buchnerina?</i> <i>marginatoperforata</i>	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Favulina hexagona</i>	0,07	0,00	0,19	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Favulina scalariformis</i>	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
<i>Homalohedra collaripolygonata</i>	0,07	0,03	0,04	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Lagnea?</i> <i>kapellensis</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Oolina globosa</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Fissurina cushmani</i>	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Fissurina laevigata</i>	0,00	0,03	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,12	0,03	0,00
<i>Fissurina</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagenosolenia</i> cf. <i>elliptica</i>	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagenosolenia?</i> sp. 1	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Lagenosolenia?</i> sp. 2	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudofissurina imporcata</i>	0,00	0,10	0,11	0,10	0,10	0,11	0,04	0,00	0,03	0,00
<i>Siphopyrulina fusiformis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Hoeglundina elegans</i>	0,73	0,22	1,34	1,50	1,05	1,51	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina aenariensisformis</i>	0,11	0,48	0,37	1,50	1,05	1,19	1,37	4,14	1,21	0,92
<i>Bolivina</i> cf. <i>beyrichi</i> <i>beyrichi</i>	0,07	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Bolivina beyrichi carinata</i>	0,65	1,65	0,15	0,00	0,48	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina budensis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
<i>Bolivina crenulata</i>	6,64	4,03	3,77	3,70	2,38	1,29	2,49	1,22	2,64	1,84
<i>Bolivina dilatata</i>	0,11	0,16	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Bolivina</i> cf. <i>elongata</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Bolivina fastigia</i> s.l.	0,15	3,07	4,70	2,90	1,81	2,80	3,86	1,82	3,36	4,61
<i>Bolivina</i> cf. <i>floridanaformis</i>	0,69	2,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina</i> cf. <i>koessenensis</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina oligocaenica</i>	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina</i> cf. <i>reticulata</i>	0,00	0,03	0,00	0,30	0,00	0,00	0,21	0,12	0,00	0,00
<i>Bolivina subalpina</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,99	0,00
<i>Bolivina tereta</i>	0,00	1,11	0,26	0,70	1,90	3,02	1,53	1,70	1,49	1,84
<i>Bolivina trunensis</i>	0,62	0,35	0,56	0,20	0,38	0,00	0,08	0,00	0,34	0,00
<i>Bolivina</i> ex gr. <i>vaceki</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
<i>Bolivina</i> ex gr. <i>versatilis</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Bolivina</i> spp.	0,54	0,60	0,56	1,00	3,43	2,37	1,00	2,68	1,21	12,90
<i>Loxostomoides zsigmondi</i>	0,47	0,48	0,45	0,40	0,10	0,11	0,41	0,00	0,00	0,00
<i>Globocassidulina crassa</i>	2,25	6,47	2,61	0,40	0,57	0,65	1,37	1,09	2,24	0,00
<i>Globocassidulina globosa</i>	3,30	2,92	4,29	1,70	0,29	0,54	0,75	0,12	1,24	0,92
<i>Globocassidulina</i> cf. <i>jamesoni</i>	0,15	0,16	0,22	0,00	0,19	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
<i>Globocassidulina oblonga</i>	0,33	1,01	0,93	0,40	0,29	0,32	0,17	0,85	0,87	0,46
<i>Turrilina alsatica</i>	0,18	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Virgulopsis tuberculatus</i>	3,99	2,19	1,53	4,30	4,19	2,91	1,37	1,09	2,11	1,38
<i>Virgulopsis</i> sp.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Bulimina alsatica</i>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,12	0,34	2,30
<i>Bulimina arndti</i>	0,00	0,00	2,54	2,50	0,19	2,91	13,39	2,43	9,94	2,76
<i>Bulimina elongata</i>	0,40	0,22	0,19	0,00	0,38	1,62	0,08	0,49	0,90	2,30
<i>Bulimina</i> cf. <i>sculptilis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Bulimina striata</i>	0,18	0,00	0,00	2,00	1,81	3,24	1,49	0,73	0,65	0,92
<i>Praeglobbulimina bathyalis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,32	0,04	0,00	0,00	0,00

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Praeglobbulimina pupoides</i>	0,36	0,70	0,67	2,00	1,14	0,76	0,50	0,61	0,12	0,00
<i>Praeglobbulimina pyrula</i>	0,04	0,00	0,37	0,80	0,00	0,86	0,37	0,24	0,00	0,00
<i>Eubuliminella cf. subfusiformis</i>	0,00	0,00	0,34	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Uvigerina moravia</i>	0,07	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,34	2,80	0,46
<i>Uvigerina rippensis</i>	0,29	0,00	0,07	0,10	0,38	1,94	0,17	1,09	0,03	3,23
<i>Uvigerina spinicostata</i>	0,00	0,76	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Uvigerina steyri</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	1,52	0,92
<i>Uvigerina vicksburgensis</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
<i>Uvigerina sp.</i>	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Uvigerinella michelsi s.l.</i>	0,00	0,67	0,26	0,70	1,71	0,11	0,12	1,09	0,47	6,91
<i>Angulogerina angulosa s.l.</i>	0,33	0,00	0,00	0,00	0,10	0,32	0,29	0,00	0,09	2,30
<i>Angulogerina globosa</i>	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Angulogerina halkyardi</i>	3,12	1,36	1,68	1,30	2,85	1,19	0,50	0,12	0,12	1,38
<i>Reussella byramensis</i>	0,11	0,25	0,30	0,10	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Reussella spinulosa</i>	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,04	0,24	0,16	0,00
<i>Reusella sp.</i>	0,33	0,00	0,15	0,20	0,10	0,32	0,00	0,36	0,16	0,00
<i>Fursenkoina acuta</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Fursenkoina sp.</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Virgulinelina cf. chalkophila</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,00	0,00
<i>Nodogenerina? adolphina</i>	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Nodogenerina? ortenburgensis</i>	0,07	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nodogenerina? scabra</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00
<i>Nodogenerina? scripta</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nodogenerina? spinescens</i>	0,51	0,13	0,04	0,90	0,76	0,00	0,83	1,34	0,68	0,00
<i>Nodogenerina? sp.</i>	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Orthomorphina rudis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Siphonodosaria? camerani</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
<i>Siphonodosaria? cf. consobrina</i>	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Strictocostella? spinosa</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Neugeborina gracilis</i>	0,00	0,03	0,07	0,10	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Neugeborina longiscata</i>	0,04	0,00	0,00	0,10	0,38	0,11	0,04	0,24	0,03	0,00
<i>Baggina dentata</i>	0,54	0,29	0,15	0,00	0,29	0,54	0,75	0,85	0,31	0,92
<i>Cancris auriculus</i>	0,22	0,41	0,26	0,10	0,00	0,22	0,04	0,00	0,16	0,46
<i>Cancris subconicus</i>	0,00	0,00	0,07	0,30	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Valvulineria complanata</i>	0,73	2,44	1,61	0,90	0,57	0,54	0,62	0,97	1,40	0,46
<i>Stomatorbina acarinata</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Neoponides sp.</i>	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Neoconorbina cf. patella</i>	0,58	0,73	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Neoconorbina terquemi</i>	2,43	1,74	1,94	1,50	0,95	0,97	0,66	0,24	0,81	1,38
<i>Rosalina obtusa</i>	0,04	0,51	0,07	0,00	0,48	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Rosalina semiporata</i>	0,18	0,06	0,15	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
<i>Rosalina sp.</i>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	2,25	1,71	3,40	0,90	4,47	2,70	4,31	6,69	3,23	0,46
<i>Glabrata sp.</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Heronallenia? sp. 1</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Heronallenia? sp. 2</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Siphonina reticulata</i>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudoparella exigua</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Pseudoparella molassica</i>	0,04	0,22	0,26	0,90	0,00	0,11	0,08	0,61	0,31	0,00

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Biapertorbis alteconicus</i>	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,00	0,03	0,00
<i>Biapertorbis biaperturatus</i>	1,27	1,46	1,38	0,40	0,38	0,22	1,00	0,49	0,84	0,00
<i>Biapertorbis? cf. discigera</i>	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Biapertorbis sp.</i>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Planulina ambigua</i>	0,22	0,13	0,22	1,30	0,19	0,65	0,62	1,34	1,06	0,46
<i>Planulina compressa</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Planulina costata</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Cibicoides lopjanicus</i>	6,60	5,67	6,05	6,01	2,95	5,50	4,31	4,87	9,42	2,30
<i>Cibicoides praelopjanicus</i>	3,12	1,46	3,99	2,20	0,67	2,59	4,39	1,09	3,76	4,15
<i>Cibicoides tenellus</i>	4,17	3,80	3,40	1,60	1,14	1,08	3,15	2,92	5,75	0,92
<i>Cibicoides ungerianus ungerianus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
<i>Cibicoides ungerianus filicostata</i>	0,51	1,43	6,46	2,10	0,29	0,00	0,29	0,12	0,00	0,00
<i>Cibicoides sp.</i>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,19	0,00
<i>Lobatula lobatula</i>	1,23	1,68	1,46	1,90	0,48	2,16	1,04	0,73	1,06	0,00
<i>Stichocibicides cf. moravicus</i>	1,49	0,19	0,15	1,20	0,57	0,65	0,70	0,00	0,50	0,00
<i>Planorbulinidae? unbestimmt</i>	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Nuttallides sp.</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Asterigerinata planorbis</i>	14,51	9,70	6,94	14,61	23,41	6,90	6,30	13,87	6,40	11,98
<i>Asterigerinata sp.</i>	0,07	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Haynesina cf. depressula</i>	0,04	0,06	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Haynesina cf. germanica</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
<i>Haynesina sp.</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nonion cf. danvillensis</i>	0,25	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Nonion cf. florinensis</i>	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nonion cf. gudrunae</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00
<i>Nonion sp.</i>	0,07	0,00	0,00	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nonionella cf. bykovae</i>	0,00	0,10	0,00	0,20	0,00	0,11	0,04	0,12	0,03	0,00
<i>Nonionella cordiformis</i>	0,07	0,06	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Nonionella liebusi</i>	0,00	0,06	0,30	0,10	0,00	0,11	0,12	0,12	0,12	0,00
<i>Nonionella sp.</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Protelphidium roemeri</i>	0,00	0,29	0,00	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00
<i>Melonis cf. affinis</i>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,12	0,00	0,00
<i>Pullenia bulloides</i>	0,00	0,19	0,22	0,20	0,29	0,11	0,29	0,12	0,00	0,00
<i>Pullenia quinqueloba</i>	0,18	0,35	0,19	0,20	0,10	0,00	0,17	0,24	0,56	0,46
<i>Almaena hieroglyphica</i>	0,07	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
<i>Almaena osnabrugensis</i>	0,54	0,32	0,71	0,10	0,19	0,22	0,33	0,49	0,40	0,00
<i>Queraltina? sp.</i>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Allomorphina trigona</i>	0,07	0,00	0,52	0,00	0,29	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Chilostomella czizeki</i>	0,33	0,38	0,97	1,30	1,90	0,00	1,16	1,95	0,37	0,00
<i>Chilostomella ovoidea</i>	0,00	0,00	0,22	0,40	0,10	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Abyssamina sp.</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
<i>Quadrirorphinella cf. vitabunda</i>	0,00	0,13	0,19	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Quadrirorphina petrolei</i>	0,00	0,06	0,15	0,00	0,38	0,22	0,04	0,00	0,00	0,00
<i>Svratkina cichai</i>	0,65	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,75	0,12	0,00	0,00
<i>Svratkina perlata</i>	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46
<i>Charltonina budensis</i>	1,02	0,51	1,27	2,90	0,38	2,48	3,32	2,92	1,55	0,92
<i>Oridorsalis stellatus</i>	0,18	0,00	0,00	1,30	0,57	0,54	1,91	0,00	0,00	0,00
<i>Anomalinoidea alazanensis</i>	0,29	0,10	0,15	0,00	0,00	0,22	0,25	0,00	0,12	0,00
<i>Anomalinoidea ex gr. granosus</i>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,22	0,08	0,00	0,00	0,00

KB-L08a/01: Foram. > 125 µm	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>Anomalinoides?</i> sp.	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,25	0,00	0,00	0,00
<i>Heterolepa costata</i>	2,54	3,52	2,16	3,00	1,90	4,10	1,66	2,80	1,12	0,00
<i>Escornebovina orthorapha</i>	0,36	0,76	0,30	0,70	0,29	0,00	0,08	0,24	0,25	0,00
<i>Escornebovina?</i> cf. <i>trochiformis</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>girardanus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,32	0,17	0,00	0,00	0,00
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>octocameratus</i>	1,52	0,98	0,30	0,00	1,05	1,51	1,16	0,73	0,87	0,00
<i>Gyroidinoides parvus</i>	0,07	0,89	0,26	0,00	0,86	0,11	0,00	0,36	0,87	0,00
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>planulatus</i>	0,47	0,06	0,04	0,00	0,00	0,54	0,95	0,00	0,53	0,00
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>vicksburgensis</i>	0,25	0,13	0,34	0,10	0,57	0,00	0,21	0,24	0,31	0,00
<i>Gyroidinoides</i> sp.	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Gyroidina brockerti</i>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Gyroidina?</i> <i>constans</i>	0,07	0,29	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00
<i>Gyroidina eggeri</i>	0,11	0,22	0,11	0,80	1,24	0,22	0,17	1,46	0,19	0,00
<i>Hansenisca soldanii</i>	0,40	0,89	0,00	0,70	0,00	0,11	0,08	0,24	0,65	1,38
<i>Hanzawaia boueana</i>	2,98	6,21	6,23	2,40	2,19	2,91	5,43	4,14	3,88	2,76
<i>Hanzawaia</i> cf. <i>laurisae</i>	0,07	0,00	0,04	0,50	0,00	0,43	0,25	0,24	0,06	0,00
<i>Buccella propingua</i>	0,22	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,17	0,00	0,12	0,00
<i>Elphidium</i> cf. <i>angulatum</i>	0,25	0,13	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
<i>Elphidium</i> cf. <i>karpaticum</i>	3,27	2,16	2,58	2,00	1,71	1,51	1,16	1,22	0,56	0,00
<i>Elphidium</i> cf. <i>schencki</i>	0,15	0,00	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,09	0,00
<i>Elphidiella cryptostoma</i>	0,33	1,08	0,97	0,70	0,57	0,65	0,04	0,00	0,40	0,92
<i>Elphidiella heteropora</i>	0,40	0,10	0,11	0,10	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<i>Elphidiella semiincisa</i>	0,00	0,13	0,49	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Elphidiella subcarinata</i>	1,02	0,79	0,63	0,40	1,62	1,62	1,53	2,07	0,34	0,46
<i>Elphidiella subnodosa minor</i>	0,11	0,19	0,15	0,00	0,00	0,00	0,12	0,24	0,03	0,00
<i>Elphidiella turgescens</i>	1,05	1,52	1,08	0,40	0,76	0,65	0,33	0,97	0,65	0,46
<i>Elphidiella</i> sp. 1	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Elphidiella</i> sp. 2	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Rotaliina unbestimmt</i>	0,62	0,41	0,52	0,90	1,05	0,86	0,50	4,26	1,46	5,99
Benthos absolut	2756	3155	2679	999	1051	927	2412	822	3218	217
Plankton absolut	3069	3785	1677	148	473	354	701	185	1182	3

Anhang 2

Nannoplankton und Mikroskieren der Bohrung KB-L08a/01. Florenreichtum, Erhaltung und absolute Häufigkeiten der Arten (A = häufig, C = gängig, G = gute Erhaltung, M = mittelmäßige Erhaltung, x = sehr selten, nach der quantitativen Auswertung erfasst).

KB-L08a/01, kalk. Nannopl. etc.	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
Häufigkeit	A	A	A	A	C	C	A	C	A	C
Erhaltung	G	G	G	G	G	G	G	G	G	M
<i>Blackites tenuis</i>									1	
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	x		x				x			
<i>Bramletheius serraculoides</i>						x			x	
<i>Chiasmolithus altus</i>										1
<i>Clausiococcus subdistichus</i>					1			1		
<i>Coccolithus pelagicus</i>	4	4	9	3	9	9	3	6	19	4
<i>Coccolithus sp.</i>				1	1			1		
<i>Coronocyclus nitescens</i>				x						
<i>Coronocyclus sp.</i>			1	1	1				x	
<i>Dictyococcites bisectus</i>				x	3	22	3	7	2	37
<i>Dictyococcites. heslandi</i>	2	1	x	1	38	30	12	7	2	17
<i>Holodiscolithus macroporus</i>								1		
<i>Cyclicargolithus abisectus</i>	1	x	x	x	x	x	4	x	x	x
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	115	68	182	184	175	123	72	265	165	227
<i>Cyclolithella cf. inflexa</i>				2	x					
<i>Clausiococcus fenestratus</i>				1						
<i>Ericsonia cf. singularis</i>								3		
<i>Ericsonia ovalis</i>								1		
<i>Ericsonia sp.</i>			x					1		
<i>Geminolithella sp.</i>				x					x	
<i>Gonolithus fluckigeri</i>						1			1	
<i>Helicosphaera compacta</i>					x	3				
<i>Helicosphaera euphratis</i>	1	1	x	9	x	11	2	15	6	x
<i>Helicosphaera obliqua</i>					x		x			
<i>Helicosphaera intermedia</i>		x			x					
<i>Pontosphaera desueta</i>		1	1							
<i>Pontosphaera discopora</i>	x	x							x	
<i>Pontosphaera enormis</i>			x							
<i>Pontosphaera exilis</i>		x								
<i>Pontosphaera latelliptica</i>			1					3	4	
<i>Pontosphaera multipora</i>	4	1	37	x	5	2	1	3	1	
<i>Pontosphaera obliquipons</i>								1		
<i>Pontosphaera. rothii</i>	2	1	2	x		1				
<i>Pontosphaera sp.</i>					1	1		1		2
<i>Pyrocyclus sp.</i>		x	x					x		
<i>Orthozygus aureus</i>	2	1								
<i>Reticulofenestra daviesii</i>					5	3		3	1	
<i>R. filewiczii</i>						x	1	1	2	x
<i>R. gartneri</i>						1				
<i>R. dictyoda</i>	5	1	x	2	2	1	2	1	5	x
<i>R. lockeri</i>	x	x	x	x	1	5	2	x	x	1
<i>R. minuta</i>	168	347	138	32	179	102	223	24	128	37

KB-L08a/01, kalk. Nannopl. etc.	14,4 m	15,8 m	17,5 m	19,5 m	21,6 m	24,1 m	26,5 m	28,2 m	29,9 m	30,7 m
<i>R. scripsae</i>						1		2		x
<i>Reticulofenestra</i> sp.									1	3
<i>Rhabdosphaera</i> sp.						1				
<i>Sphenolithus distentus</i>				1	x					
<i>S. moriformis</i>	x	1	x	x	x	1	x	1	1	1
<i>S. radians</i>								1		
<i>Sphenolithus</i> sp.		x		x						
<i>Thoracosphaera saxea</i>				1						
<i>Triquetrorhabdulus</i> sp.	x									
<i>Umbilicosphaera bramlettei</i>										
<i>Umbilicosphaera jafari</i>	45	64	36	67	2	2	x	1		
<i>Zygrhablithus bijugatus</i>	2	x	4	x	1	1	x	x	1	x
Ascidien-Spiculae	x	x								

Umlagerung

Paläogen

<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	x									
<i>Discoaster barbadiensis</i>				x						
<i>Discoaster lodoensis</i>						x				
<i>Discoaster sublodoensis</i>								1		
<i>Coccolithus formosus</i>		1						1		
<i>Helicosphaera seminulum</i>		x	x					x		
<i>Isthmolithus recurvus</i>						1				
<i>Micula decussata</i>		1	1	1					1	
<i>Pontosphaera formosa</i>			1					4	x	
<i>Prinsius</i> spp.									2	
<i>Reticulofenestra hillae</i>	x			x						1
<i>Reticulofenestra umbilicus</i>				x	x					
<i>Toweius</i> sp.				x		1				

Kreide

<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>	1					1	x			
<i>Arkhangelskiella maastrichtiensis</i>				x						
<i>Broinsonia parca</i>							x			
<i>Cribrosphaerella ehrenbergii</i>							x			
<i>Eiffellithus gorkae</i>						x				
<i>Lucianorhabdus</i> sp.	x									
<i>Microrhabdulus decoratus</i>				x						
<i>Placozygus fibuliformis</i>				x						
<i>Prediscosphaera cretacea</i>			x		x					
<i>Watznaueria barnesiae</i>	x	1				1	1	1	1	x
<i>Watznaueria biporta</i>						1				
<i>Watznaueria fossacincta</i>									x	



Larger benthic foraminifera and microfacies of Eocene limestone boulders reworked in the Miocene of the Eastern Alps (Austria)

ANTONINO BRIGUGLIO¹, ANA IVIS TORRES-SILVA² & HANS EGGER³

3 Text-Figures

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

77 Eisenstadt / NL 33-03-02 Eisenstadt

105 Neunkirchen / NL 33-02-12 Mürzzuschlag

Northwestern Tethys
Priabonian
Larger Benthic Foraminifera
Microfacies
Biostratigraphy

Contents

Abstract	159
Zusammenfassung	159
Introduction	160
Material and Methods	160
Microfacies and Biostratigraphy	161
Wimpassing an der Leitha	161
Kirchberg am Wechsel	162
Conclusions	163
Acknowledgements	163
References	163

Abstract

Miocene deposits near Wimpassing an der Leitha (Burgenland) and Kirchberg am Wechsel (Lower Austria) contain components of Eocene shallow water limestone. Thin sections of the Wimpassing samples can be assigned to coralline algal debris facies. Occurrences of the benthic foraminifera species *Asterigerina rotula* (KAUFMANN), *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. pulchellus* HANTKEN, *N. incrassatus ramondiiformis* DE LA HARPE and *Borelis vonderschmitti* (SCHWEIGHAUSER) give evidence for the Priabonian Shallow Benthic Zones SBZ 19 and SBZ 20. The samples from Kirchberg can be attributed to the orthophragminid facies, abundant orthophragminid specimens occur but species determination was attempted on one specimen only.

Großforaminiferen und Mikrofazies umgelagerter Eozänkalke im ostalpinen Miozän (Österreich)

Zusammenfassung

Miozäne Ablagerungen bei Wimpassing an der Leitha (Burgenland) und Kirchberg am Wechsel (Niederösterreich) enthalten Blöcke von eozänen Flachwasserkalken. In Dünnschliffen der Wimpassinger Proben konnten die benthischen Großforaminiferenarten *Asterigerina rotula* (KAUFMANN), *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. pulchellus* HANTKEN, *N. incrassatus ramondiiformis* DE LA HARPE und *Borelis vonderschmitti* (SCHWEIGHAUSER) nachgewiesen werden, welche die priabonen Benthosozonen SBZ 19 bis SBZ 20 belegen. In den Dünnschliffen der Kirchberg-Proben treten massenhaft Discocyclinen auf, die aber artlich nur schwierig bestimmt werden konnten.

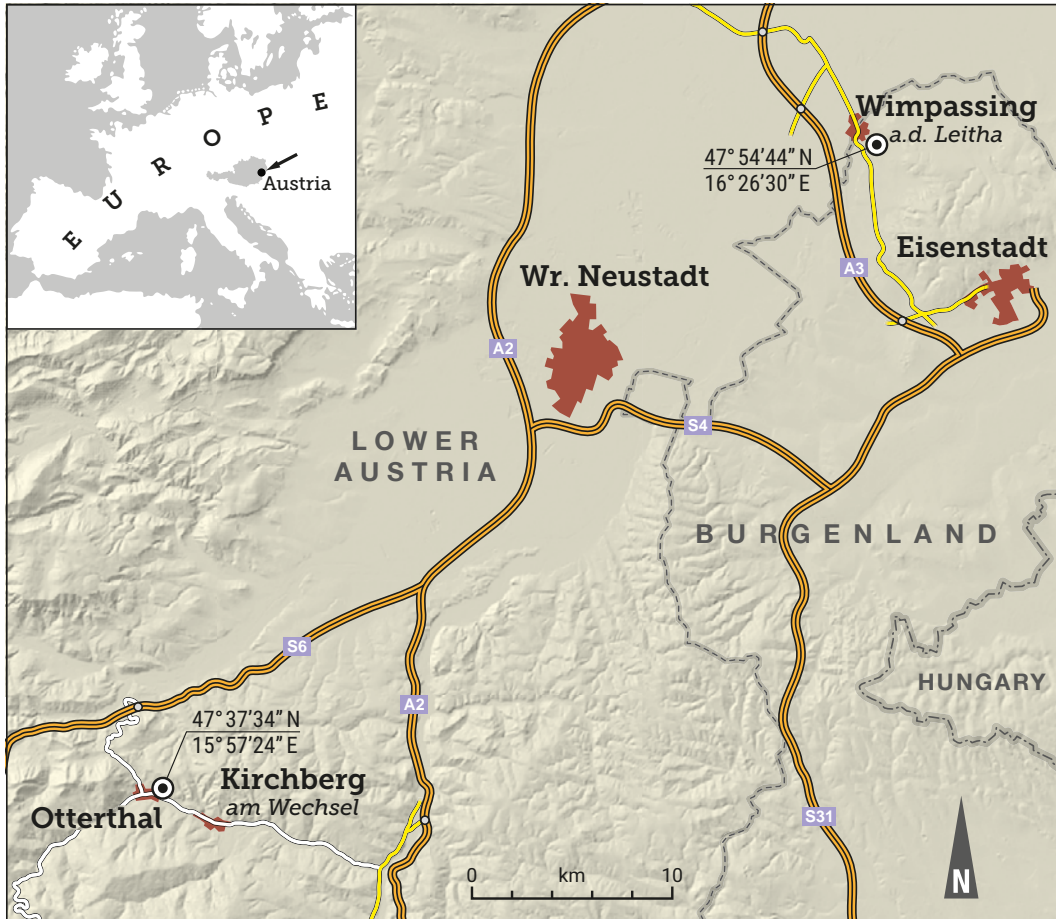
1 ANTONINO BRIGUGLIO: Faculty of Science, Universiti Brunei Darussalam, Jalan Tungku Link, Gadong, BE1410, Brunei Darussalam. antonino.briguglio@unige.it
2 ANA IVIS TORRES-SILVA: Department of Palaeontology, University of Vienna, Althanstraße 14, 1090 Vienna, Austria. a0147984@unet.univie.ac.at
3 HANS EGGER: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. hans.egger@geologie.ac.at

Introduction

In the Priabonian and early Oligocene, an extensive shallow water platform existed in the area of what would later be the Eastern Alps (RÖGL, 1999). Due to subsequent erosion, only small remnants of the platform deposits are preserved in situ (see EGGER et al., 2017, and references therein). However, abundant reworked pebbles of these rocks were recognized in upper Oligocene and Miocene Molasse deposits in Bavaria (MOUSSAVIAN, 1984; HAGN, 1989) and are known since long from two Miocene outcrops (Text-Fig. 1) at the eastern rim of the Eastern Alps (TOULA, 1879; MOHR, 1910). These boulders enclosed within Miocene conglomerates in Lower Austria (Otterthal near Kirchberg am Wechsel) and Burgenland (Wimpassing an der Leitha) were originally assigned to the Lutetian (TRAUTH, 1918). PAPP (1958) studied the same thin sections and attributed them to the upper Eocene based on the presence of *Nummulites variolarius* LAMARCK. KRAMER (1962) reported on *Nummulites variolarius* LAMARCK and *Discocyclina augustae* (VAN DER WEIJDEN) from Kirchberg and also considered them to be upper Eocene. The species *N. variolarius* was suggested to be the ancestor of *N. incrassatus* (DE LA HARPE) at the base of the upper Eocene and both species occur throughout the whole Priabonian (HERB & HEKEL, 1973). PAPAZZONI & SIROTTI (1995) recognized the Biozone *Nummulites variolarius/incrassatus* to be close to the Bartonian/Priabonian boundary. For this paper, we have re-sampled these localities to document both, microfacies and larger benthic foraminifera (LBF) assemblages, which we correlated to the Shallow Benthic Zones (SBZ) of SERRA-KIEL et al. (1998).

Material and Methods

At Otterthal near Kirchberg am Wechsel Eocene limestone boulders occur in debris flow layers of a Miocene alluvial fan (EBNER et al., 1991). It can be assumed that the boulders in the Miocene at Wimpassing an der Leitha were deposited in a similar environment. The co-occurrence of Eocene limestone and metamorphic rocks of the Wechsel unit suggests a transgressional contact between the Eocene and the crystalline basement. For a better assessment of the age of this transgression, thin sections of the Eocene components were prepared at the laboratory of the Geological Survey of Austria for the taxonomic determination of larger benthic foraminifera specimens. The identification at specific level of the larger benthic foraminifera (orthophragminids and nummulitids) was done whenever an oriented cut allowed the measurements of the relevant biometric parameters. Stratigraphic ranges of larger benthic foraminifera were determined using the Shallow Benthic Zonation (SBZ) of SERRA-KIEL et al. (1998). Microfacies analysis of the thin sections show a diverse fossil assemblage that consists mostly of fragmented coralline algae and LBF. Also present are smaller benthic foraminifera (rotaliids, textulariids and miliolids), bryozoans as well as corals, echinoderms and mollusks fragments. The microfacies of the studied samples were identified based on the Major Facies Type (MTF) classification of NEBELSICK et al. (2005).



Text-Fig. 1.
Position of sample locations in Lower Austria and Burgenland.

Microfacies and Biostratigraphy

Wimpassing an der Leitha

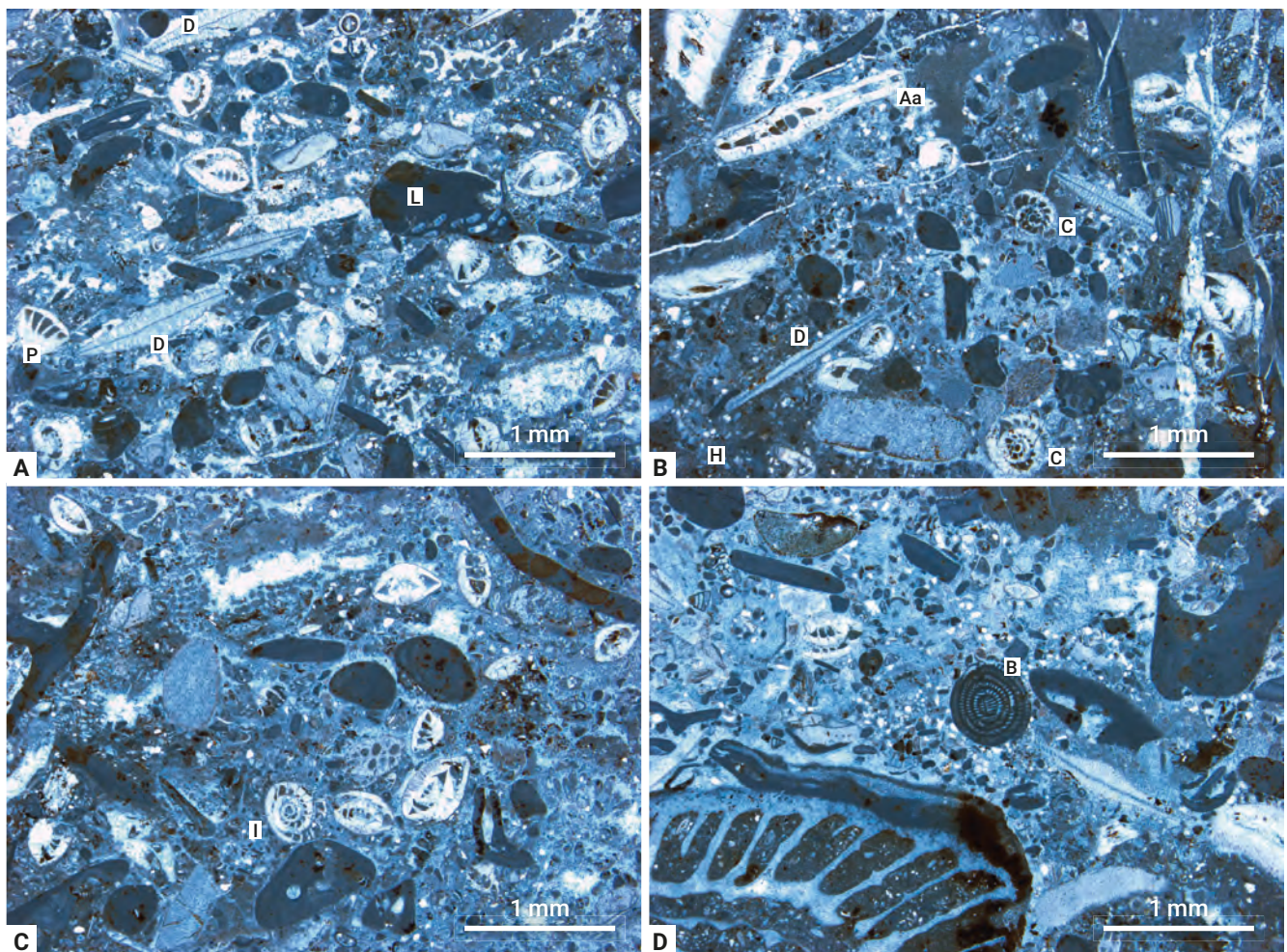
The brownish red limestone is a wackestone to floatstone and rich in coralline algal debris and benthic foraminifera (Text-Fig. 2). The algal fragments are up to 5 mm long and predominantly consist of non-geniculate corallines, possibly belonging to the genus *Lithothamnion*. The dominating foraminifera species is *Asterigerina rotula* (KAUFMANN) showing rounded, thick walled tests ranging in diameter from 0.7 to 1 mm. The LBF assemblage consists of fragmented orthophragminids (mainly discocyclinids) and few nummulitids (i.e., radiate nummulitids and operculinids). The discocyclinid tests are up to 5 mm in size but no species could be identified since equatorial sections through the nepionts was available. Discocyclinids tests are mostly well preserved and do not display major evidences of transportations and erosion, whilst all other foraminifera shows evident signs of different types of reworking. Among the nummulitids it is possible to identify species belonging to *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. pulchellus* HANTKEN and *N. incrassatus ramondiformis* DE LA HARPE.

Nummulites chavannesi is characterized by relatively small test and considerably large proloculus and these characteristics are rather unique among the upper Eocene nummulite

fauna. The proloculus diameter measurements on the two specimens identified (220 and 240 μm) nicely fit with the data published by HERB & HECKEL 1975 and more recently by LESS et al. (2011). The test is slightly smaller than *N. incrassatus* spp., which also has smaller proloculus similarly to *N. cunialensis*. The chronostratigraphic age reported for this taxon is uppermost Bartonian to Priabonian (SBZ 18–20 sensu PAPAZZONI et al., 2017).

Nummulites pulchellus is the only nummulitid taxon with almost straight septa and operculinid coiling in the uppermost Eocene. In the material here available, unfortunately, only a tangential cut is available but the taxonomic identification should be correct. The stratigraphic position is similar to *N. chavannesi*, uppermost Bartonian to Priabonian (SBZ 18–20).

Nummulites incrassatus ramondiformis is characterized by medium sized proloculus between *N. variolarius* and the other subspecies *N. incrassatus incrassatus*. Also the spiral growth in *N. incrassatus ramondiformis* is diagnostic as it grows relatively slower than *N. incrassatus incrassatus*. The diameter measured in the available sections is 186 μm , which perfectly fits with the biometric data published by HERB & HECKEL (1973, 1975) as well as its spiral growth. The stratigraphic range of this taxon is reported as SBZ 19–20 by SERRA KIEL et al. (1998) and therefore restricted to the middle to uppermost Priabonian (PAPAZZONI et al., 2017).



Text-Fig. 2.

Thin-section images of Priabonian limestone from Wimpassing: L: *Lithothamnium* sp., P: *Nummulites pulchellus*, D: *Discocyclina* sp., A: *Asterigerina rotula*, C: *Nummulites chavannesi*, H: *Halkyardia minima*, Aa: *Assilina ex gr. alpina*, B: *Borelis vonderschmitti*, I: *N. incrassatus ramondiformis*.

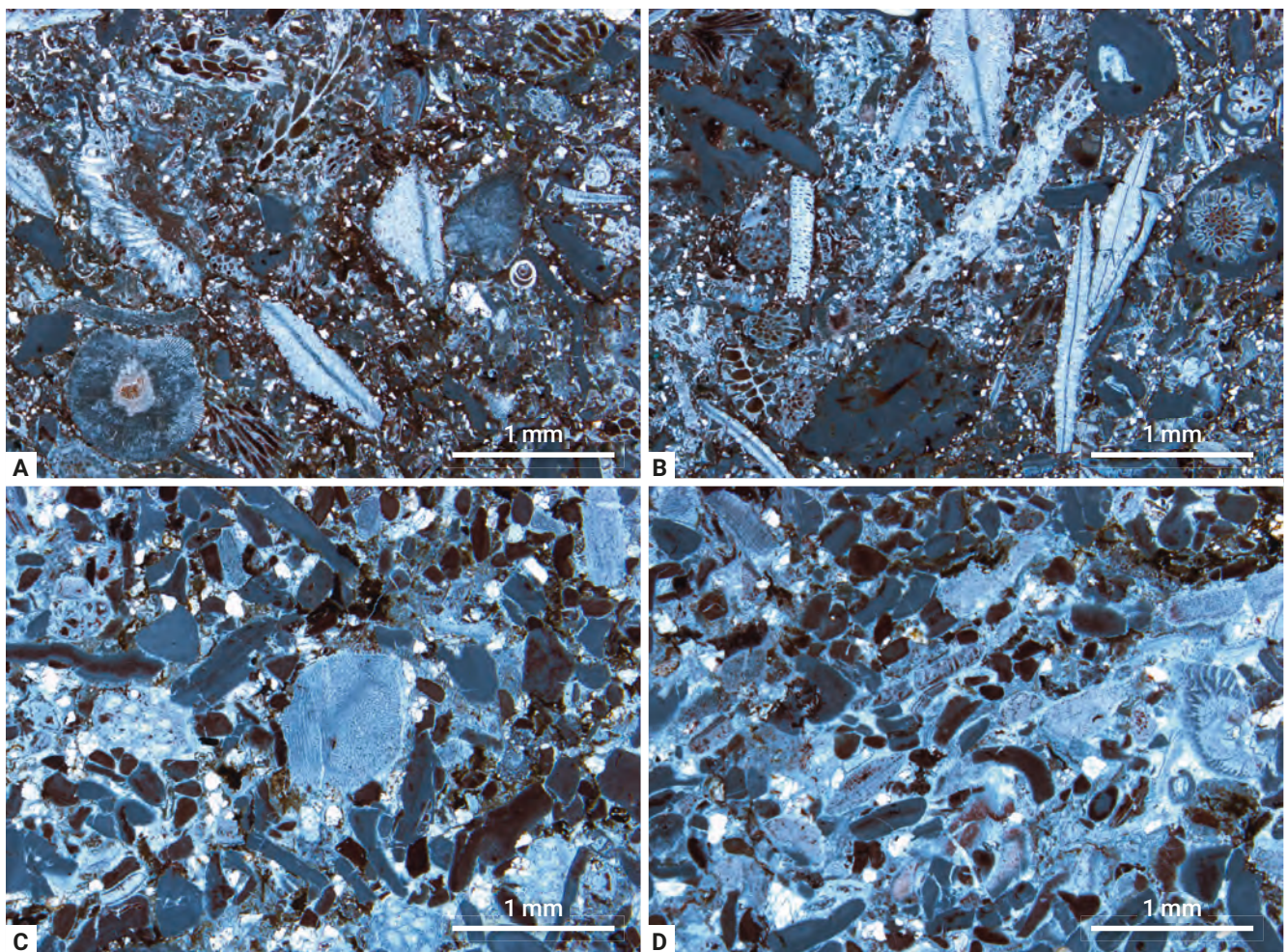
Three more forms have been identified and are age diagnostic: one specimen of *Borelis vonderschmitti* (SCHWEIGHAU-SER), one specimen of *Halkyardia minima* LIEBUS and one specimen of *Assilina* ex. gr. *alpina*. These taxa do not restrict the stratigraphic range already given by the aforementioned nummulitids. Additionally, other small benthic foraminifera, coral fragments, bryozoan, mollusc fragments and echinoid plates form up to 20 % of the rock.

In the classification of NEBELSICK et al. (2005) this facies can be assigned to Major Facies Type 4 (MFT-4: coralline algal debris facies), which can occur in a wide variety of environmental settings. The larger and thinner orthophragminids and only rare nummulitids indicates stable, quieter water environments in the outer shelf. The presence of coral debris in the sediments could indicate the proximity to a reef structure. PAPP et al. (1970) referred to this facies as *Asterigerina* facies.

Kirchberg am Wechsel

A boulder was collected along the hiking trail between Otterthal and Goldberg. The light red limestone is a wackestone to floatstone and characterized by thin, disc-shaped tests of orthophragminids, coralline algal crusts and high numbers of erected bryozoans, which together form up to 60 % of the rock (Text-Fig. 3). Orthophragminids are repre-

sented by densely packed specimens of *Discocyclus* sp. and rare *Orbitoclypeus* sp. Species determination was not easily possible due to the lack of orientated cuts; the only specimen where a tangential section of a *Discocyclus*'s nepiont is visible seems to point to a *Discocyclus dispansa umbilicata* (DEPRAT) as proloculus diameter is 270 µm, deuteroloculus diameter is 540 µm and height and width of the equatorial chamberlets after 11 annuli at 0.5 mm are respectively 91 and 55 µm. The stratigraphic range for this taxon covers the entire Priabonian and it is possibly not so different from the already recognized *Discocyclus augustae* WEIJDEN by KRAMER (1962). Nummulitids were not encountered. Additionally, abundant quartz grains, smaller benthic foraminifera (nodosariids, miliolids), very rare planktonic foraminifera (globigerinids) and echinoderm plates occur. This orthophragminid facies is widespread in the upper Eocene of the Tethyan realm. In the classification of NEBELSICK et al. (2005) this facies corresponds to Major Facies Type 8 (MFT-8), which is interpreted to have accumulated under open-shelf conditions. Although *Nummulites variolarius* (LAMARCK) have been reported at Kirchberg by KRAMER (1962), our samples are remarkable due to the absence of nummulitids. This can be interpreted as a progressively deepening of the depositional environment with optimal conditions for the development of large orthophragminids and bryozoans in the deeper part of the photic zone.



Text-Fig. 3. Thin-section images of Priabonian limestone from Kirchberg: A, B: Large, thin and disc-shaped *Discocyclus* sp. in association with coralline algal debris and bryozoans. C, D: coralline algae debris, orthophragminids and bryozoans.

Conclusions

At both localities, larger benthic foraminiferal assemblages are characterized by relative abundances and low diversity, common genera of the Tethyan realm as *Asterocyclina*, *Pellatispirella*, *Spiroclypeus* and *Heterostegina* seems to be absent. Using LBF, the coralline algal debris facies (MTF-4) can be attributed to the SBZ 19 to 20 (Priabonian). Tentatively, based on the biostratigraphic results of PAPP (1958) and KRAMER (1962) the identified orthophragminids facies (MTF-8) can be assigned to the SBZ 18 to 20 (upper Bartonian–Priabonian). The finding of *N. incrassatus ramondiformis* could restrict the stratigraphy to SBZ 19 and 20 but since this taxon was found in one specimen only, few more data need to be collected to give solid age determinations.

At Kirchberg and Wimpassing, Eocene boulders give evidence for a transgression and marine conditions on internal parts of the Eastern Alps in the Priabonian. In Eocene outcrops in near-by Hungary, the onset of the Eocene transgression is determined as Bartonian (BIGNOT et al., 1985). There, the successive steps of the transgression could be traced, from the first non-marine inundation to normal shallow marine conditions. The latter are documented by deposits containing *Nummulites striatus minor* D'ARCHIAC & HAIME, which is diagnostic for the uppermost

Bartonian to basal Priabonian Zones SBZ 18 and SBZ 19 partim. It can be concluded that the same transgression affected the eastern part of the Eastern Alps. In the middle part of the Eastern Alps, the Bartonian transgression was identified at the base of the Inntal Group in the Northern Calcareous Alps (EGGER et al., 2017). Reworked pebbles of Priabonian and Lower Oligocene marine deposits from the Northern Calcareous Alps occur in Miocene formations of the Western Bavarian Molasse (HAGN, 1989). These occurrences indicate marine conditions in large areas of the Northern Calcareous Alps until the early Oligocene. Probably, this transgression was an eustatic sea-level rise and can be assigned to supercycle TA4 in the classification of HAQ et al. (1988).

Acknowledgements

This study was carried out during the internship of the second author at the Geological Survey of Austria. Special thanks goes to GYÖRGY LESS (University of Miskolc, Hungary) for his kind assistance in species determination, and to MARKUS KÖGLER for creating the figures.

References

- BIGNOT, G., BLONDEAU, A., GUERNET, C., PERREAU, M., POIGNANT, A., RENARD, M., RIVELINE, J., DUDICH, E., KAZMER, M., GRUAS, C. & KOPEK, G. (1985): Age and characteristics of the Eocene transgression at Gánt (Vértes Mts., Transdanubia, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, **28/1–2**, 29–48, Budapest.
- EBNER, F., SACHSENHOFER, R.F. & SCHWENDT, A. (1991): Das Tertiär von Kirchberg am Wechsel. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, **121**, 119–127, Graz.
- EGGER, H., BRIGUGLIO, A. & RÖGL, F. (2017): Eocene stratigraphy of the Reichenhall Basin (Eastern Alps, Austria, Germany). – *Newsletters on Stratigraphy*, **50**, 341–362, Stuttgart.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – *Society Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication*, **42**, 71–108, Tulsa, Oklahoma.
- HAGN, H. (1989): Über einige bedeutsame Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. – *Geologica Bavarica*, **94**, 5–47, München.
- HERB, R. & HEKEL, H. (1973): Biostratigraphy, variability and facies relations of some Upper Eocene Nummulites from Northern Italy. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **66**, 419–445, Basel.
- HERB, R. & HEKEL, H. (1975): Nummuliten aus dem Obereocaen von Possagno. – *Schweizerische Palaeontologische Abhandlungen*, **97**, 113–135, Basel.
- KRAMER, H. (1962): Das Eozänvorkommen am Goldberg bei Kirchberg. – Unpublished Dissertation, University of Vienna, 110 pp., Vienna.
- LESS, G., ÖZCAN, E. & OKAY, A. (2011): Stratigraphy and Larger Foraminifera of the Middle Eocene to Lower Oligocene Shallow-Marine Units in the Northern and Eastern Parts of the Thrace Basin, NW Turkey. – *Turkish Journal of Earth Sciences*, **20**, 793–845, Ankara.
- MOHR, H. (1910): Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Wien*, **3**, 104–213, Wien.
- MOUSSAVIAN, E. (1984): Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **10/1**, 1–85, Berlin–Heidelberg.
- NEBELSICK, J.H., RASSER, M.W. & BASSI, D. (2005): Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates. – *Facies*, **51/1–4**, 197–217, Berlin–Heidelberg.
- PAPAZZONI, C.A. & SIROTTI, A. (1995): Nummulite biostratigraphy at the Middle/Upper Eocene boundary in the Northern Mediterranean area. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **101**, 63–80, Milano.
- PAPAZZONI, C.A., COSOVIC, V., BRIGUGLIO, A. & DROBNE, K. (2017): Towards a calibrated Larger Foraminifera Biostratigraphic Zonation: celebrating 18 years of the Application of Shallow Benthic Zones. – *Palaios*, **32**, 1–4, Tulsa, Oklahoma.
- PAPP, A. (1958): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Wien*, **50**, 251–270, Wien.
- PAPP, A., TURNOVSKY, K., HEKEL, H., KAHLER, F., OBERHAUSER, R., SCHMID, M.E., SCHLAGER, W. & STRADNER, H. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen: Microfacies Austriaca 16. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 16*, 55 S., Wien.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). – *Geologica Carpathica*, **50**, 339–349, Bratislava.

SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ, C., JAUHRI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSÓ, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSAYA, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. – Bulletin de la Société Géologique de France, **169**, 281–299, Paris.

TOULA, F. (1879): Über Orbitoiden und Nummuliten führende Kalke vom "Goldberg" bei Kirchberg am Wechsel. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **29**, 123–136, Wien.

TRAUTH, F. (1918): Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehung zu den gleichaltrigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **95**, 171–278, Wien.



Calcareous nannofossil assemblages from Upper Cretaceous to Paleocene deep-water deposits of the Muttekopf area (Gosau Group, Northern Calcareous Alps, Austria)

HANS EGGER*

4 Text-Figures, 1 Table

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
115 Reutte / NL 32-03-20 Elbigenalp

Eastern Alps
Gosau Group
Cretaceous
Paleocene
Calcareous nannoplankton

Contents

Abstract	165
Zusammenfassung	165
Introduction	166
Geological setting	166
Material and methods	167
Results	167
Upper Santonian to Middle Campanian	167
Maastrichtian	168
Danian	169
Discussion	170
Conclusion	170
Acknowledgements	170
References	171

Abstract

With an erosional unconformity at the base, the Gosau Group (upper Turonian to lower Lutetian) overlies the previously formed nappe stack of the Northern Calcareous Alps. In the Muttekopf area (Tyrol), more than one kilometre thick deposits of the Gosau Group are magnificently exposed, however, micro- and nannofossils are exceedingly rare in this succession. This is probably an effect of a high grade of diagenesis. Previously measured vitrinite reflectance values range between 1.03 %R at the base of the succession and 0.59 %R at its top and suggest burial depths between 3 km and 4 km. Due to strong recrystallization of the marlstone most of the now studied smear slides were devoid of identifiable nannofossils. Nonetheless, a few better preserved samples give the first evidence for uppermost Santonian to Middle Campanian, uppermost Maastrichtian and Danian nannoplankton assemblages in the Muttekopf area.

Kalkiges Nannoplankton aus oberkretazischen bis paleozänen Tiefwasserablagerungen des Muttekopf-Gebietes (Gosau-Gruppe, Nördliche Kalkalpen, Österreich)

Zusammenfassung

Die Gosau-Gruppe (oberes Turonium bis unteres Lutetium) liegt mit einer Erosionsdiskordanz auf dem Deckenstapel der Nördlichen Kalkalpen. Die mehr als 1 km mächtigen Gosauablagerungen des Muttekopf-Gebiets (Tirol) sind hervorragend aufgeschlossen, haben aber dennoch bislang kaum Mikro- oder Nannofossilien geliefert. Die Ursache dafür liegt vermutlich in dem hohen Diageneseegrad der Ablagerungen. Zuvor gemessene Vitrinitreflexionsdaten liegen zwischen 1,03 %R an der Basis und 0,59 %R in den höchsten Anteilen der Abfolge und deuten auf eine Versenkungstiefe von 3 km bis 4 km hin. Wegen der starken Rekrystallisation der Mergelproben waren in den meisten der jetzt untersuchten Nannoplanktonpräparate keine Fossilien identifizierbar. Einige besser erhaltene Proben lieferten aber für das Muttekopf-Gebiet die ersten Nachweise für Nannoplanktonvergesellschaftungen des Ober-Santoniums bis Mittel-Campaniums, des obersten Maastrichtiums und des Daniums.

* HANS EGGER: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. hans.egger@geologie.ac.at

Introduction

Due to sparse vegetation in altitudes above 2,000 m, the best exposed outcrops of the Gosau Group in the Northern Calcareous Alps occur in the Muttekopf area (Text-Fig. 1), which is located about 50 km to the west of the Tyrolean capital Innsbruck. However, contrary to other occurrences of this group (Turonian–Lutetian), fossils are scarce there. GÜMBEL (1861) was the first to assume a Cretaceous age of these deposits, but since he only found biostratigraphically insignificant trace fossils, this age assignment solely based on lithostratigraphic correlations. The first marker fossil was discovered by AMPFERER (1912), who reported on *Cladoceramus undulatoplicatus* (ROEMER) from the lower part of the succession in the Muttekopf area. The stratigraphic range of this inoceramid is restricted to the *C. undulatoplicatus* Zone of the uppermost Coniacian to lowermost Santonian (GRADSTEIN et al., 2012). At the same location, LEISS (1990) found the ammonite *Gaudryceras mite* (HAUER), which has a stratigraphic range from the Coniacian to the Maastrichtian (KENNEDY & SUMMESBERGER, 1979). Co-occurring planktonic foraminifera species (*Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana bulloides* VÖGLER und *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO) give more precise age constraints and indicate a chronostratigraphic assignment of this outcrop to the Santonian part of the *C. undulatoplicatus* Zone.

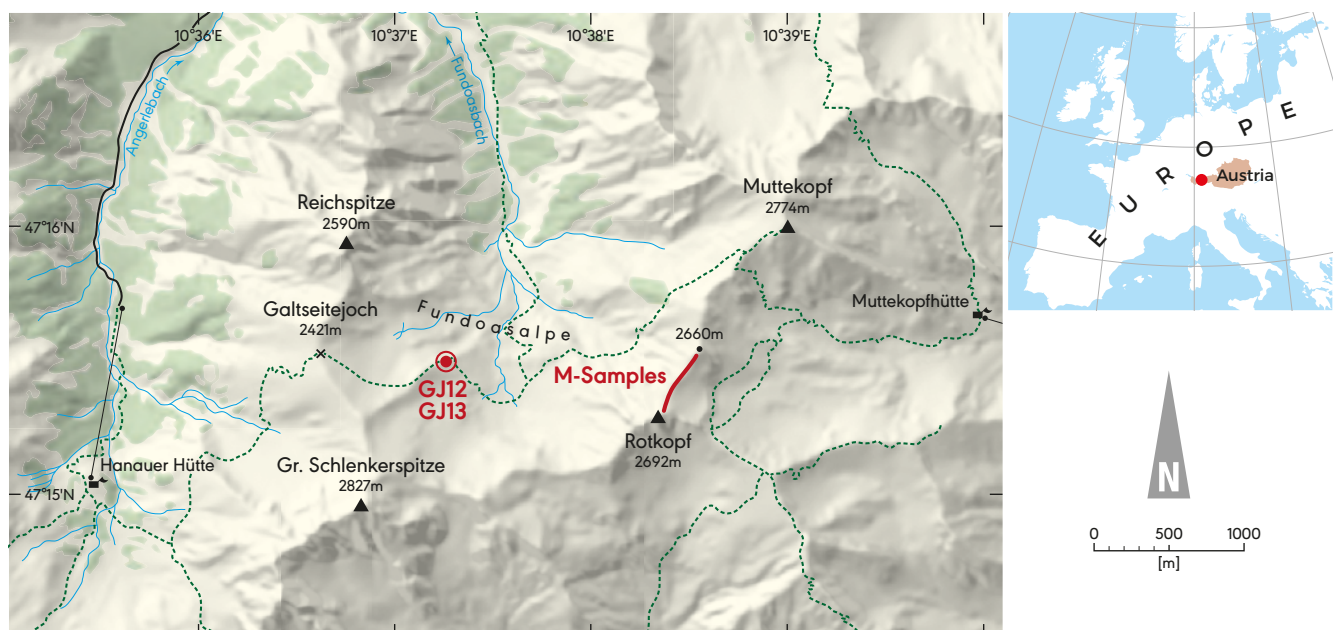
Despite extensive sampling all over the area, OBERHAUSER (1963) could find foraminifera only at the Rotkopf Mt. (Text-Figs. 1, 3), where *Orbitoides* sp. was previously described by WOPFNER (1954). Beside other planktonic species, OBERHAUSER (1963) identified *Gansserina gansseri* (BOLLI), which is a marker fossil for the upper Maastrichtian. He assumed that the succession near Rotkopf Mt. might reach into the Danian but subsequent re-sampling of the section by LAHODYNSKY (1988) did not give evidence for this. ORTNER (1990) reported on four calcareous nannoplankton species from other sites of the Muttekopf area, which were determined by Herbert Stradner (Vienna): *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Eiff-*

ellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) and *Eiffellithus eximius* (STOVER). The stratigraphic range of the latter species is from the Turonian to the top of the Campanian. More precise chronostratigraphic assignments were not possible with this poor assemblage because the other recognized species have more extended ranges.

For this paper, smear slides from newly collected samples from different outcrops of the Muttekopf area were investigated for calcareous nannoplankton. Additionally, well documented samples from this area, which are stored in the collections of the Geological Survey of Austria were re-examined for the same purpose. This paper records the first evidences of Upper Santonian–Campanian, Maastrichtian and Danian calcareous nannoplankton assemblages from the Muttekopf area.

Geological setting

The Muttekopf area belongs to the 500 km long fold and thrust belt of the Northern Calcareous Alps (NCA), which are a detached part of the Adriatic Plate. In the Cretaceous, deposition occurred at the northern active continental margin of this plate, which was located at a paleolatitude of 20° to 30° N (PUEYO et al., 2007). After an episode of strong deformation and erosion in the Albian and Cenomanian, a transgression in the Turonian heralds the onset of the deposition of the mainly siliciclastic and mixed siliciclastic-carbonate strata of the Gosau Group. The formation of this new sedimentary basin is still discussed and several basin types were interpreted, e.g. compressional piggy back and synthrust basin models or extensional and pull-apart basin models (e.g. WAGREICH & DECKER, 2001). The lower part of the Gosau Group (Lower Gosau Subgroup) consists of terrestrial to shallow marine deposits. A strong pulse of subsidence in the Santonian caused the establishment of deep marine conditions in the western part of the NCA in the Middle Santonian (EGGER



Text-Fig. 1.
Position of the Muttekopf area.



Text-Fig. 2.
Sample point 750 m eastward of Galtseitejoch.

et al., 2013 and references therein). Sedimentation was terminated by the collision of the Adriatic and European continental plates in the late Lutetian, 42 million years ago (EGGER et al., 2017).

In the Muttekopf area, the base of the Gosau Group is resting on Upper Triassic lagoonal dolomite (Hauptdolomit) and consists of braided river and alluvial fan deposits. These are overlain by the above mentioned neritic silty to sandy marlstone containing inoceramids and planktonic foraminifera of the Lower Santonian. The whole succession of the Lower Gosau Subgroup is about 300 m thick and was designated as Plattein Formation by HAAS (1991).

Further up-section, the succession is dominated by gravity flow deposits indicating substantial subsidence of the basin. Deposition of this 850 m thick deep marine succession (Muttekopf Formation, HAAS, 1991) took place in a submarine slope environment and was affected by syn-sedimentary deformation, which is reflected by two major unconformities. ORTNER et al. (2015 and references therein) interpreted these unconformities as connected to tear faults during transpressive fold growth. These unconformities subdivide the Upper Gosau Subgroup into three parts. Each of them is dominated by laterally continuous siliciclastic turbiditic sandstone and siltstone and resedimented unchannelized conglomerates showing predominant carbonate clasts. Within the middle part a 50 m thick slump with megaclasts of Triassic limestone occur.

Material and methods

For calcareous nanofossil investigations, smear-slides were prepared from a suspension of unprocessed material in distilled water of pH 7 without applying concentration techniques. Fifty smear slides were studied with a Zeiss Axioplan light microscope using crossed and parallel polarization filters at a magnification of 1,000 x. For chro-

nostratigraphic assignments the zonal schemes of SISSINGH (1977) and MARTINI (1971) have been used for the Cretaceous and Paleogene deposits, respectively.

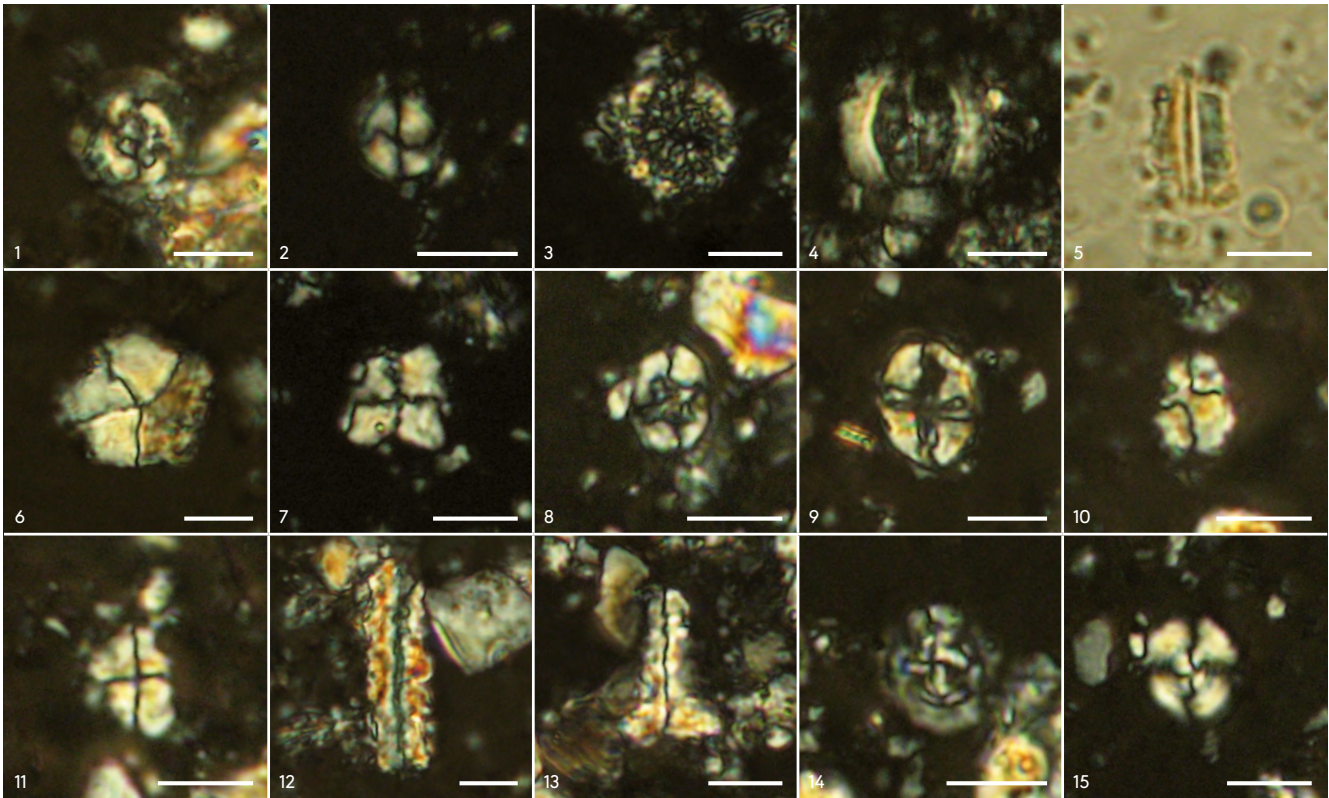
During a field trip in 2015 samples were collected along the track from the Hanau hut to the Fundoas Valley (Text-Fig. 1) and along the track leading from the Muttekopf hut eastward to Platteinwiesen. Due to strong recrystallization most of these samples do not contain identifiable calcareous nannoplankton. In a few samples *Watznaueria barnesae* BLACK is the only species sporadically occurring, which has a stratigraphic range from the Jurassic to the end of the Cretaceous. Stratigraphically important nannoplankton assemblages were found in two samples taken to the east of the Galtseitejoch (Text-Fig. 1). The nannoplankton assemblages of these samples are poorly preserved and consist essentially of deeply etched and fragmented specimens. Per field of view one to five specimens occur. Thirteen species were identified.

Additionally, nine smear slides of samples from the Rotkopf area were investigated (Text-Figs. 1, 4). These samples from the uppermost part of the Muttekopf Gosau succession were collected by Roman Lahodynsky in the year 1987 and are stored in the collections of the Geological Survey of Austria. These nannoplankton assemblages also display poor preservation and low diversity. Seventeen species were identified including reworked taxa, which form the majority of encountered species.

Results

Upper Santonian to Middle Campanian

Only two out of 24 samples, which were taken along the track from the Hanau hut to the Fundoas valley (Text-Fig. 1), contain stratigraphically valuable nanofossils. These fossiliferous samples originate from the same location (47°15'29" N, 010°37'15" E), which is situated about



Text-Fig. 3.

Light microscope images of calcareous nanoplankton species from the Muttekopf area. (1) *Cruciplacolithus tenuis* – sample M41, (2) *Coccolithus pelagicus* – M9, (3) *Operculodinella operculata* – M9, (4) *Arkhangelskiella cymbiformis* – M9, (5) *Lithravidites quadratus* – M32, (6) *Braarudosphaera bigelowii* – M41, (7) *Uniplanarius gothicus* – M25, (8) *Eiffellithus turriseiffeli* – GJ12, (9) *Eiffellithus eximius* – GJ12, (10) *Calculites obscurus* – GJ12, (11) *Calculites ovalis* – GJ12, (12) *Lucianorhabdus cayeuxii* – GJ12, (13) *Lucianorhabdus maleformis* – GJ12, (14) *Prediscosphaera cretacea* – GJ12, (15) *Watznaueria barnesae* – GJ12. Scale bar: 5 μ m.

750 m to the east of the Galtseitejoch in an altitude of 2,300 m (Text-Figs. 1, 2). The sampled rock is light grey marlstone, which alternate with brownish weathering turbiditic sandstone. Single marlstone layers are up to 1 m thick, the sandstone beds can obtain thicknesses up to 0.5 m. Sandstone beds often display the lower parts of the Bouma cycle (T_{abc}), the marlstone is interpreted to be part T_d of this cycle.

The nanoplankton assemblage of the two samples (GJ12, GJ13) is strongly recrystallized (Text-Fig. 3). Only 12 species could be determined with certainty: *Broinsonia enormis* (SHUMENKO), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Calculites ovalis* (STRADNER), *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Micula staurophora* (GARDET), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKI), *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE and MARTINI), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Zeugrhabdotus embergeri* (NOËL).

All encountered species are from the Cretaceous, most of them have their first occurrences (FO) in the Upper Cretaceous. Among this assemblage, *Lucianorhabdus cayeuxii* is the second most common species after *Watznaueria barnesae*. In the zonation scheme of SISSINGH (1977) the first occurrence (FO) of *L. cayeuxii* indicates the base of the Santonian Zone CC16 and the FO of *Calculites obscurus* is the marker for the base of Zone CC17 (*Calculites obscurus* Zone), which comprises the uppermost Santonian and lowermost Campanian (see GRADSTEIN et al., 2012). The zonal marker for Zone CC18 (*Broinsonia parca* Zone) was not found. However, it cannot be ruled out that the absence of this species is

due to the poor preservation of the assemblage. A stratigraphic age not younger as Middle Campanian is indicated by several specimens of *Eiffellithus eximius*, a species which has its last occurrence (LO) in the lower Upper Campanian. Hence, if the composition of this assemblage is not an effect of heterochronous reworking, the samples can be assigned to the Upper Santonian to Middle Campanian.

Maastrichtian

Maastrichtian nanoplankton assemblages (Text-Figs. 3, 4) occur in samples collected by Roman Lahodynsky at the ridge to the northeast of the Rotkopf Mt. (2,692 m). The chronostratigraphic assignment is based on findings of *Lithravidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, whose FO is about at the base of the Upper Maastrichtian (GRADSTEIN et al., 2012). *L. quadratus* co-occurs with fragments of large specimens ($> 10 \mu$ m) of *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, which is also indicative for the Upper Maastrichtian. Beside these two stratigraphically important species, *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKI), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Micula staurophora* (GARDET), *Uniplanarius gothicus* (DEFLANDRE) and *Watznaueria barnesae* (BLACK) were observed. In the zonation scheme of SISSINGH (1977) the assemblage can be attributed to Zone CC25 (*Lithravidites quadratus* Zone). The close spacial proximity to Paleocene deposits described below suggests that the absence of markers for Zone CC26 (*Micula prinsii*, *Nephrolithus frequens*) might be due to the poor preservation of the assemblage.

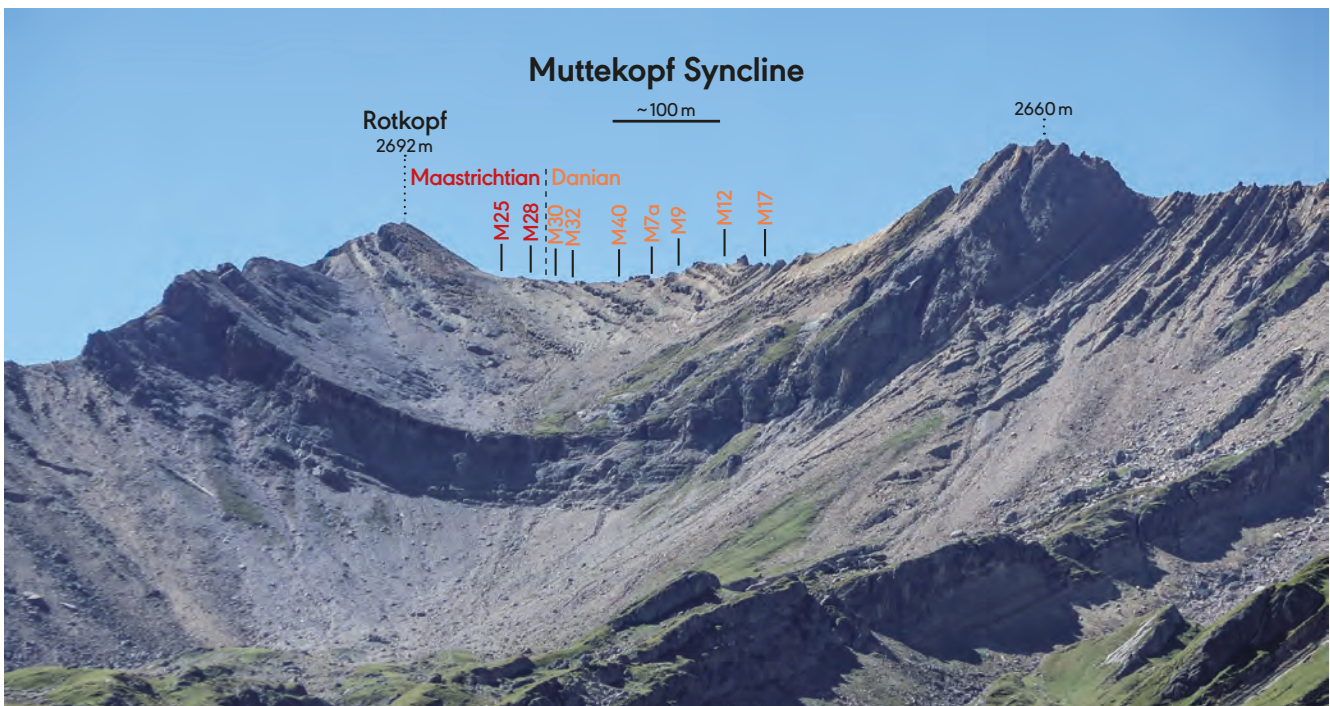
AGE	SAMPLE	<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	<i>Broinsonia enormis</i>	<i>Broinsonia parca parca</i>	<i>Calculites ovalis</i>	<i>Calculites obscurus</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cribrosphærella ehrenbergii</i>	<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	<i>Cyclagelosphaera reinhardtii</i>	<i>Eiffelithus eximius</i>	<i>Eiffelithus turrisseiffeli</i>	<i>Ericsonia</i> sp.	<i>Lithraphidites quadratus</i>	<i>Lithraphidites</i> sp.	<i>Lucianorhabdus cayeuxii</i>	<i>Lucianorhabdus maleformis</i>	<i>Markalius inversus</i>	<i>Microrhabdulus decoratus</i>	<i>Micula staurophora</i>	<i>Operculodinaella operculata</i>	<i>Placozygus spiralis</i>	<i>Prediscosphaera cretacea</i>	<i>Retecapsa crenulata</i>	<i>Uniplanarius gothicus</i>	<i>Watznaueria bamesae</i>
Paleocene	M17	•					•			•				•			•		•	•			•			•	
	M12	•					•		•	•	•	•	•	•	•						•	•		•		•	
	M9	•	•				•	•		•		•	•	•			•				•	•				•	
	M7a		•	•			•		•	•		•	•	•			•				•	•				•	
	M41	•	•	•						•			•	•			•				•	•		•		•	
	M32	•	•	•			•		•			•	•	•	•		•				•	•		•		•	
Cret.	M28	•							•			•		•							•			•		•	
	M25	•		•					•			•		•			•				•		•		•	•	
	GF13			•	•							•					•				•			•		•	
	GJ12			•	•	•						•	•		•	•	•	•	•				•		•	•	

Tab. 1. Distribution of calcareous nannoplankton species in the samples from the Muttekopf area.

Danian

The Cretaceous/Paleogene-boundary (K/Pg-boundary) has been discovered at five sites within the Nierental Formation (Gosau Group) of the Eastern Alps (see EGGER et al., 2009, for a review). At all sections, the lowermost Paleocene is characterized by massive reworking of Cretaceous species, which prevents unequivocal differentiation between survivors and victims of the ecological disaster at

the end of the Mesozoic. Good indicators for survivorship of taxa are atypical abundances of species, reflecting the ecological stress after the rapid environmental changes at the K/Pg-boundary (PERCH-NIELSEN, 1985). Albeit scarcely, the calcareous dinoflagellate cyst *Operculodinaella (Thorasphaera) operculata* appears regularly in the Maastrichtian samples but exhibits an unprecedented increase in abundance immediately following the K/Pg-event. This corre-



Text-Fig. 4. Sample points at the ridge to the northeast of Rotkopf.

sponds to the “*Thoracosphaera*” bloom, which was recorded in many K/Pg-boundary sites because the cyst-producing genus *Operculodina* was apparently well adapted to the environmental conditions at and just above the boundary (HILDEBRAND-HABEL et al., 1999).

In the samples collected by Roman Lahodynsky at the Rotkopf ridge (Text-Figs. 3, 4), the onset of the Danian is indicated by common fragments of *Operculodina* (“*Thoracosphaera*”) *operculata* (BRAMLETTE & MARTINI), which occur regularly from sample M30 up-section (Tab. 1). In all of these samples *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD) was found, a species which was encountered in the Maastrichtian samples of the Muttekopf area (Tab. 1). High abundances of this latter species are recorded in a number of K/Pg-boundary sections (e.g. PERCH-NIELSEN, 1985; GARDIN & MONECHI, 1998; TANTAWY, 2003). Both species occur already in the Maastrichtian but appear in large numbers only within the *Markalius inversus* Zone (Zone NP1) after the impact event at the K/Pg-boundary.

Cruciplacolithus tenuis (STRADNER), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), and *Ericsonia* sp. were found further up-section at the Rotkopf ridge. These species have their FO in the Danian *Cruciplacolithus tenuis* Zone (Zone NP2), which is the highest zone preserved in the Muttekopf area. Additionally, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Broinsonia parca parca* (STRADNER), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKI), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, *Micula staurophora* (GARDET), *Placozygus spiralis* (BRAMLETTE & MARTINI), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKI), *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Uniplanarius gothicus* (DEFLANDRE), and *Watznaueria barnesae* (BLACK) occur as reworked species.

Discussion

Taking into account the thickness of the Paleogene in other areas of the Northern Calcareous Alps, particularly of the stratigraphically most complete succession in the Reichenhall Basin near Salzburg (EGGER et al., 2017), it can be assumed that about 1,000 m thick Paleocene and Eocene deposits were eroded in the Muttekopf area. Nonetheless, this original sedimentary coverage cannot explain the high grade of diagenesis of the Gosau Group there. PETSCHICK (1989) reported on vitrinite reflectance values between 1.03 %R at the base of the succession and 0.59 %R at its top. These values suggest burial depths between 3 and 4 km and give evidence that the Gosau deposits were overthrust by structurally higher units, which were almost totally removed by erosion. Small relics of these units are the Krabachjoch and Larsenn klippen in the proximity of the Muttekopf area, which are also part of the Northern Calcareous Alps.

Due to this deep burial of Cretaceous and Paleogene deposits nannoplankton assemblages are destroyed or strongly damaged. If calcareous nannoplankton is preserved the diversity is low and the specimens are deeply etched, centreless, and fragmented. Consequently, the identity of specimens is often questionable. These assemblages originate from samples showing vitrinite reflectance values between 0.6 %R and 0.8 %R. Samples with a higher degree in diagenesis do not contain identifiable nannofossils with the exception of sporadically occurring specimens of *Watznaueria barnesae*, which usually is the most common species in Cretaceous deposits of the Eastern Alps.

The biostratigraphic interpretation of calcareous nannoplankton assemblages is not only hampered by poor nannofossil preservation due to diagenetic alteration but also by syndimentary substantial reworking of older species. Particularly the Paleocene assemblages can contain substantial admixtures of species (*Broinsonia parca parca*, *Eiffellithus eximius*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lithraphidites quadratus*, large specimens of *Arkhangelskiella cymbiformis*), which indicate the erosion of Campanian and Maastrichtian strata in the earliest Paleocene.

Conclusion

Before continental collision in the Lutetian, deposits of the Gosau Group (Turonian–Lutetian) accumulated on the part of the active continental margin, which later became the Northern Calcareous Alps. Associated with the uplift of the Eastern Alps, the vast majority of the sedimentary rocks of the Gosau Group was removed by erosion and only small relics of the former extensive coverage are preserved in areas of tectonic subsidence. The only known exception of this distribution pattern is the Muttekopf area, where enhanced tectonic uplift can be implied from vitrinite reflectance data. It is assumed that at least 1 km of Paleogene deposits and c. 3 km of overlying tectonic units became eroded. Today, the only existing Paleogene deposits in the Muttekopf area are c. 100 m thick Paleocene strata, which reach into the *Cruciplacolithus tenuis* Zone (Zone NP2) of the lower Danian.

Acknowledgements

I am indebted to MARKUS KOGLER for preparing the figures of this publication and to SABINE GIESSWEIN for processing the nannoplankton samples.

References

- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **62**, 289–310, Wien.
- EGGER, H., KÖBERL, C., WAGREICH, M. & STRADNER, H. (2009): The Cretaceous-Paleogene (K/Pg) boundary at Gams, Austria: Nanoplankton stratigraphy and geochemistry of a bathyal northwestern Tethyan setting. – *Stratigraphy*, **6**, 333–345, New York.
- EGGER, H., MOHAMED, O. & RÖGL, F. (2013): Plankton stratigraphy of the Santonian at Morzg, Salzburg (Gosau Group, Northern Calcareous Alps, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106**, 89–114, Wien.
- EGGER, H., BRIGUGLIO, A. & RÖGL, F. (2017): Eocene stratigraphy of the Reichenhall Basin (Eastern Alps, Austria, Germany). – *Newsletters on Stratigraphy*, **50/3**, 341–362, Stuttgart.
- GARDIN, S. & MONECHI, S. (1998): Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nanoplankton at the cretaceous/Tertiary boundary. – *Société Géologique de France Bulletin*, **169**, 709–723, Paris.
- GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): The Geologic Time Scale, 855–921, Amsterdam.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., Gotha (J. Perthes).
- HAAS, C. (1991): Sedimentologische und geologische Untersuchungen in der östlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – Unpublizierte Master Thesis, Universität Innsbruck, 117 S., Innsbruck.
- HILDEBRAND-HABEL, T., WILLEMS, H. & VERSTEEGH, G.J.M. (1999): Variations in calcareous dinoflagellate associations from the Maastrichtian to Middle Eocene of the western South Atlantic Ocean (Sao Paulo Plateau, DSDP Leg 39, Site 356). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, **106**, 57–87, Amsterdam.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1979): A revision of *Ammonites mitis* (HAUER) and *Ammonites glaneggensis* REDTENBACHER from the Gosau beds (Upper Cretaceous) of Austria. – *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, **6**, 71–87, Wien.
- LAHODYNSKY, R. (1988): Bericht 1983–1987 über geologische Aufnahmen im Rahmen der Suche nach der Kreide/Tertiär-Grenze (Grundlagenforschung). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 485–495, Wien.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geologische Rundschau*, **79**, 47–84, Berlin–Heidelberg.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. – In: FARINACCHI, A. (Ed.): *Proceedings II Planktonic Conference Roma 1970*, **2**, 739–785, Roma.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **106**, 1–88, Wien.
- ORTNER, H. (1990): Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – Unpublizierte Master thesis, Universität Innsbruck, 100 S., Innsbruck.
- ORTNER, H., KOSITZ, A., WILLINGSHOFER, E. & SOKOUTIS, D. (2015): Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Basin Research*, **28**, 731–751, Oxford. <https://dx.doi.org/10.1111/bre.12129>
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 427–554, Cambridge.
- PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illitkristallinität). – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie C*, **10**, 259 S., Frankfurt am Main.
- PUEYO, E.L., MAURITSCH, H.J., GAWLICK, H.-J., SCHOLGER, R. & FRISCH, W. (2007): New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. – *Tectonics*, **26/5**, TC5011, 25 pp., Washington, D.C. <https://dx.doi.org/10.1029/2006TC001965>
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nanoplankton. – *Geologie en Mijnbouw*, **56**, 37–65, Utrecht.
- TANTAWY, A.A.A.M. (2003): Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cretaceous-Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt. – *Marine Micropaleontology*, **47**, 323–356, Amsterdam.
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Geologische Rundschau*, **90**, 714–726, Berlin.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie des Muttekopfgbietes (Tirol). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **100**, 11–82, Stuttgart.



Reitbauernmauer-Formation: Biostratigrafische und lithostratigrafische Neudefinition des „Mikritoidkalkes“ im Bajuvarischen Deckensystem (Nieder- und Oberösterreich)

MICHAEL MOSER¹, BEATRIX MOSHAMMER¹ & ÁGNES GÖRÖG²

3 Abbildungen, 5 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

68 Kirchdorf an der Krems / NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

69 Großbraming / NL 33-02-02 Ternberg

70 Waidhofen an der Ybbs / NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

71 Ybbsitz

Niederösterreich
Oberösterreich
Kalkvoralpen
Oberjura
Mikritoidkalk
Stratigrafie

Inhalt

Zusammenfassung	173
Abstract	173
Begriffsfassung und Verbreitung des „Mikritoidkalkes“	174
Die stratigrafische Einstufung der Reitbauernmauer-Formation an der Typlokalität	176
Lithologie und Mikrofazies	177
Stratigrafische Grundlagen, Profilbeschreibung und Eignung als Typusprofil	178
Tafeln	182
Literatur	192

Zusammenfassung

Für jenen, den stratigrafischen Richtlinien nicht genügenden, lithostratigrafischen Begriff „Mikritoidkalk“ werden eine Typlokalität, ein danach ausgerichtetes Formationsname, ein Typusprofil und ein Referenzprofil vorgeschlagen. Aus bio- und chronostratigrafischer Sicht hat sich der alte Steinbruch des Reithbauern, die Reit(h)bauernmauer bei Ybbsitz (Niederösterreich), als am besten dafür geeignet erwiesen, da die aus diesem Steinbruch erstbeschriebene, für die Nördlichen Kalkalpen einmalige Ammonitenfauna eine exakte Einstufung des Mikritoidkalkes in das (tiefere) Oxfordium erlaubt. Unterstützt wird die biostratigrafische Einstufung der Reitbauernmauer-Formation auch durch die darin enthaltene Foraminiferenfauna.

Reitbauernmauer Formation: A new biostratigraphic and lithostratigraphic definition of the former “Micrite-oid-limestone” within the Bajuvaric Nappe System (Lower and Upper Austria)

Abstract

This paper defines a new type area, type section, reference section and name of formation for the stratigraphic invalid term “Mikritoidkalk” (“micrite-oid limestone”). Because of its extensive Oxfordian ammonite fauna, unique for the Northern Calcareous Alps, the old quarry of the farm “Reithbauer”, the “Reit(h)bauernmauer” near Ybbsitz (Lower Austria), is best suitable for this aim. Additionally the foraminiferal microfauna of the Reitbauernmauer Formation confirms its Oxfordian age assignment.

1 MICHAEL MOSER, BEATRIX MOSHAMMER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at, beatrix.moshammer@geologie.ac.at
2 ÁGNES GÖRÖG: Eötvös Loránd University, Department of Palaeontology, Pázmány Péter sétány 1/C, H 1117 Budapest. gorog@ludens.elte.hu

Begriffsfassung und Verbreitung des „Mikritoidkalkes“

In der Literatur existiert eine Menge lithostratigrafischer Bezeichnungen für jenen massig erscheinenden, meist rosa-hellgrau gefärbten Oberjurakalk, der, stets mit einer geringen Mächtigkeit von 20–30 m einzelne niedrige Felswände und -züge ausbildend, vor allem in den tektonisch tiefsten, bajuvarischen Deckeneinheiten (= Tief- und Hochbajuvarikum) der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) auftritt und stets mit roten Knollenkalken des Mittel- und Oberjura in Verbindung steht. Zusammen mit diesen Rotkalken bildet er eine kontinuierliche Abfolge von Schwelensedimenten mit pelagischer Sedimentation während des Oberjura aus. Aufgrund seiner dickbankig-massigen Ausbildung und meist sehr hellen Gesteinsfarbe ist dieser Oberjurakalk trotz seiner Fossilarmut zunächst von verschiedenen Autoren als „massiger Plassenkalk“ (ROSENBERG, 1965: 128), als „Plassenkalk und bunter Malmkalk“ (ROSENBERG, 1965: Taf. 1), als „Äquivalent des Plassenkalkes“ und „Plassenkalk s.l.“ (SCHWINGENSCHLÖGL, 1981: 52) sowie als „Plassenkalk (?)“ (JAVANMARDI, 1984) bezeichnet worden. Wegen dieses Vergleiches mit dem tithonen Plassenkalk des Salzkammergutes und wohl auch wegen der tektonisch bedingt komplizierten Lagerungsverhältnisse innerhalb der Frankenfels-, Ternberg- und Reichraming-Decke, mit z.T. überkippten Schichtfolgen, wurde dieser helle Massenkalk irrtümlicherweise oft in das Tithonium gestellt, obwohl die angeführten Autoren erkennen hätten müssen, dass diese Massenkalk bereits im Liegenden des „Tithonflaserkalkes“ (ROSENBERG, 1965: 129; GEYER & ABEL, 1918: 37) sowie des tithonen Haselbergkalkes oder des Tegernseer Kalkes (ROSENBERG, 1965: Taf. 1; SCHWINGENSCHLÖGL, 1981: 51) aufzutreten pflegen. Dies gilt zuletzt auch für BIRKENMAJER (1996: 315), der in diesem Zusammenhang von „thick massive white limestone, Tithonian-Berriasian“ in der Reichraming-Decke gesprochen hatte.

Demgegenüber gelang es bereits LEISCHNER (1959: 844, 845) im Salzkammergut (Tirolikum) einen hellen, massigen, Protoglobigerinen führenden „Untermalm-Oolithkalk“ zu beschreiben. Mit diesem waren zwei wichtige neue mikrofaziale Elemente des Oberjura genannt, die bisher weder aus dem Plassenkalk, noch aus anderen Flachwasserbildungen des Oberjura bekannt waren: das massive Auftreten von Ooiden oder ooidähnlichen Komponenten (Allochemen) zusammen mit Fossilien des pelagischen Ablagerungsraumes wie Ammoniten, Belemniten, pelagischen Bivalven, planktonischen Foraminiferen, Radiolarien und planktonischen Algen.

Da jedoch der Fossilgehalt der hellen, massigen Kalke stets gering ist und nur schwer biostratigrafisch gesicherte Daten daraus gewonnen werden konnten, wurde dieser „Ooid-, Pseudoooid- und Onkoid- führende Massenkalk“ stets aus seiner lithostratigrafischen Position im Profil, nämlich zwischen der Klaus-Formation bzw. dem Vilser Kalk des Mitteljura im Liegenden und dem roten Steinmühlkalk des höheren Oberjura im Hangenden, ganz allgemein bereits in den Bereich des Oxfordiums gestellt (LEISCHNER, 1959: 845; EHRENDORFER, 1988: Abb. 3; PAVLIK, 1984: 38; PAVLIK, 1989: 51; EPPLE, 1990: 108; MOSER et al., 2016: 327). Nach PAVLIK (1984: 39) kann der „Mikritoidkalk“ den Ruhpoldinger Radiolarit des Oxfordiums zeitlich und faziell

vertreten, was indirekt auch im bekannten „Arracher-Steinbruch“ (Frankenfels-Decke zwischen Waidhofen an der Ybbs und Ybbsitz in Niederösterreich) von FENNINGER & HOLZER (1972: 80) bestätigt worden ist, indem diese dort die Einschaltung einer etwa 30 cm dicken, Hornstein führenden Pel-Oosparitbank innerhalb von roten Kiesel- oder Hornsteinkalken bzw. Radiolariten des (höheren) Oxfordiums erwähnen. Das Vorhandensein solcher als „Peloide“ (FLÜGEL, 1967: 33) angesprochenen „Mikrit-Ooide“ (pelagische Ooide) als Schüttung (grain-flow) innerhalb der radiolaritischen Kieselgesteine des „Arracher Steinbruches“ ist auch aus den Abbildungen der Tafel 3, Abbildung B (FLÜGEL, 1967) ersichtlich und belegt einen lateralen Zusammenhang zwischen diesen beiden heterotypischen Faziesbereichen. Die indirekte Einstufung dieser „Pelsparit-Bank“ (FLÜGEL, 1967: 33) in das Oxfordium ist nicht nur lithostratigrafisch durch deren Einschaltung in Radiolarit-ähnliche Kieselgesteine belegt, sondern auch biostratigrafisch durch Ammoniten, Belemniten und Inoceramen des Oxfordiums, die TRAUTH (1950: 202) aus einem roten Knollenkalk im unmittelbar Liegenden der kieseligen Abfolge anführt. Rutschstrukturen („slumping“) innerhalb der Radiolaritlagen können als Hinweis auf ein flaches Gefälle innerhalb des Radiolarit-Beckens und der daran anschließenden Schwellen sowie als ideales Milieu für Resedimentation gewertet werden.

In der Literatur existieren neben dem Begriff „Mikritoidkalk“ auch andere, sich an der Lithologie orientierende Bezeichnungen wie „Mikroonkoidkalk“ (EHRENDORFER, 1988: 139), „Mikro-Oolithkalk“ oder „Globigerinen-Oolith“ (WESSELY, 2006: 140) und „Suturenkalk“ (RUTTNER, 1955: 66). Letzterer Begriff lässt sich auf die in manchen Mikritoidkalk-Typen beobachtbaren Tonsuturen, die durch Drucklösung im größtenteils feinkörnig-mikritischen Sediment entstanden sind, zurückführen. Alle drei Begriffe sind stratigrafisch nicht anzuerkennen, da sich ein rein an der Lithologie bzw. Lithofazies orientierter Formationsbegriff (z.B. „Mikritoid-Formation“ bei GAWLICK et al., 2009: 85) nicht mit den Richtlinien der stratigrafischen Nomenklatur verträgt (STEININGER & PILLER, 1999). Auch wurde der Begriff „Mikritoidkalk“ (sensu EHRENDORFER, 1987: 28) nicht in die Stratigrafische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) aufgenommen.

Auch innerhalb der westlichen Nördlichen Kalkalpen, wie den Bayerischen Kalkvoralpen, haben verschiedene Autoren bereits die Mikrofazies von Jurakalken, die chronostratigrafisch und lithologisch gänzlich mit der Mikrofazies des „Mikritoidkalkes“ der östlichen Nördlichen Kalkalpen übereinstimmen, beschrieben. DOBEN (1970: 68) erwähnt aus der Umgebung von Ruhpolding (Lechtal-Decke, Bayerische Kalkvoralpen) einen „dickbankigen beigen Oolithkalk des Malm“ im Liegenden von „rotem Knollenflaserkalk in Haßbergfazies“ (= Haselbergkalk des Tithoniums bzw. Steinmühlkalk) und LACKSCHEWITZ et al. (1989: 163) erwähnen eine Ooid-führende „Pseudo-Peloid-Fazies“ innerhalb „roter Knollenflaserkalke“ (= Ruhpoldinger Marmor bzw. Steinmühlkalk) im Gebiet der Chiemgauer Alpen. Zuletzt kann auch EBLI (1997: 185) „Cyano-Onkoide und -Ooide im Schwellenkalk (Malm) der Hochbajuvarischen Randmulde“ (Lechtal-Decke) nachweisen. Alle diese drei Autoren

Abb. 1. Chrono- und lithostratigrafische Tabelle des Bajuvarischen Deckensystems in Nieder- und Oberösterreich. ▶

Periode	Epoche	Tiefbajuvarikum	Hochbajuvarikum	
KREIDE	Mio-Jahre			
	Ober-		Branderfleck-Formation	
	100,5	Losenstein-Formation		
	Unter-	Rossfeld-Formation	Rossfeld-Formation	
		Schrambach-Formation	Schrambach-Formation	
Ammergau-Formation („Aptychenschichten“)		Ammergau-Formation („Aptychenschichten“)		
145	<i>Calpionellen-Fazies</i> Steinmühlkalk	<i>Calpionellen-Fazies</i> Steinmühlkalk		
JURA	Ober-	<i>Saccocomen-Fazies</i> Reitbauernmauer-Formation	<i>Saccocomen-Fazies</i> Reitbauernmauer-Formation	
	163,5	Ruhpoldinger Radiolarit		
	Mittel-	Vilser Kalk	Klaus-Formation	
		Klaus-Formation		
	174			
Unter-	Allgäu-Formation	Allgäu-Formation	Hierlatzkalk	
201	Schattwalder Schichten			
TRIAS	Ober-	Kössen-Formation	„Oberrhät“ Kalk	
			Kössen-Formation	
		Plattenkalk	Plattenkalk	
		Hauptdolomit	Hauptdolomit	
		Opponitzer Schichten	Opponitzer Schichten	
		Lunz-Sandstein	Lunz-Sandstein	
	237	Wettersteinkalk	Reifling-Formation	
	Mittel-		Steinalm-Formation	
			Annaberger Kalk	Gutenstein-Formation
	247		Reichenhall-Formation	
Unter-		Werfener Schichten		
	252			
PERM	Ober-		Haselgebirge	

führen dabei neben den Ooiden und Pseudopeloiden auch für den „Mikritoidkalk“ charakteristische Biogene wie (pelagische) Bivalvenschalen, Filamente, (Proto)Globigerinen, Echinodermenfragmente und Radiolarien an. Ebenso können diese Autoren stets auch die „Saccocomen-Fazies“ des Kimmeridgiums im Hangenden des „Mikritoidkalkes“ feststellen (Abb. 1).

Daneben sollte erwähnt werden, dass einige Autoren (LEISCHNER, 1959: 844; SCHÄFFER & STEIGER, 1986: 63; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009: 10) „pelagische Ooide“ sowie „Pseudo-Ooid“ und „Pseudo-Onkoid“ führende Kalke des Oberjura aus dem Tirolikum des Salzkammergutes beschrieben haben. Diese, in einer mikritischen oder mikrosparitischen Grundmasse schwimmenden „Pseudo-Ooide“ stellen hier eine dem „Mikritoidkalk“ sehr nahestehende Mikrofazies dar, die hier jedoch sowohl im Hangenden von mikritischen Rotkalen des Kimmeridgiums bis unteren Tithoniums (Agathakalk bzw. Steinmühlkalk), als auch im Liegenden von *Saccocoma* AGASSIZ führenden Kalen desselben Alters (Rettenbachkalk) anzutreffen ist. Letztere, im Liegenden des Rettenbachkalkes auftretende, „pelagische Ooide“ führende Mikrofazies tritt am Hubkogel bei Bad Ischl (SCHÄFFER & STEIGER, 1986: 64) auf und ist chronostratigrafisch und mikrofaziell mit dem „Mikritoidkalk“ des Bajuvarischen Deckensystems gut zu vergleichen.

Für die stratigrafische Nomenklatur des „Mikritoidkalkes“ innerhalb des Bajuvarikums ist der von TRAUTH (1950: 202f.) eingeführte Terminus „weißer Reitmauerkalk“ bzw. „Oberer Reitmauerkalk“, der an seiner Typlokalität, der Reit(h)bauernmauer bei Ybbsitz (Niederösterreich) auch reichlich feinstratigrafisch wertvolles Fossilmaterial des Oxfordiums (TRAUTH, 1922: 250) geliefert hat, am zutreffendsten gewählt worden. Nicht zuletzt deswegen, und auch aufgrund der biostratigrafisch in diesem Steinbruch gut definierbaren Liegendgrenze zum Callovium („Unterer Reitmauerkalk“, TRAUTH, 1922: 246–248), eignet sich dieser Steinbruch gut zur Definition einer Typlokalität, eines Typus-Teilprofiles und eines stratigrafisch gültigen Formationsbegriffes für den „Mikritoidkalk“. Dieser umfasst jedoch lediglich den Mittel- und Oberteil des Steinbruchs Reit(h)bauernmauer und entspricht nur dem „Oberen Reitmauerkalk“ sensu TRAUTH (1950: 202, 203). Da jedoch ersichtlich ist, dass der von TRAUTH (1950) definierte Reitmauerkalk einen mittljurassischen Anteil umfasst (= „Unterer Reitmauerkalk“, KUNZ, 1967: Abb. 2), der schon durch den Begriff Klaus-Formation belegt ist, und einen oberjurassischen Anteil umfasst, der allein dem „Mikritoidkalk“ des Oxfordiums entspricht („Oberer Reitmauerkalk“, TRAUTH, 1950: 203), ist der Begriff „Reitmauerkalk“ stratigrafisch als eher ungünstig zu bezeichnen. Weiters stellt der Begriff „Reitmauer“ lediglich eine Verkürzung oder Verballhornung des korrekten geografischen Begriffes „Reit(h)bauernmauer“ dar, sodass dieser Sammelbegriff von TRAUTH eher vermieden werden sollte. In dieser vorliegenden Arbeit soll daher als stratigrafisch korrektere Bezeichnung für den rein oberjurassischen „Mikritoidkalk“ die **Reitbauernmauer-Formation** vorgeschlagen werden.

Die stratigrafische Einstufung der Reitbauernmauer-Formation an der Typlokalität

Der schon alte Steinbruch „Reit(h)bauernmauer“ wurde vor allem im 18. Jahrhundert zur Gewinnung von Dekorgestein für die Innengestaltung verschiedener Kirchen in der Nähe von Ybbsitz (v.a. Wallfahrtskirche am Sonntagberg bei Waidhofen an der Ybbs, Niederösterreich) in Betrieb genommen (Abb. 2). Nach einer kurzen Reaktivierung des Bruches im 19. Jahrhundert fand kein weiterer Abbau dieses als „Ybbsitzer Marmor“ bezeichneten Gesteins mehr statt. TRAUTH (1922: 245) erwähnt den Steinbruch bereits 1910 als „stark abgebaut“, dafür aber als erstklassige Lokalität für Fossilfunde.

Dieser Lokalität entstammt die für die stratigrafische Einstufung des „Mikritoidkalkes“ (Reitbauernmauer-Formation) bedeutungsvolle Fossilienaufsammlung, die von P. Ortner in den Jahren 1910 bis 1912 mit Hilfe einer künstlichen Sprengung getätigt wurde und, zu unserem Glück, ziemlich vollständig im Naturhistorischen Museum in Wien hinterlegt wurde. TRAUTH (1922: 246–250) hatte die von Ortner aufgesammelten Fossilien bestimmt und als lange Fossilliste bei der Geologischen Gesellschaft in Wien veröffentlicht. 40 Jahre später wurde im Rahmen einer Dissertation (LAUER, 1967) die bereits schon etwas verfallene und verschüttete unterste Etage dieses Steinbruchs durch KUNZ (1967) wieder freigelegt und daraus nochmals eine reiche Molluskenfauna aus dieser Liegendpartie des Steinbruchs Reitbauernmauer beschrieben. KUNZ (1967: Abb. 2) fügte seiner publizierten Faunenliste auch eine schöne Grafik (Zeichnung: P. Schlusche) von der Ansicht der unteren Steinbruchetage mit deutlich ersichtlicher lithostratigrafischer Gliederung bei. Da diese Liegendpartie des Steinbruchs heute wieder völlig verschüttet ist, kann diese biostratigrafische Leistung von KUNZ (1967) nicht hoch genug eingeschätzt werden. Auch liegen aus dieser bereits verschütteten Liegendpartie wertvolle Schlibfbeschreibungen von LAUER (1967: 43, 44) vor. Wiederum 30 Jahre später wurde der Steinbruch im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Wien von PLOCAR (1998: 109, 110) begutachtet und als „teilweise regeneriert“ und mit starker Verbuschung (Laubbäume, Büsche) eingestuft. PLOCAR (1998: 110, Abb. 78) fügte seiner Begutachtung des Steinbruchs auch eine Schlibfbeschreibung bei.

Für die biostratigrafische Einstufung des „Mikritoidkalkes“ bzw. der Reitbauernmauer-Formation sind nun die Fossilienaufsammlungen durch P. Ortner sowie die Fossilbestimmungen durch TRAUTH (1922) und KUNZ (1967) von Bedeutung. TRAUTH (1922: 250) führte aus dem „Oberen Reitmauerkalk“ (= Reitbauernmauer-Formation) folgende, für das Oxfordium leitende Ammoniten und Bivalven an:

Perisphinctes cyrilli NEUMANN (unteres Oxfordium)
Aspidoceras cf. *ovale* NEUMANN (unteres Oxfordium)
Oppelia colleti LEE (mittleres Oxfordium)
Perisphinctes cf. *elisabethae* DE RIAS (mittleres Oxfordium)
Perisphinctes healeyi NEUMANN (unteres/mittleres Oxfordium)
Pecten pilatensis FAVRE (unteres/mittleres Oxfordium)
Ochetoceras canaliculatum BUCH. (mittleres/oberes Oxfordium)
Phylloceras protortisulcatum POMP. (Oxfordium)

Dabei fällt auf, dass nur das tiefere und mittlere Oxfordium ausreichend fossilbelegt aufscheinen. Aus den im Liegen-

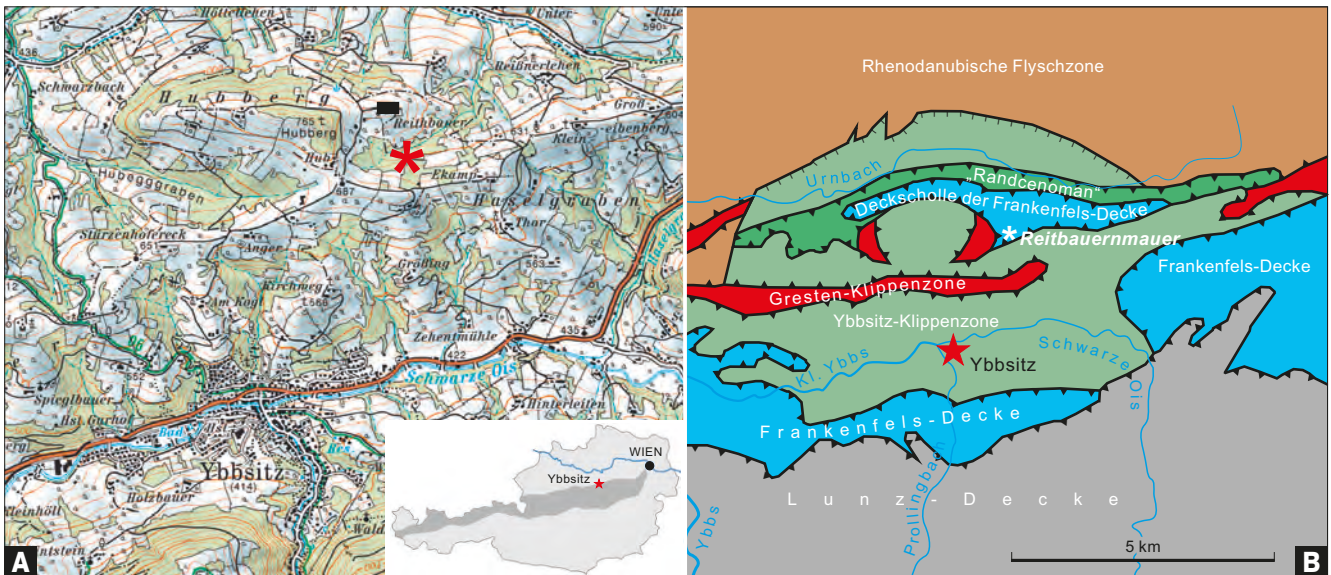


Abb. 2.
 A: Lage der beschriebenen Typlokalität „Reitbauernmauer“ 450 m SSE' Gft. Reithbauer bei Ybbsitz (Niederösterreich).
 BMN 34-Koordinaten: 643671 / 314984 (verändert nach: austrianmap, ÖK 71 Ybbsitz).
 B: Tektonische Übersicht (verändert nach: RUTTNER & SCHNABEL, 1988: Tektonische Übersicht 1:400.000).

den des „Mikritoidkalkes“ (Reitbauernmauer-Formation), an der Steinbruch-Basis auftretenden hellroten bis roten, mikritischen, gut gebankten Kalken der Klaus-Formation (= „Kelloway-Kalk“ bei TRAUTH, 1922 bzw. „Unterer Reitbauernmauerkalk“ bei TRAUTH, 1950) konnte v.a. KUNZ (1967) eine gut bestimmbare Mollusken- und Brachiopodenfauna, bestehend aus Bivalven, Gastropoden, Ammoniten und Brachiopoden des höheren Mitteljura (Bathonium–Callovium) beschreiben. Diese belegt die Liegendgrenze der Reitbauernmauer-Formation an der Callovium/Oxfordium-Grenze. Weitere stratigrafische Einstufungen des „Mikritoidkalkes“ (= Reitbauernmauer-Formation) können wir bei KRYSŤYN (1971: 499) finden, der von dem „Kritsch-Steinbruch“ Neumühle bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich) aus einem lichtgrauen Kalkmikrit (= „heller Globigerinenoolith“ bei WESSELY, 2008: Abb. 5) im Hangenden der fossilbelegten Rotkalken der Klaus-Formation den Ammoniten *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY), als Hinweis auf wahrscheinlich tiefes Oxfordium, anführt.

Eine ebenso genaue biostratigrafische Einstufung des „Mikritoidkalkes“ des Tiefbajuvarikums in das (tiefere) Oxfordium mit Hilfe der Mikropaläontologie konnte in der nun hier vorliegenden Arbeit durch Ágnes Görög (Budapest) mit Hilfe eines Dünnschliffes (Proben-Nr. 14/68/05) aus einem weißen, massigen, feinkörnigen Kalkstein vom Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) bei Micheldorf an der Krems (Oberösterreich, Taf. 5, Fig. 1) bzw. aus einem mittelgrauen, mikritischen, massigen Suturenkalk (Proben-Nr. 17/70/03) vom Schnabelberg (Kote 958 m) bei Waidhofen an der Ybbs (Niederösterreich) durchgeführt werden (Taf. 5, Fig. 2, 3). Der Oobiosparit bzw. Oomikrit mit völlig mikritisierten Ooiden, Cortoiden, Crinoiden, Bivalven, Protoglobigerinen, Lenticulinen, Nodosarien und Frondicularien enthielt mehrere Exemplare der milioliden Foraminiferen *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI) und *Ophthalmidium cf. pratensis* (DANITCH), wobei die erste genannte Form nur zwischen spätem Callovium und unterem Oxfordium auftreten soll (CLERC, 2005).

Lithologie und Mikrofazies

Die Lithologie des kalkalpinen „Mikritoidkalkes“ (Reitbauernmauer-Formation) wird im Allgemeinen als hellgrau-weißer, fleischrosa oder rötlicher, feinkörniger, dickbankig-massiger, felswandbildender fossilarmer Kalkstein beschrieben (LEISCHNER, 1959: 844, 845; ROSENBERG, 1965: 128, 129; LAUER, 1967: 52; FENNINGER & HOLZER, 1972: 101; PAVLIK, 1984: 38; EHRENDORFER, 1988: 139; WESSELY, 2008: 210, 211; GAWLICK et al., 2009: 85; HANSEN, 2013: 31; MOSER, 2014: 356, MOSER et al., 2016: 303, 304). Genau diese Lithologie ist auch beim „Mikritoidkalk“ der Reitbauernmauer zu beobachten. Lediglich die hier auftretenden knolligen Schichtflächen scheinen eine gesonderte Ausbildung darzustellen und lassen eine fazielle Verwandtschaft dieses „Mikritoidkalkes“ zu den roten biomikritischen Knollenkalken im Liegenden und Hangenden (Klaus-Formation und Steinmühlkalk) als offen-marine Schwellensedimente des Mittel- und Oberjura erkennen. Ein Vergleich der Mikrofazies der „Mikritoidkalken“ an der hier vorgeschlagenen, innerhalb einer Deckscholle der Frankenfels-Decke (Abb. 2) gelegenen Typlokalität „Steinbruch des Reithbauer“ (Reitbauernmauer-Formation) mit der Mikrofazies der „Mikritoidkalken“, die innerhalb der nördlichsten Einheiten der Nördlichen Kalkalpen (Ternberg-Decke, nördliche Anteile der Reichraming-Decke sowie Frankenfels-Decke) liegen, ergibt ein verblüffend ähnliches Bild (Taf. 3): in allen Fällen handelt es sich um helle, meist schichtungslos-bioturbate Oobiomikrite und -sparite (packstones, grainstones), die makro-, wie auch mikroskopisch, gleichmäßig verstreute Crinoidenstreu erkennen lassen, reichlich planktonische Foraminiferen enthalten (v.a. Protoglobigerinen), häufig auch benthonische Foraminiferen wie Lenticulinen, Spirillinen, Frondicularien und Nodosarien, sowie auch stratigrafisch wichtige Porzellanschaler (Miliolidae) wie *Ophthalmidium* und auch Sandschaler (Textulariidae) führen. An Mollusken, die einer offen-marinen, pelagischen Fauna entsprechen, können in den „Mikritoidkalken“ aller Lokalitäten häufig Bruchstücke von

dicken oder dünnen Bivalvenschalen, Anhäufungen (juvener) Ammonitengehäuse sowie, seltener, Kleingastropoden und auch Belemniten beobachtet werden. Das Auftreten der von TRAUTH (1922) beschriebenen Ammoniten des „Oberen Reitmauerkalkes“ kann somit auch im innerkalkalpinen „Mikritoidkalk“ nachgewiesen werden. Einzelne Biogene können als Kern der mikritischen Ooide auftreten wie feine pelagische Bivalvenschalen („Filamente“), Protoglobigerinen, Spirillinen, Crinoiden und planktonische Algen wie *Globochaete alpina* LOMBARD. Diese belegen, dass die Bildung der „Ooide“ (mikritische Einfachooide und konzentrisch gebaute, mikritische Normalooide) in einem pelagischen, aber doch zeitweise höherenergetischen Milieu vor sich gegangen sein muss. Der Durchmesser der ‚pelagischen Ooide‘ beträgt meist nur 0,1–0,2 mm („Mikrooide“), ooidisch umkrustete Biogene wie Bivalvenfilamente sind bis 0,5 mm groß. Neben den mikritischen Ooiden können auch kleine Cortoide, Onkoide („Mikroonkoide“) und, seltener, Aggregatkörner („grapestones“) auftreten. Ebenso treten in den „Mikritoidkalken“ aller Lokalitäten zugerundete Mikritintraklasten auf, die auf eine zeitweise Aufarbeitung des feinkörnigen, durch Bioturbation entfestigten Sedimentes durch stärkere Meeresströmungen wie Sturmfluten oder Gezeitenströmungen hinweisen.

Kurz sollen noch Sedimentologie, Ablagerungsbedingungen und Bathymetrie des „Mikritoidkalkes“ bzw. der Reitbauernmauer-Formation erwähnt werden. Generell gelten Ooide, die durch reine Karbonatfällung von Aragonit aus karbonatübersättigtem Meerwasser gebildet worden sind, als Merkmal sehr flachmariner und relativ warmer Ablagerungsbedingungen im peritidalen, seichten Bewegungsbereich, z.B. von lagunären Sedimenten (FLÜGEL, 2004: 142f.). Da jedoch alle Ooide fast gänzlich mikritisch in Erscheinung treten und in eindeutig pelagisch-feinkörnigen Sedimenten größerer Wassertiefe abgelagert worden sind, können eher nur tiefer submarine und ruhigere Ablagerungsbedingungen für diese Schwellensedimente angenommen werden. Damit im Zusammenhang kann man überlegen, ob die mikritischen Ooide als allochthone Allochemie durch Meeresströmungen aus einem flachmarinen Ablagerungsbereich in tiefermarine Bereiche umgelagert worden sind (MOSHAMMER, 2007: 21), oder, ob die „Ooide“ und „Onkoide“, einer These von JENKYN (1972: 30) folgend, noch im Bereich der photischen Zone eines tieferen, hemipelagischen Ablagerungsraumes durch reine Algentätigkeit von Cyanophyceen („algal controlled sediment trapping“), ähnlich Onkoiden, durch Sedimentanlagerung gebildet worden sind. Demnach werden nämlich die mikritischen Ooide in der Literatur auch als Mikroonkoide („Mikroonkolith“, „Mikroonkoidkalk“) bezeichnet (EHRENDORFER, 1988: 139). JENKYN (1972: 22) schlägt die Bezeichnung „pelagische Ooide“ oder „pelagischer Oolith“ vor. Aber auch zur Bildung von solchen „pelagischen Ooiden“ oder „Mikritoiden“ ist eine gewisse periodische Wasserbewegung zur Umlagerung der „Ooide“ notwendig, da nicht nur Einfachooide, sondern auch Normalooide, mit einem undeutlichen konzentrischen Lagenbau, beobachtet werden können. Ebenso geben angerundete oder zugerundete Mikritintraklasten sowie sparitisch zementierte, ausgeschwemmte Komponentenkalke („grainstones“) Hinweis auf zeitweise größere Wasserturbulenzen. Anstelle der Obiomikrite können auch Biopelmikrite, deren kreisrunde Pelloide keine konzentrisch-lamellare Ooidstruktur mehr erkennen lassen, entwickelt sein. Nach FLÜ-

GEL (2004: 145) kann die Bildung mikritischer Ooide auch auf destruktive Mikritisierung durch die Bohraktivität von Cyanobakterien, Grün- und Rotalgen oder Pilzen zurückgeführt werden, die allerdings stark an das seichtmarine Environment gebunden ist und nicht zum Ablagerungsraum des „Mikritoidkalkes“ passen würde. Meeresströmungen, wie die Gezeitenbewegungen, machten die Bildung der Mikritooide erst möglich, verhinderten aber auch durch häufige Umlagerung die Ausbildung von größeren Onkoiden (Mesonkoiden). Das Meerwasser muss sauerstoffreich (oxydierende Bedingungen), strömungsreich und lebensfreundlich gewesen sein. JENKYN (1972: 30) nimmt eine mögliche Bildungs- und Ablagerungstiefe der „pelagischen Ooide“ zwischen 125 und 200 m Wassertiefe, also an der Untergrenze der photischen Zone an. Planktonische Foraminiferen, Ammoniten und Radiolarien belegen ebenso größere Wassertiefen von 100 bis 200 m.

Stratigrafische Grundlagen, Profilbeschreibung und Eignung als Typusprofil

Zur Definition einer Formation, als Grundeinheit in der lithostratigrafischen Hierarchie, gehört eine möglichst genaue und verständliche Beschreibung der für die lithostratigrafische Einheit charakterisierenden lithologischen Eigenschaften. Dazu zählen bei Karbonatgesteinen neben der Lithologie und Sedimentologie die Mikrofazies, Biofazies und der Fossilinhalt sowie die Stellung im Säulenprofil, also das chronostratigrafische Alter der Einheit. Darüber hinaus muss eine Formation eine im Maßstab 1:10.000 kartierbare Einheit sein und sich deutlich in Lithologie und Alter von den Gesteinstypen im Liegenden und Hangenden unterscheiden lassen (STEININGER & PILLER, 1999).

Die meisten dieser Kriterien treffen bei dem in dieser Arbeit als Reitbauernmauer-Formation definierten „Mikritoidkalk“ zu, wobei auch die Kriterien in der Namensgebung einer lithostratigrafischen Einheit nach STEININGER & PILLER (1999) erfüllt werden: ein zweiteiliger Name mit einem geografischen Begriff, der sich von einer fossilführenden Typlokalität ableiten lässt, an erster Stelle, und die lithostratigrafische Einheit (z.B. Formation) an zweiter Stelle. Darüber hinaus ist mit dem Begriffsteil „-mauer“ auch die geomorphologische Erscheinungsform dieser Formation, nämlich in Form von kleinen Felswänden und -zügen im Waldgelände, angedeutet. Weiters müssen, auch nach KRYSZYN (1971: 488), Unterschiede zum von TRAUTH (1950) eingeführten Begriff „Reitmauerkalk“ angegeben werden. Der alte lithostratigrafische Begriff „Reitmauerkalk“ kann durch die korrekten Formationsnamen **Klaus-Formation** (= „Unterer Reitmauerkalk“, TRAUTH, 1950: 202) und **Reitbauernmauer-Formation** (= „Oberer Reitmauerkalk“, TRAUTH, 1950: 203) ersetzt werden (Abb. 3). Damit sollte auch die „einmalige Namensvergabe“ bei einem neuen Formationsnamen erfüllt sein (STEININGER & PILLER, 1999). Auch die tektonische Zuordnung des „Reitmauerkalkes“ der Typlokalität Reithbauernmauer zu einer der Deckschollen der tiefbajuvarischen Frankenfels-Decke (TRAUTH, 1950: 203; SCHNABEL, mündl. Mitt.), die auf südpenninischem Flyschsandstein der Ybbsitz-Klippenzone überschoben liegt, stellt die tektono-fazielle Zugehörigkeit der Reithbauernmauer zu den oberostalpinen Nörd-

lichen Kalkalpen nicht in Frage, da im südpenninischen Ablagerungsraum zu der gleichen Zeit (Oxfordium) tiefmarine, Mn-reiche Radiolarite als Teil ophiolithischer Serien zur Ausbildung kamen.

An der Basis der Reitbauernmauer-Formation („Mikritoidkalkes“) werden von allen Autoren mikritische Rotkalken der Klaus-Formation oder helle Crinoidenspatkalken in Schwellenfazies, die den Mitteljura zur Gänze vertreten sollen, angeführt. Auf der einen Seite ist es der gelblichweiße, grob-spätige **Vilser Kalk** der Ternberg-Decke, der in schmalen Zügen die „Mikritoidkalk“-Späne am Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) bei Micheldorf an der Krems (MOSER, 2014: 355) sowie bei Losenstein an der Enns (PAVLIK, 1984: 38) unterlagert. Viel öfters hingegen sind es jedoch die dünnbankigen, roten oder auch weißen, Hartgrundklasten-reichen mikritischen Knollenkalken der **Klaus-Formation**, die sich vor allem durch die roten „Bositrakalke“ („Filamentkalk“, *Bositra buchi*-Lumachelle, packstone) leicht von den anderen Rotkalken des Jura unterscheiden lassen und in der stratigrafischen Unterlagerung des „Mikritoidkalkes“ der nördlichen Reichraming- und gesamten Frankenfels-Decke auftreten (Taf. 4, Fig. 1). Dass diese stellenweise ammonitenreichen Rotkalken der Klaus-Formation darunter bis in das Callovium, also den obersten Mitteljura reichen, ist durch die Beschreibung von Ammonitenfaunen an der (heute verschütteten) Basis des hier behandelten Steinbruches „Reithbauernmauer“ bei Ybbsitz durch TRAUTH (1922: 244) und KUNZ (1967) sowie im Steinbruch „Kritsch-Neumühle“ bei Kaltenleutgeben durch KRYSZYN (1972) erwiesen. Alle Autoren (LEISCHNER, 1959: 844, Taf. 3, Fig. 1; ROSENBERG, 1965: 128; LAUER, 1967: 43; KRYSZYN, 1972: 198; WESSELY, 2008: 211) beschreiben die Filamentfazies der „*Bositra buchi*-Lumachelle“ im Zusammenhang mit den bis in das Callovium reichenden Ammonitenfaunen der Klaus-Formation. Damit ist allerdings auch ein Hinabreichen des „Mikritoidkalkes“ (der Reitbauernmauer-Formation) in den Mitteljura auszuschließen. An der heute noch aufgeschlossenen Basis der Steinbruchwand der „Reithbauernmauer“ bei Ybbsitz können, in Dünnschliffen, aus der Lage 3a (KUNZ, 1967: Abb. 2) die „*Bositra*-Lumachelle“ führenden blässrötlichen, knolligen Bankkalken (Proben-Nr. 17/71/01), sowie aus der Lage 3b (KUNZ, 1967: Abb. 2) hellgraue, mittelbankige, mikritisch-knollige Protoglobigerinenkalken, die etwa dem Top der Klaus-Formation entsprechen dürften, angetroffen werden (Abb. 3, Taf. 1, Fig. 1, 2). Den lithostratigrafischen Angaben von LAUER (1967: 50–52) und KUNZ (1967: Abb. 2) zufolge könnten die beiden jeweils etwa 1 m mächtigen Lagen 3a und 3b bereits dem untersten Oxfordium angehören, was aber biostratigrafisch von ihm nicht eindeutig belegt werden konnte (KUNZ, 1967: 291). Durch das Auftreten von *Ophthalmidium pseudocarinatum* (Proben-Nr. 17/71/02) in der Lage 3b von KUNZ (1967: Abb. 2) hingegen kann jedoch bereits für diese Bank die Basis des „Mikritoidkalkes“ – und damit der Reitbauernmauer-Formation des Oxfordiums – angenommen werden. Da nach STEININGER & PILLER (1999) die Grenzen lithostratigrafischer Einheiten durch einen deutlichen Wechsel in der Lithologie definiert sein sollten, wird man die dünn- bis mittelbankigen, rötlich-grauen Knollenkalken in Filamentfazies zur Klaus-Formation rechnen und die deutlich dickbankigen bis massigen, hellen, Protoglobigerinen-führenden Kalkmikrite darüber zur Reitbauernmauer-Formation (= „Mikritoidkalk“) (Taf. 2, Fig. 1).

Auch bei allen innerkalkalpinen Profilen setzt im Hangenden der bis in den obersten Mitteljura reichenden Klaus-Formation, meist mit scharfer lithologischer Grenze, der dickbankige, hellgraue, makrofossilarme, stets mikritische „**Mikritoidkalk**“ ein. Bei der Reitbauernmauer hingegen vollzieht sich nach LAUER (1967) und KUNZ (1967) zunächst noch ein allmählicher Übergang in den dickbankigen, knolligen, hellgrauen Kalkmikrit mit etwas Crinoidenstreu und dünnchaligen Bivalven (Lage 4, KUNZ, 1967: Abb. 2). In Dünnschliffen (mit Proben-Nr. 17/71/03) der Lage 4 (KUNZ, 1967: Abb. 2) zeigt sich bereits der für den „Mikritoidkalk“ typische Oobiomikrit mit sparitischen Anteilen (packstone, grainstone), der zahlreich „Mikrit-Ooide“, daneben auch Cortoide, Onkoide oder grapestones, dünnchalige Bivalvenfilamente (oft als Ooidkern), Foraminiferen (*Lenticulina* sp.), Ostracoden, etwas Crinoidenspreu, wenig Filament und juvenile Ammoniten enthält. Aus dieser und den darüber folgenden Lagen dürfte die von TRAUTH (1922: 250, 251) beschriebene Ammonitenfauna des Oxfordiums stammen. In der oberen Steinbruchetage werden die Oomikrite von Biomikriten (pack-/wackestones) mit etwas Filament, Crinoiden, Saccocomen, Radiolarien, Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., Protoglobigerinen), *Globochaete alpina* LOMBARD, Bivalven, juvenilen Ammoniten und Aptychen abgelöst. Das Vorkommen der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ wird auch von FENNINGER & HOLZER (1972: 102) beschrieben und kündigt bereits die im Hangenden des „Mikritoidkalkes“ zu erwartenden Saccocomen-Rotkalken des Steinmühlkalkes an (Taf. 4, Fig. 2). Das lithostratigrafisch Hangende des „Mikritoidkalkes“ ist jedoch im Bereich des Steinbruches Reitbauernmauer nicht aufgeschlossen.

Aus zahlreichen Parallelprofilen ist allerdings bekannt, dass das **Hangende des „Mikritoidkalkes“**, wiederum mit scharfer Grenze, stets mit knolligen Rotkalken (Steinmühlkalk) in Schwebcrinoidenfazies mit *Saccocoma* AGASSIZ (Tegernseer Kalk) einsetzt (Taf. 2, Fig. 2, Taf. 4, Fig. 2). WESSELY (2008: 210, 211) beschreibt rote Kalke mit *Saccocoma* AGASSIZ (Steinbruch Kritsch-Neumühle), HANSEN (2013: 31) wiederum beschreibt rote, mikritische Kalke mit *Saccocoma* AGASSIZ (Weißmauer bei Gaflenz), PLOCAR (1998: 119) führt „roten Malmkalk“ („Schnabelbergmarmor“, Steinmühlkalk) vom Schnabelberg (bei Waidhofen an der Ybbs) an, EHRENDORFER (1988: 142) erwähnt roten, gut gebankten Knollenkalk mit Ammoniten und *Saccocoma*-Resten, PAVLIK (1984: 41) beschreibt knolligen, rosaroten Flaserkalk mit zahlreichen Brachialia der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ bei Losenstein, EGGER (1988: 251) wiederum erwähnt „roten Knollenkalk“ vom Pfennigstein (zwischen Losenstein und Reichraming) und schließlich MOSER (2014: 356) bzw. MOSER et al. (2016: 303) beschreiben „mikritische wacke- bis packstones“ mit unregelmäßig gelagerten Schwebcrinoiden (Hirschwaldstein bei Micheldorf an der Krems) sowie „Saccocomenkalk des Kimmeridgiums“ („Krautige Eben“ und Großer Landsberg westlich Molln), alle stets im stratigrafisch Hangenden des „Mikritoidkalkes“ bzw. der Reitbauernmauer-Formation. Generell ist im gesamten Ablagerungsraum der Tethys ein besonders gehäuftes Auftreten der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ im Kimmeridgium (und unteren Tithonium) fossilbelegt festzustellen (MATYSZKIEWICZ, 1997).

Mit dieser Profilbeschreibung soll der Steinbruch „Reithbauernmauer“, also der Steinbruch des Reithbauern NE‘

Ybbsitz, 450 m SSE' Gft. Reithbauer (ÖK-Blatt 71 Ybbsitz mit den BMN 34-Koordinaten RW 643671 / HW 314984), der das reichste Fossilmaterial aus dem ehemaligen „Mikritoidkalk“ geliefert hat, als Typusprofil für die Reitbauernmauer-Formation vorgeschlagen werden. In diesem Aufschluss ist die Liegendgrenze nicht nur lithologisch, sondern auch biostratigrafisch gut belegt (TRAUTH, 1922: 244f.; KUNZ, 1967; LAUER, 1967: 42f.) und liegt als rötlicher Filamentmikrit bzw. *Bositra buchi* Lumachelle (Klaus-Formation) und heller Protoglobigerinenkalk (Reitbauernmauer-Formation) vor. Die Hangendgrenze ist im Steinbruch „Reithbauernmauer“ nicht unmittelbar aufgeschlossen, kann jedoch durch zahlreiche Referenzprofile mit dem Einsetzen der roten oder grünen, dünnbankigen und knolligen, mikritischen Saccocomenkalke des Steinmühlkalkes (Taf. 2, Fig. 2) definiert werden. Als Referenzprofil („Grenzstratotypus-Profil“) für die Hangendgrenze der Reitbauernmauer-Formation sollen die 12 km westlich des Steinbruches „Reithbauernmauer“ gelegenen Straßenaufschlüsse an der asphaltierten Schnabelbergstraße SW' Waidhofen an der Ybbs (ÖK-Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs mit den BMN 31-Koordinaten RW 555841 / HW 313052) 150 m

E' alter Ghf. „Hochpöchl“ vorgeschlagen werden, wo ein roter, dünnbankiger, knolliger Saccocomenkalk (*Saccocoma*-packstone) mit scharfer Grenze den hellen, massigen, mikritischen „Suturenkalk“ der Reitbauernmauer-Formation überlagert.

Das von KRYSZYN (1971, 1972) aufgenommene Juraprofil im Steinbruch „Kritsch“-Neumühle bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich) wird nicht als Typusprofil für den „Mikritoidkalk“ vorgeschlagen, weil sowohl die Liegendgrenze zur Klaus-Formation, als auch der „Mikritoidkalk“ selbst, biostratigrafisch nicht so gut belegt sind, wie bei der Reit(h)bauernmauer durch TRAUTH (1922) und KUNZ (1967). Außerdem gilt es, nach der Prioritätsregel (STEININGER & PILLER, 1999: 7), dem älteren Begriff einer lithostratigrafischen Einheit den Vorzug zu geben. Ähnliches kann auch von den von GAWLICK et al. (2009: 85) vorgeschlagenen „Typusprofilen“ NE' Großraming (ÖK 69 Großraming / ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs) im Graben 450 m SE' Gft. Schönlehner und im alten Steinbruch „Dachsgraben“ (EHRENDORFER, 1987: 28) angenommen werden, da hier publizierte biostratigrafische Daten zur Gänze fehlen.

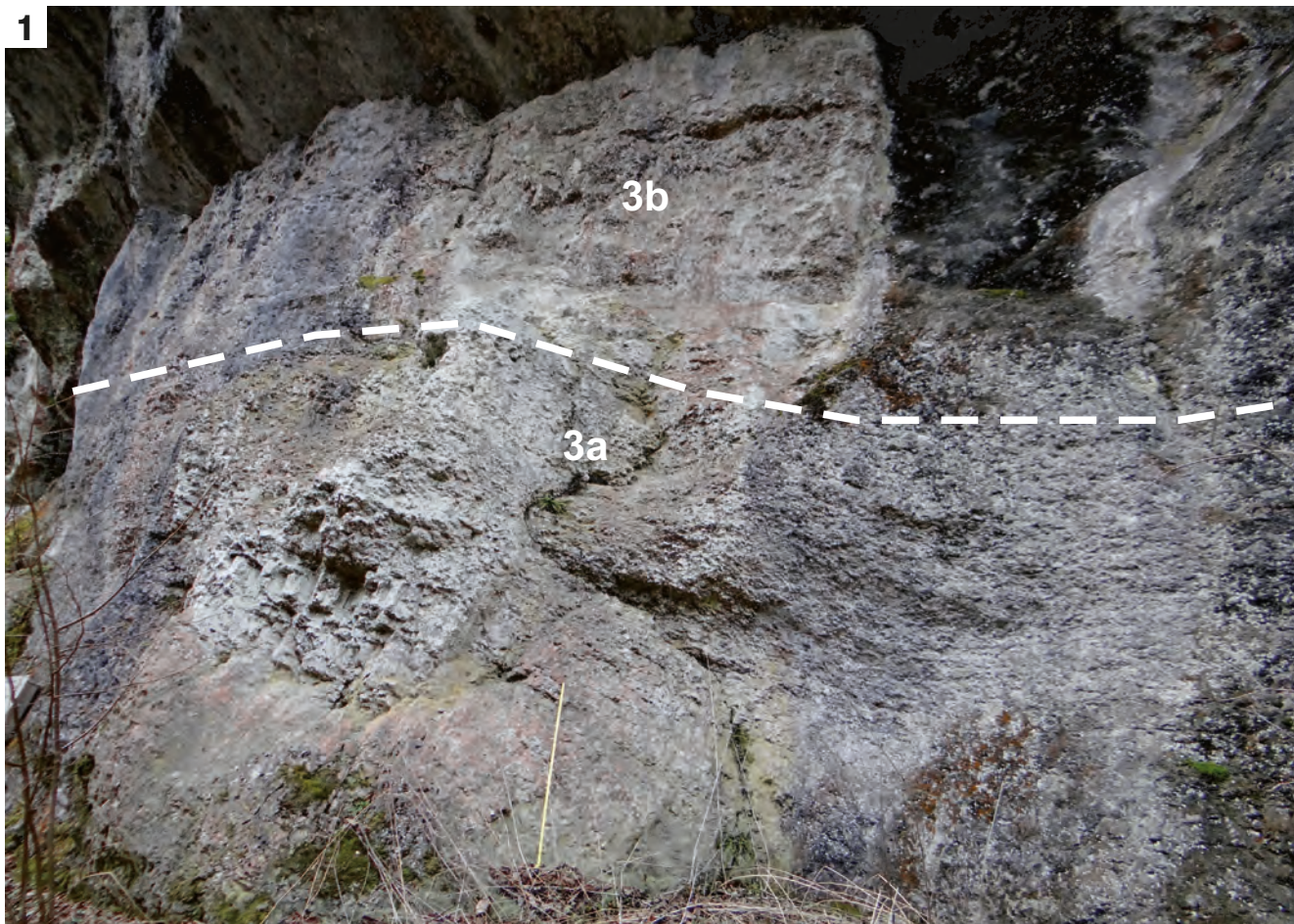
Tafel 1

Basis der Reitbauernmauer-Formation (früher: „Mikritoidkalk“)

(Typlokalität: Reitbauernmauer, 450 m SSE' Gft. Reithbauer bei Ybbsitz/Niederösterreich)

- Fig. 1: Die heutige Basis des Steinbruches „Reithbauernmauer“ mit den Lagen 3a und 3b (KUNZ, 1967: Abb. 2), wobei die Lage 3b etwa der Grenze Callovium/Oxfordium entsprechen dürfte, während die Lage 3a mikrofaziell noch der Klaus-Formation zugerechnet werden kann (Foto: Beatrix Moshammer).
- Fig. 2: Lage 3b (KUNZ, 1967: Abb. 2) mit einem bereits hellgrauen, mittelbankigen, mikritisch-knolligen Protoglobigerinenkalk, der den Übergang in die basale Reitbauernmauer-Formation darstellen dürfte (nach KUNZ, 1967 bereits Oxfordium) (Foto: Beatrix Moshammer).

1



2



Tafel 2

Der Stratotyp Reitbauernmauer-Formation („Mikritoidkalk“) an der Typlokalität und an einem innerkalkalpinen Straßenaufschluss

- Fig. 1: Der obere Teil des Steinbruches „Reithbauernmauer“ bei Ybbsitz schließt die dickbankigen, knolligen, hellgrauen und mikritischen Kalke der Reitbauernmauer-Formation (früher: „Mikritoidkalk“) auf (Foto: Beatrix Moshhammer).
- Fig. 2: In einem großen Forststraßenaufschluss an der Nordseite der „Krautigen Eben“ westlich Molln (Oberösterreich) in der nördlichen Reichraming-Decke ist der scharfe stratigrafische Kontakt zwischen dickbankigem, lichtgrau-gelblichgrauem, feinkörnigem Kalk der Reitbauernmauer-Formation (untere Bildhälfte) und dem flach darüber lagernden dünnbankigen, rot oder grüngrau gefärbten, Ammoniten führenden Knollenkalk des Steinmühlkalkes (Tegernseer Kalk), mit der für das Kimmeridgium charakteristischen Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ, aufgeschlossen (Foto: Michael Moser).

1



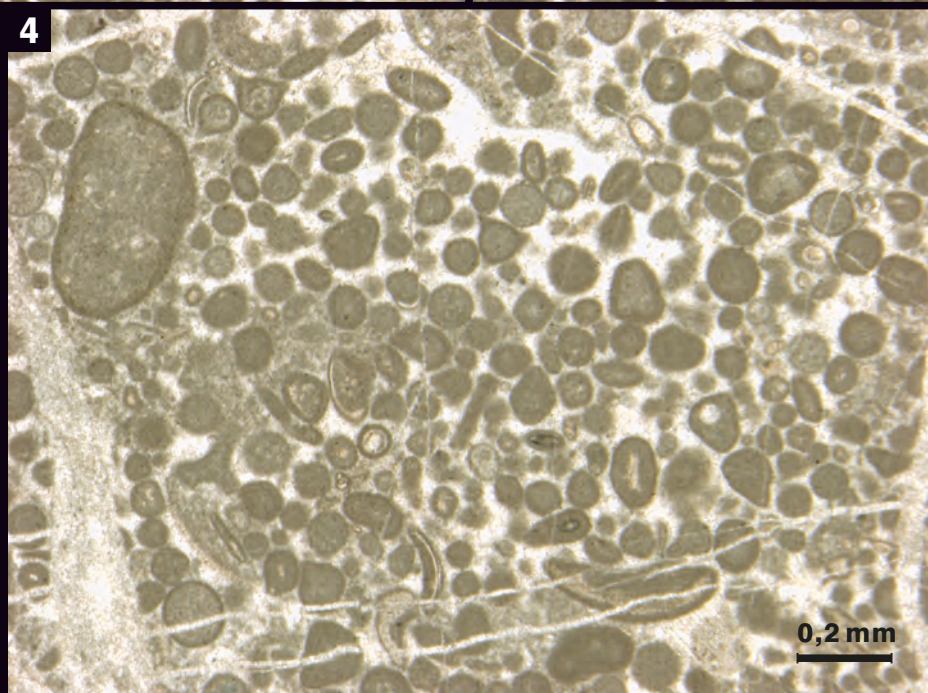
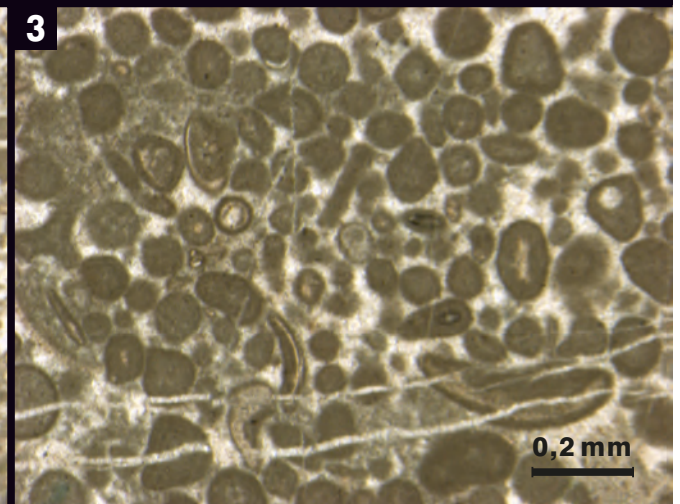
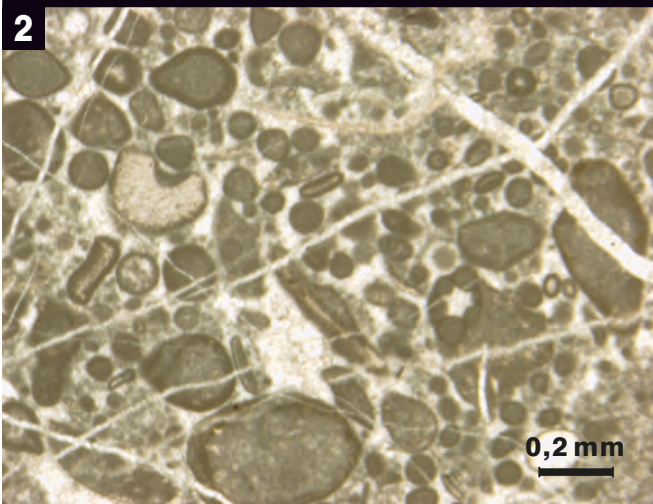
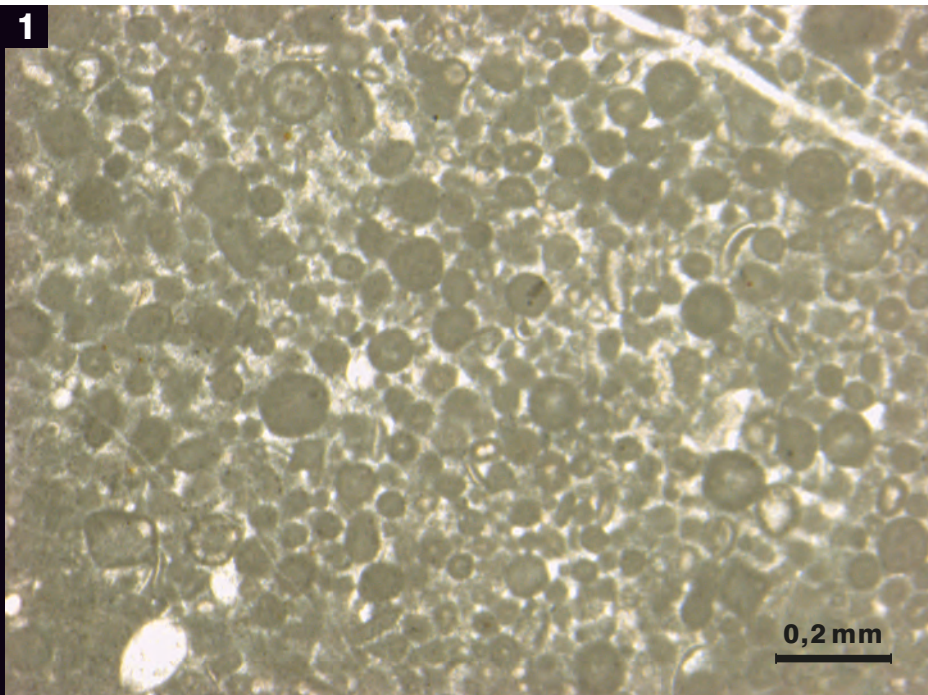
2



Tafel 3

Dünnschliffbilder von der Reitbauernmauer-Formation (früher: „Mikritoidkalk“)

- Fig. 1: Oobiomikrit/-sparit mit mikritischen („pelagischen“) Ooiden in dichter Packung (packstone, grainstone) und mäßig guter Sortierung sowie mit Crinoiden und feinen Bivalvenschälchen („Filamenten“) im Ooidkern.
Lokalität: Steinbruch „Reithbauernmauer“, Lage 4 (KUNZ, 1967: Abb. 2) (Dünnschliff und Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien).
- Figs. 2–4: Oobiosparit (grainstone), mäßig gut sortiert, aus dem Straßenprofil (Referenzprofil) an der Schnabelbergstraße 200 m E' Gft. Hochpöchl bei Waidhofen an der Ybbs. Neben den zugerundeten Mikritintraklasten fallen die ebenso auch hier ooidisch oder onkoidisch umkrusteten Schalenfragmente und Crinoidenbruchstücke auf (Dünnschliff und Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien).

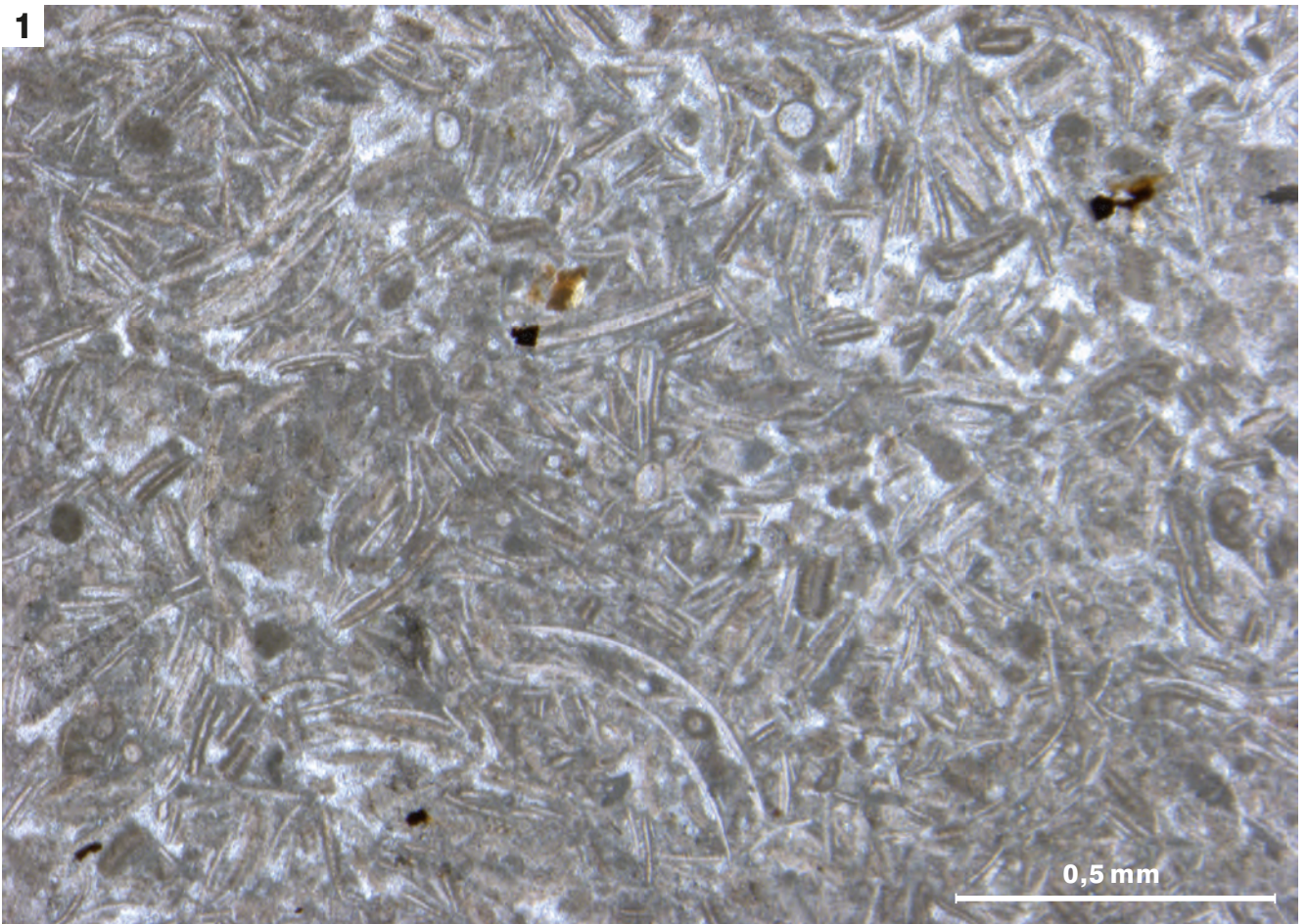


Tafel 4

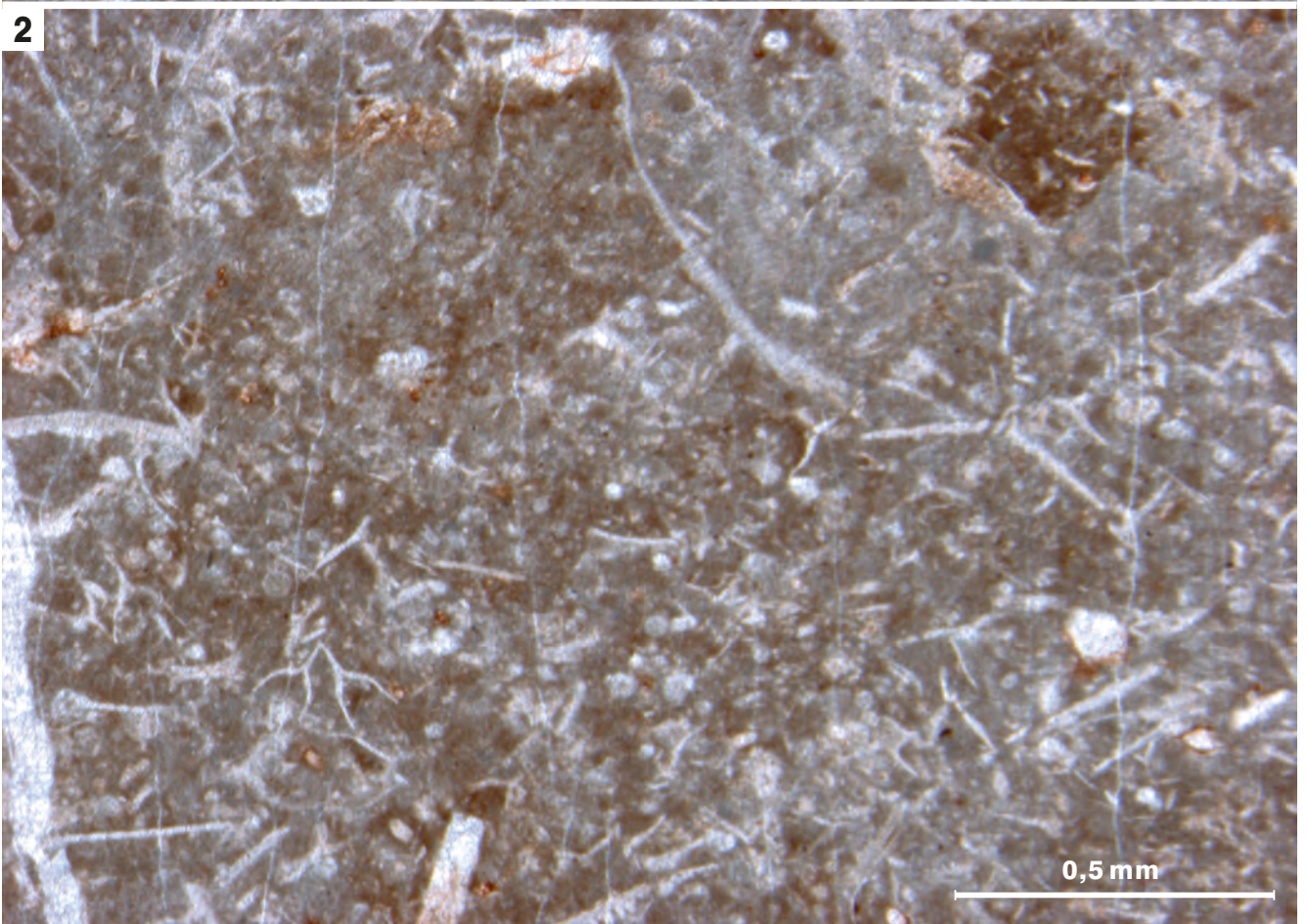
Mikrofazies im Liegenden (Callovium) und Hangenden (Kimmeridgium) der Reitbauernmauer-Formation (früher: „Mikritoidkalk“)

- Fig. 1: Die „*Bositra buchi*“ Lumachelle („Filamentfazies“) aus der obersten Klaus-Formation im Steinbruch „Reithbauernmauer“ aus Lage 3a (KUNZ, 1967: Abb. 2) an der tiefsten, zur Zeit aufgeschlossenen Felspartie; Probe 17/71/01 (Dünnschliff und Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien).
- Fig. 2: Roter, mikritischer Saccocomenkalk (Biomikrit, packstone) aus dem basalen Steinmühlkalk (Tegernseer Kalk) des Kimmeridgiums, etwa 1 Meter über dem Top der Reitbauernmauer-Formation; Lokalität: Schnabelbergstraße, 200 m E' Gft. Hochpöchl, 690 m SH; Probe 17/70/04 (Dünnschliff und Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien).

1



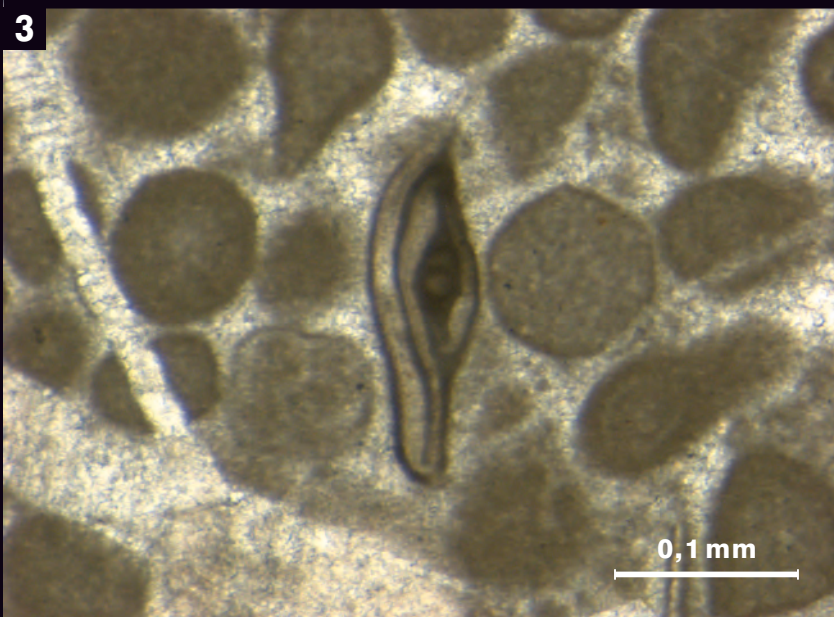
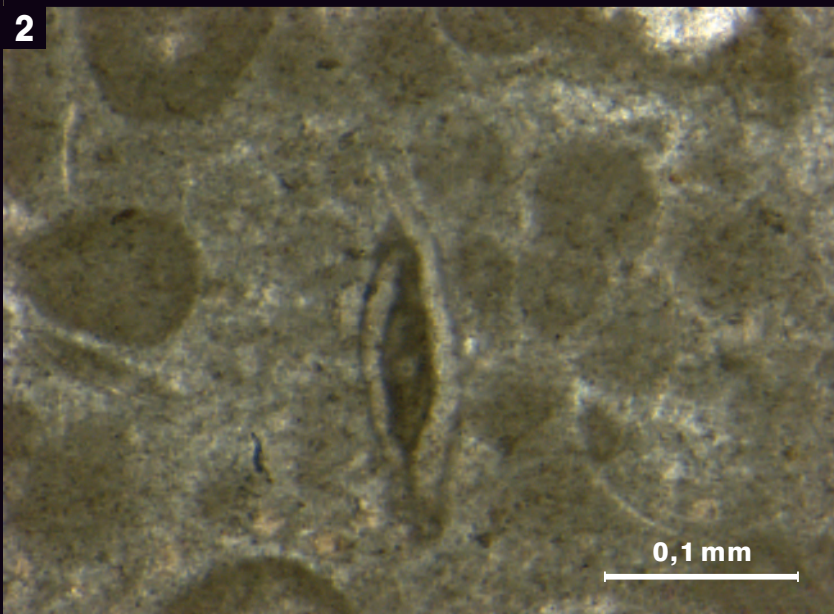
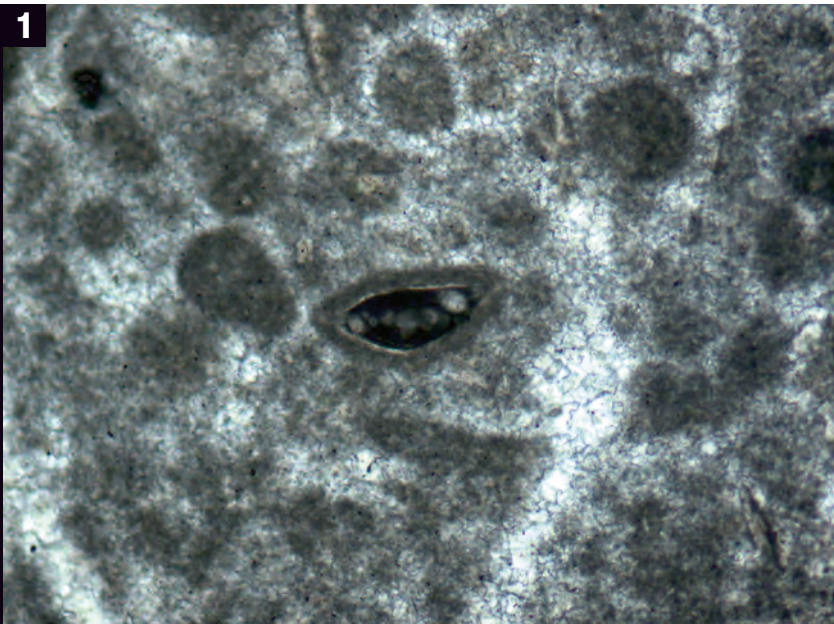
2



Tafel 5

Miliolide Foraminiferen aus der Reitbauernmauer-Formation

- Fig. 1: *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI), Horizontalschnitt, mit Mikrithülle; Reitbauernmauer-Formation.
Lokalität: Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) – Westkamm, 1.010 m SH, bei Micheldorf an der Krems (Oberösterreich); Probe 14/68/05.
- Figs. 2, 3: *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI), Reitbauernmauer-Formation.
Lokalität: Schnabelberg (Kote 958 m), Schnabelbergstraße 200 m E' Gft. Hochpöchl, Waidhofen an der Ybbs (Niederösterreich); Referenzprofil, Probe 17/70/03 (Dünnschliff und Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien).



Literatur

- BIRKENMAJER, K. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139/3**, 314–316, Wien.
- CLERC, C. (2005): Les Miliolina (Foraminifères porcelanés) du Dogger du Jura méridional (France): Systématique, stratigraphie et paléoenvironnement. – Terre & Environnement, These No. 3599, 250 S., Université Genève, Genève.
- DOBEN, K. (1970): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. – 165 S., München.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, **32**, Reihe A, Geologie und Paläontologie, 255 S., München.
- EGGER, H. (1988): Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 245–254, Wien.
- EHRENDORFER, T. (1987): Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 84 S., Wien.
- EHRENDORFER, T. (1988): Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34/35**, 135–149, Wien.
- EPPEL, H. (1990): Tektonik in den Weyerer Bögen südlich Großraming (Oberösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 160 S., Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 52–141, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application. – 976 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – Sedimentology, **9**, 23–53, Amsterdam.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura bis ?Unter-Kreide – Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – Journal of Alpine Geology, **51**, 1–30, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – Journal of Alpine Geology, **50**, 152 S., Wien.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ung. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 11 Kirchdorf. – 66 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HANSEN, K. (2013): Mikrofazielle Analyse ausgewählter Juraprofile der Frankenfesler Decke auf Blatt ÖK 70, Waidhofen an der Ybbs. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Bremen, 104 S., Bremen.
- JAVANMARDI, M. (1984): Beiträge zur Geologie und zur Frage der tektonischen Zuordnung des Kalkalpennordrandes im Raume SW Hainfeld, NÖ. – Unveröffentlichte Vorarbeit, Universität Wien, 47 S., Wien.
- JENKYN, H.C. (1972): Pelagic „ooliths“ from the tethyan jurassic. – Journal of Geology, **80/1**, 21–33, Chicago.
- KRYSSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Dogger/Oxford) in den östlichen Nordalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971/3**, 486–509, Wien.
- KRYSSTYN, L. (1972): Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **76**, 195–310, Wien.
- KUNZ, B. (1967): Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvoralpen (Unterer Reitmauerkalk, Frankenfesler Decke). – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **71**, 263–293, Wien.
- LACKSCHEWITZ, K., GRÜTZMACHER, U., SUHR, J. & HEINRICH, R. (1989): Synsedimentäre Kippschollentektonik: Becken- und Schwellenfazies oberjurassischer Karbonate der Chiemgauer Alpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, 163–165, Innsbruck.
- LAUER, G. (1967): Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 256 S., Wien.
- LEISCHNER, W. (1959): Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. – Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **168**, 839–882, Wien.
- MATYSZKIEWICZ, J. (1997): Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen-area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow Wielun Upland, Polen). – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, **E 21**, 111 S., Berlin.
- MOSER, M. (2014): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.
- MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHÁKOVÁ, D. & ČORIĆ, S. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 326–335, Wien.
- MOSHAMMER, B. (2007): Geologie (Mikrofazies, Mineralogie-Petrographie), Geochemie und Weißmetrik ausgewählter Marmor-, Kalkstein- Dolomit- und Kalkspatvorkommen in Österreich (Geologie und Rohstoffparameter von Kalkstein- und Dolomitvorkommen). – Unveröffentlichter Bericht, Projekt Ü-LG 51/2005-2007, 35 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAVLIK, H. (1989): Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstale (Oberösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 97 S., Wien.
- PAVLIK, W. (1984): Stratigraphie und Tektonik im Raum westlich der Enns zwischen Losenstein und Reichraming. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 75 S., Wien.

- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRYSZYN, 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 Stratigrafische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PLOCAR, R. (1998): Die bunten Jurakalke in Niederösterreich: ihre Anwendung in Architektur und Industrie. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 153 S., Wien.
- ROSENBERG, G. (1965): Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **108**, 115–153, Wien.
- RUTTNER, A. (1955): Geologische Arbeiten auf den Blättern Reichraming, Ybbsitz und Mariazell, 1. Teil: Geologische Aufnahmen bei Brettl. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955**, 66–69, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee. – Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie, 67 S., München–Salzburg–Bad Aussee.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 39–86, Wien.
- STEININGER, F. & PILLER, W. (Eds.) (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **209**, 1–19, Frankfurt am Main.
- TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der „penninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14/2**, 160 S., Wien.
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950/10–12**, 145–218, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WESSELY, G. (2008): Kalkalpine Schichtfolgen und Strukturen im Wienerwald. – Journal of Alpine Geology, **49**, 201–214, Wien.

The new database “Tectonic Boundaries” at the Geological Survey of Austria

ESTHER HINTERSBERGER*, CHRISTOPH IGLSEDER*, RALF SCHUSTER* & BENJAMIN HUET*

4 Text-Figures, 2 Tables, 1 Appendix

fault database structure
hierarchical classification
nomenclature
nappe boundary
fault system

Contents

Abstract	195
Zusammenfassung	195
Introduction	196
Hierarchical classification scheme	196
Structure of the database	201
Conclusions	201
Acknowledgements	203
References	204
Appendix	206

Abstract

In order to understand the tectonic evolution of an orogen as complex as the Alps, the knowledge of deformation along major faults is an important key for developing kinematic models. In this contribution, we present a scale-independent database for tectonic boundaries in Austria, with the aim of collecting and structuring available kinematic information in a searchable way. The database contains a hierarchical classification scheme for tectonic boundaries, which sorts (brittle) faults and (ductile) shear zones into groups of local, regional or transregional importance. In addition, the database contains information on location, orientation, timing and kinematics of tectonic boundaries. Here, we focus on the structure of the database and the description of collected parameters. We additionally provide a review of definitions for the different hierarchical levels used in the presented database (e.g. fault, shear zone, fault system, nappe boundary), together with illustrative examples. Kinematic information for each tectonic boundary is temporally sorted into so-called geoevents, which are also defined. Part of the database related to the geological map of Austria at the scale of 1:1,000,000 is published as an openly accessible Web-Application (<https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/multithematische-geologische-karte/>) at the website of the Geological Survey of Austria (GBA) and should serve as a common source for structured regional geodynamic knowledge.

Die neue Datenbank „Tektonische Grenzflächen“ an der Geologischen Bundesanstalt

Zusammenfassung

Von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der tektonischen Entwicklung in einem komplexen Orogen wie den Alpen ist das Wissen um die zeitliche Abfolge von Deformation entlang bedeutender Störungssysteme. Um diese kinematische Information in einer abrufbaren, übersichtlichen und strukturierten Art und Weise zu sammeln und zugänglich zu machen, präsentieren wir hier eine maßstabsunabhängige Datenbank für tektonische Grenzflächen in Österreich. Diese beinhaltet einerseits ein hierarchisches Klassifikationsschema der tektonischen Grenzflächen, bei der Störungen und Scherzonen in Gruppen von lokaler, regionaler bzw. überregionaler Bedeutung zusammengefasst werden, andererseits Informationen über Verortung, Orientierung und Bewegungssinn der jeweiligen Störungen sowie der entsprechende zeitliche Rahmen. Die hier vorliegende Arbeit fokussiert sich vor allem auf die Struktur der Datenbank sowie auf die verwendeten Parameter. Zusätzlich werden hier die Bezeichnungen der unterschiedlichen hierarchischen Klassen (z.B. Störung, Scherzone, Störungssystem, Deckengrenze) definiert und mit Hilfe von Anwendungsbeispielen verdeutlicht. Kinematische Informationen zu den einzelnen tektonischen Strukturen werden zeitlich sogenannten Geoevents zugeordnet, die hier definiert werden. Ein Teil der Datenbank, angewendet auf eine österreichweite geologische Karte im Maßstab 1:1.000.000, steht der Öffentlichkeit als Web-Applikation (<https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/multithematische-geologische-karte/>) der Geologischen Bundesanstalt (GBA) zur Verfügung und soll als gemeinsame Basis für strukturiertes regionales geodynamisches Wissen dienen.

* ESTHER HINTERSBERGER, CHRISTOPH IGLSEDER, RALF SCHUSTER & BENJAMIN HUET: Geological Survey of Austria, Department of Hard Rock Geology, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. esther.hintersberger@geologie.ac.at, christoph.iglseder@geologie.ac.at, ralf.schuster@geologie.ac.at, benjamin.huet@geologie.ac.at

Introduction

Geological investigations in Austria and the Eastern Alps started as early as the 19th century (e.g. SEDGWICK & MURCHISON, 1832; HAUER & JAHN, 1867–1871; SUESS, 1875). Concepts, theories, and methods of geological studies have changed drastically since then. Presently, due to an increasing amount of available data in general and digital data in particular, geological maps as the base of information are replaced gradually by such digital data sets. Systematically used hierarchical classifications are important by-products in the course of the generation of digital data sets. So far, the Geological Survey of Austria has developed classifications for lithological and tectonic units (SCHIEGL et al., 2008, and references therein). While these have been widely adopted, the boundaries of tectonic units, here named tectonic boundaries, have not been treated accordingly.

In this contribution, we present the structure of the database for tectonic boundaries developed at the Geological Survey of Austria. For this purpose, we developed a hierarchical classification for (brittle) faults and (ductile) shear zones presented here, similar to the classification scheme used for tectonic units (e.g. nappe systems, nappes). However, solving ambiguities in the naming and definition of tectonic boundaries has been an important task during the generation of the database. For example, the term “fault” [“Störung”] is used in Austria mostly for brittle structures,

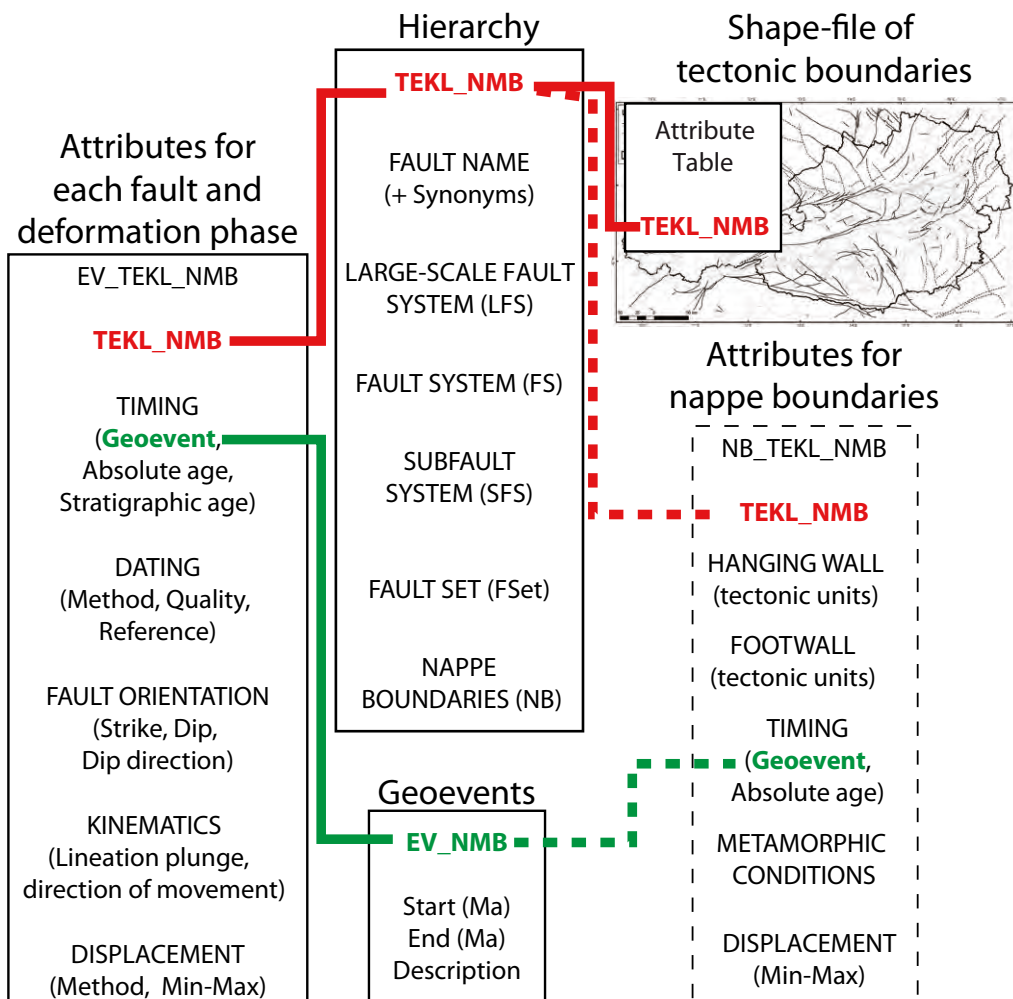
whereas the term “shear zone” [“Scherzonen”] is used for ductile ones. Special attention is drawn to the definition of “nappe boundaries” [“Deckengrenzen”], focusing on its immediate applicability in the field.

In the first part of this contribution, we propose a hierarchical classification scheme for tectonic boundaries and define the types of tectonic boundaries distinguished in the database. In its second part, we introduce the structure of the database and the associated attribute lists. The tectonic boundaries mentioned in the text are extensively described in the appendix.

Hierarchical classification scheme

A hierarchical ranking between generalized regional structures and precise differentiation of single faults is a necessary condition in order to apply the content of the database to different scales from overview maps to local maps. Therefore, we introduce a hierarchical ranking between tectonic boundaries with respect to their regional importance. In this section, we define the terms that are used to describe the different levels of tectonic boundaries in the database. The structure of the hierarchical classification scheme is shown in Text-Figure 1.

In general, the determining parameters for classifying and ranking tectonic boundaries are their present-day spatial



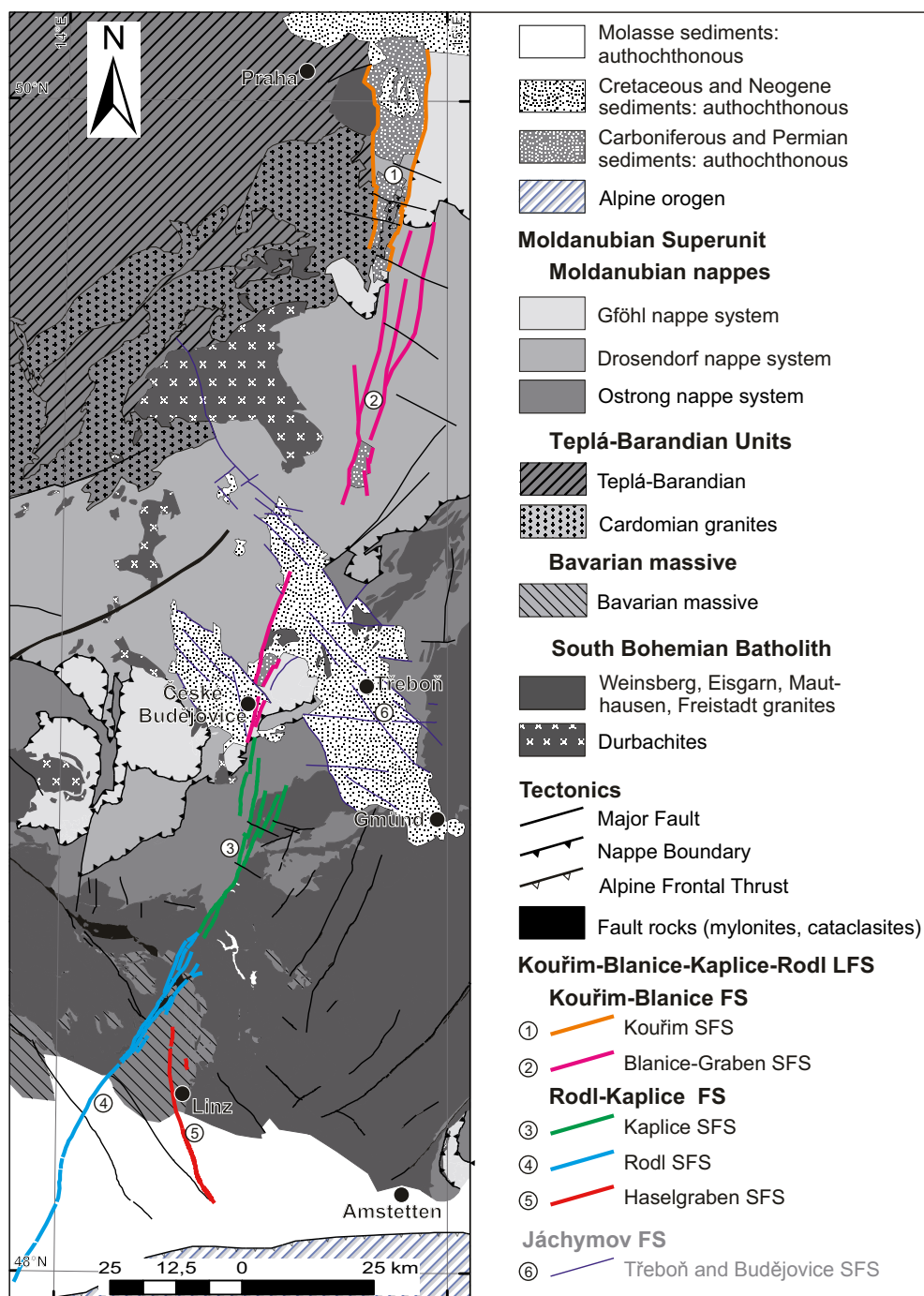
Text-Fig. 1. Schematic overview of the database structure and the hierarchical classification of tectonic boundaries. The attribute table for nappe boundaries is not implemented, but is shown here with the future links to the already existing database.

relationships, the recent map-view expression at the surface as well as their kinematic linkage during at least one geological event (or geoevent, see section “Geoevents or GeologicEvents”). The assignment of a specific fault to a fault system (see sections “Large-scale Fault System”, “Fault System”, and “Subfault System”) is defined by a common contemporaneous deformation phase with comparable direction of movement. However, single fault segments might be previously deformed during older or re-activated during younger deformation phases. In contrast to tectonic units, where all lower-level tectonic units are related to higher ones (e.g. nappes as part of nappe systems), the complexity of faults made it necessary to keep the hierarchical sorting more flexible. Therefore, faults are assigned to higher hierarchical levels only where a larger kinematic and overall tectonic pattern made it sensible.

Large-scale Fault System (LFS) [Großstörungssystem]

A Large-scale Fault System (LFS) corresponds to the highest level of the classification scheme and describes an alignment of connected and kinematically related fault systems (see chapter “Fault System”) that extend transregionally, typically over hundreds of kilometers. In the hierarchical ranking, fault systems are merged into a LFS if their extent and impact on the orogenic evolution are of transregional importance.

For example, the Kouřim-Blanice-Kaplice-Rodl LFS is ca. 250 km long and approximately NNE–SSW trending (Text-Fig. 2). This LFS is a long-lasting structure within the Moldanubian Superunit that extends from the Kouřim Furrow (Czech Republic) to the Eferding Basin (Austria), where it is partly covered by Miocene sediments, but con-



Text-Fig. 2. Subdivision of the Kouřim-Blanice-Kaplice-Rodl LFS into the Kouřim-Blanice FS and Rodl-Kaplice FS. The FSs are then subsequently divided into SFSs. For details, see text and Appendix 1 (A1–3). Modified after CHAB et al. (2007) and KRENMAYR et al. (2006).

tinues as a subsurface feature until the northern Alpine front (BRANDMAYR et al., 1997; WAGNER, 1998; ZACHARIAS & HÜBST, 2012). It has a long and multiphase history, starting with NE–SW trending left-lateral mylonitic deformation during Pennsylvanian and Permian times, predominantly observed in its southern parts (BRANDMAYR et al., 1995; BÜTTNER, 2007; IGLSEDER, 2013). It continues to the North as horst-and-graben structures filled with upper Pennsylvanian to Permian sediments (MARTÍNEK et al., 2001) and associated Permian dykes (KOSLER et al., 2001; VRANA et al., 2005). The Kourřim-Blanice-Kaplice-Rodl LFS is reactivated with left-lateral strike-slip faulting during Cretaceous and Miocene times, as indicated by deformed sedimentary deposits. A detailed description of the Kourřim-Blanice-Kaplice-Rodl LFS is given in Appendix 1 (A1).

Fault System (FS) [Störungssystem]

A Fault System (FS) corresponds to an alignment of connected and kinematically related faults and/or shear zones active during at least one or potentially several geological events and that may contain different deformation styles (modified after NEUENDORF et al., 2005). The faults within a fault system must be related spatially and kinematically at least during one main deformation event.

For example, the Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP) FS (RATSCHBACHER et al., 1991a, b; DECKER et al., 1994; LINZER et al., 2002) is a 400 km long ENE–WSW trending fault system consisting of several faults (Text-Fig. 3). It forms the northern margin of the lateral extrusion wedge of the Central Eastern Alps between the northern margin of the Tauern Window and the Vienna Basin (LINZER et al., 2002). The common main deformation phase is Miocene left-lateral displacement related to the eastward extrusion of the Central Eastern Alps. A detailed description of the Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS is given in Appendix 1 (A2).

Subfault System (SFS) [Teilstörungssystem]

A Subfault System (SFS) is a part of a fault system defined by spatial, temporal or kinematic characteristics that are different from the overall deformation of the related FS during at least one main deformation event. In addition, shear displacement structures containing at least a ductile and a brittle part are hierarchically considered as a SFS. For example, the Brenner SFS consists of the ductile low-angle Brenner Shear Zone and the steeper brittle Brenner Fault (see also sections “Shear Zone” and “Fault”).

Using again the Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS as an example, this specific FS is subdivided into smaller subfault systems, the Salzach SFS, the Ennstal SFS, and the Mariazell-Puchberg SFS (Text-Fig. 3). In this case, the subdivision of the SEMP SF is dictated by differences in thermal conditions, observed amount of displacement, strike and deformation partitioning. Along the Salzach SFS, ductile structures are exposed within a narrow fault zone north of the Tauern window and change to brittle-ductile conditions towards the east. However, mostly brittle deformation is observed along the Ennstal SFS and Mariazell-Puchberg SFS. The major difference between the Ennstal SFS and Mariazell-Puchberg SFS is the amount of observed displacement. While displacement along the Ennstal SFS adds up to 60–70 km, displacement

of about 40 km along the Mariazell-Puchberg SFS is distributed over a broad zone of splay faults and decreases towards the Vienna Basin (LINZER et al., 2002). A detailed description of the Salzach SFS, the Ennstal SFS, and the Mariazell-Puchberg SFS is given in Appendix 1 (A3).

Fault Set (FSet) [Störungssatz]

A Fault Set describes an alignment of parallel trending faults that are kinematically and temporally linked, but where the spacing between the single fault zones exceeds the displacement observed along the fault. It does not correspond to the term “fault zone” [“Störungszone”], which describes (a set of) several closely spaced faults with similar strike values (SCHULZ & FOSSEN, 2008).

This “fault set” category is mostly used for parallel oriented faults in the Northern Calcareous Alps, which are subdivided into five groups striking NNE–SSW, NE–SW, ENE–WSW, E–W, NW–SE, respectively (Text-Fig. 4). The faults within each fault set share the same sequence of deformation events that mostly occurred within late Eocene–Miocene times and which are mostly related to the eastward extrusion of the Eastern Alps (PERESSON & DECKER, 1997a, b; LINZER et al., 2002). A detailed description of the fault sets is given in Appendix 1 (A4).

Shear Zone (SZ) [Scherzone]

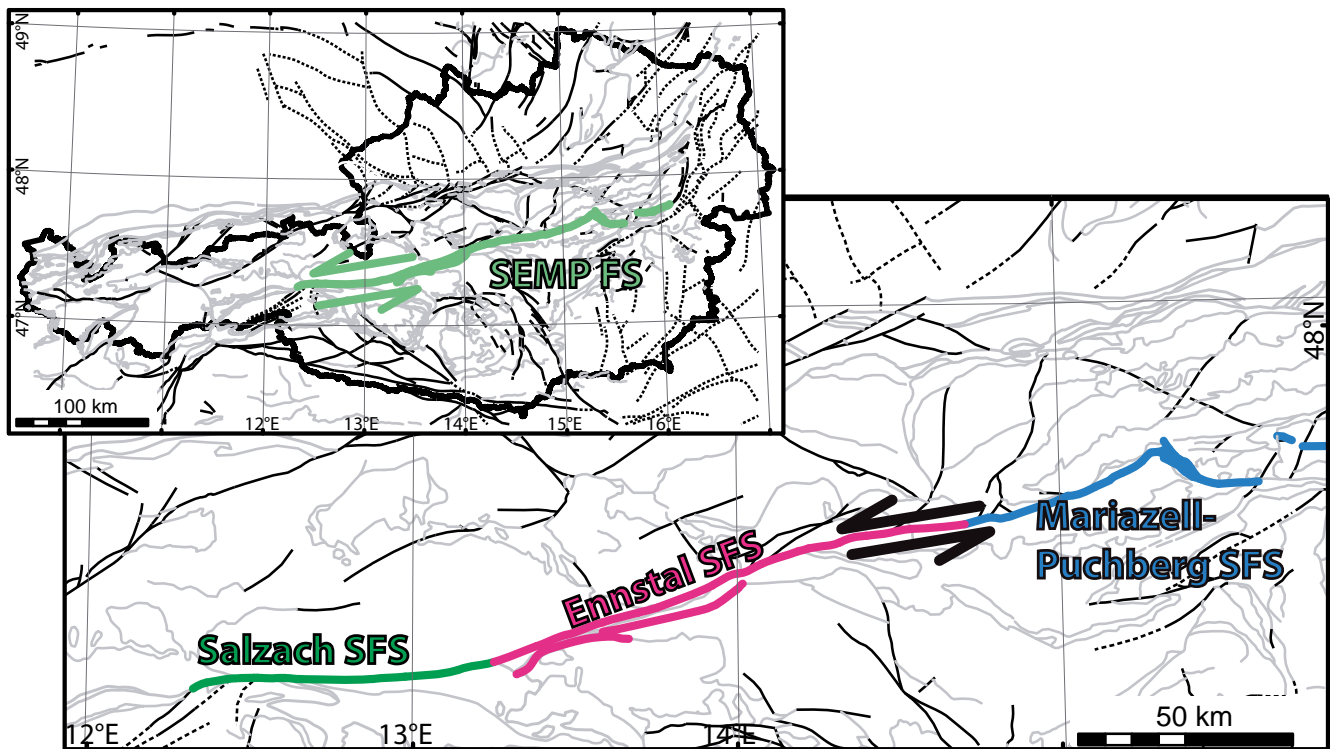
The term shear zone (SZ) is used here as a broad planar zone of relatively intense localized, non-coaxial deformation (PASSCHIER & TROUW, 1996). In our nomenclature, deformation in shear zones is dominated by ductile deformation mechanisms (SCHULTZ & FOSSEN, 2008, and references therein) involving dynamic recrystallization, diffusive mass transfer, dislocation creep and/or grain-boundary sliding. It includes the term “Mylonite Zone” [“Mylonitzone”] describing relatively thick zones of intensive ductile shearing (MAWER, 1986).

The Brenner Shear Zone, for example, is the ductile part of the Brenner SFS. It is an approximately N–S striking, W-dipping low-angle mylonitic normal fault, along which the Tauern Window was exhumed (e.g. FÜGENSCHUH et al., 1997; ROSENBERG & GARCIA, 2011).

Fault (F) [Störung]

The term fault (F) is used here in the sense of a discrete deforming interface separating two rock masses along which one mass has slid past the other (NEUENDORF et al., 2005). In our nomenclature, deformation in faults is dominated by brittle deformation mechanisms (SCHULTZ & FOSSEN, 2008, and references therein) involving fracturing, frictional sliding and/or cataclastic flow, as well as diffusive mass transfer. In the old German-speaking literature, and especially in Austria, both terms “Verwerfung” and “Bruch” were commonly used for faults. Especially the term “Bruch” is still used for brittle normal faults. Here, we follow the concept of SCHULTZ & FOSSEN (2008) and use the term “fault” for a tectonic boundary where mainly brittle deformation is observed.

The brittle Brenner Fault, for example, strikes parallel to the Brenner Shear Zone, but overprints the latter as a steeply west-dipping cataclastic zone (e.g. PREY, 1989; FÜGENSCHUH et al., 1997; ROSENBERG & GARCIA, 2011).



Text-Fig. 3. Subdivision of the SEMP FS into SFSs (based on LINZER et al., 2002). Upper left inset shows the location of the SEMP FS on the geological overview map of “Rocky Austria” (SCHUSTER et al., 2014). For details, see text. Geographic projection using the Bessel ellipsoid, 1962.

Subfault (SF) [Teilstörung]

A subfault (SF) is a subordinated discrete interface separating two rock masses along which one mass has slid past the other, belonging to an ordinated fault (NEUENDORF et al., 2005). At the moment, this term is not used in the database, but will be necessary for the application to local maps at small scales.

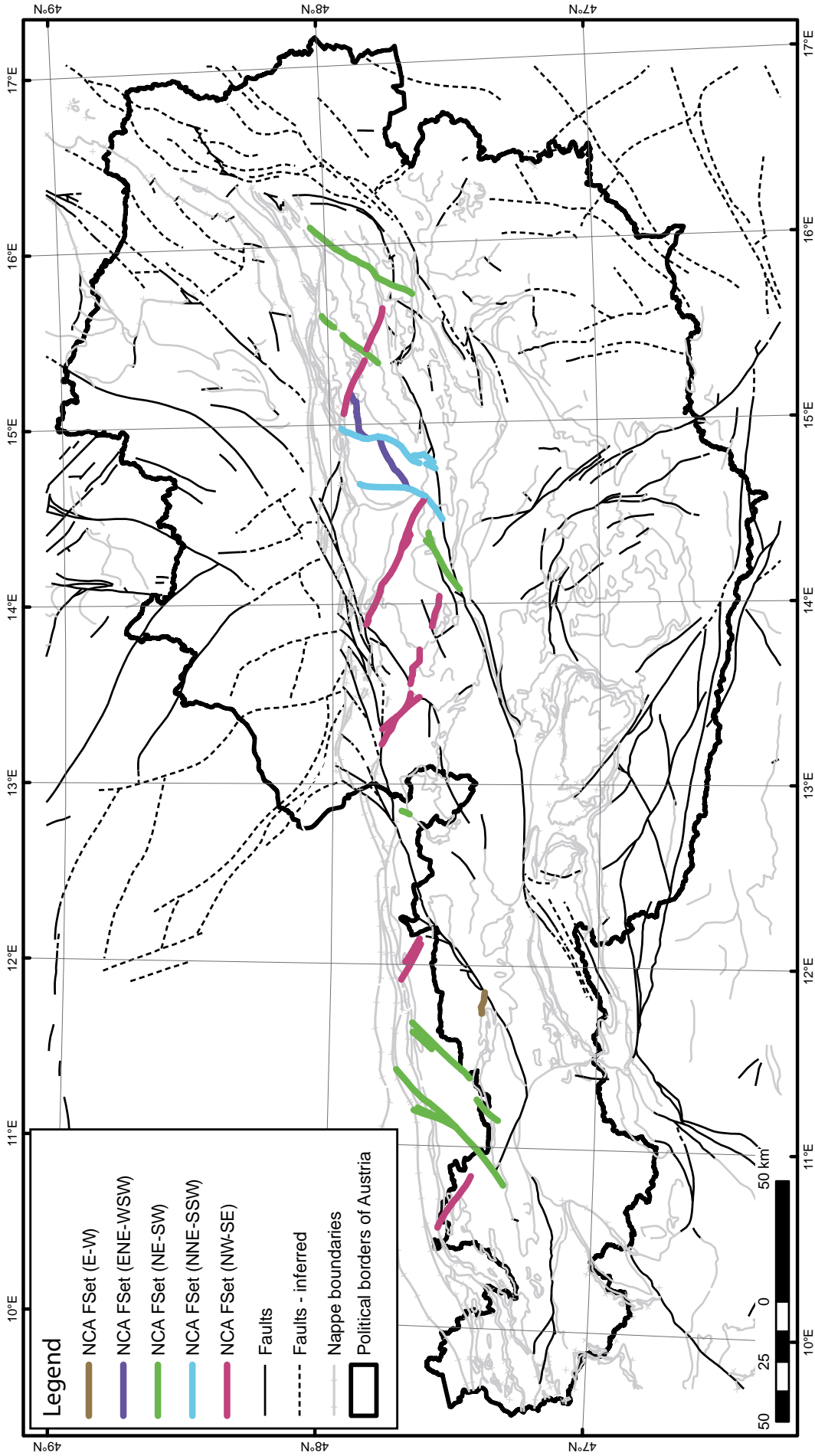
Nappe Boundaries [Deckengrenze]

Nappe boundaries play an important role in Alpine geology. Therefore, they are considered as a special category of tectonic boundary. The term describes a discrete, brittle or ductile, shearing horizon between tectonic units (e.g. nappes, nappe systems). In this definition, “discrete” refers to map scale, since in the field a nappe boundary can correspond to a diffuse tectonic *mélange* zone with elements of both units that it separates. Usually, it corresponds to the surface accommodating the initial movement at the basis of a nappe, decoupling it from the substratum and subsequently leading to a significant displacement along the dip-slip component. Initially, nappe boundaries dip at both high and low angles, depending on their specific tectonic environment. They might be deformed (tilted, overthrust, folded) during later deformation events. Nappe boundaries can be active during several geological events and may contain different deformation styles (brittle or ductile). In INSPIRE and GeoSciML data specification, nappe boundaries can be described as ShearDisplacementStructures (CGI, 2017; SCHIEGL et al., 2008, and references therein). Due to the fact that nappe boundaries are treated as a stand-alone category in the database, a separate attribute table for nappe boundaries will be included in the future (Text-Figs. 1 and 4).

In the case of one nappe (in the hanging wall) being displaced on top of more than one nappe in the footwall, the associated nappe boundaries are separated into segments. For the description of the segments, we propose that they are defined by the tectonic units of the same hierarchical class (subnappe/nappe/nappe system/tectonic subunit/tectonic superunit) that are separated by this specific nappe boundary segment. The footwall unit is named at first position, e.g. “the nappe boundary between the Gstoder and Bundschuh nappes” or “the nappe boundary between the Koralpe-Wölz and Ötztal-Bundschuh nappe systems”). Several segments at the base of a certain nappe can then be jointly described, e.g. “the base of the Bundschuh nappe”.

Geoevents or GeologicEvents

Following the definition of INSPIRE and GeoSciML data specifications (CGI, 2017), geoevents (or GeologicEvents) are geological events that lead to a reorganization of geological units. Geoevents must be determined by a certain period and at least one geological process. If necessary, certain boundary conditions for a specific geoevent can be given (CGI, 2017; SCHIEGL et al., 2008, and references therein). Using this concept, we compiled a list of geoevents (Tab. 1), focusing on the evolution of the Eastern Alps as described by SCHUSTER & STÜWE (2010), SCHUSTER et al. (2014) and SCHUSTER (2015). However, during specific geoevents, the observed deformation history along a certain fault system, and especially along different fault sets in the Northern Calcareous Alps, is more complex than in other parts of Austria (e.g. LINZER et al., 2002). In order to reflect this close sequence of deformation events and provide the opportunity to include as much informa-



Text-Fig. 4. Tectonic boundaries data set highlighting fault sets in the Northern Calcareous Alps (NCA). The different fault sets have been mainly active during Eocene-Miocene times, but timing of deformation and kinematic information differ from set to set. For details, see text and Appendix 1 (A4). Tectonic boundaries used in the database adopted after the geological overview map of "Rocky Austria" (SCHUSTER et al., 2014) are shown in black lines. Nappe boundaries are shown in light grey. For orientation purposes, the thick black solid line marks the outline of Austria. Geographic projection using the Bessel ellipsoid, 1962.

tion as possible into the database, we subdivided certain geoevents (EV07, EV11, EV12) into subevents, which are labeled with lower case letters (e.g. EV12a to EV12d). In order to expand the list of geoevents given in Table 1, we propose a similar subdivision for existing geoevents and the use of intermediate numbers for newly defined events between already defined events (e.g. EV07.5 between geoevents EV07 and EV08). Those intermediate numbers are also used for geoevents with limited effect on Austrian geology.

We want to stress the fact that deformation along a tectonic boundary (either along an entire FS or just one fault within a FS) may exceed the timing of one single geoevent. These geoevents are not supposed to reflect every detail of Alpine orogeny, but should be treated as helpful, but not rigid instrument to search for certain snapshots in time. For example, deformation along tectonic boundaries sorted to EV12c is related to the lateral extrusion of the Eastern Alps. By sorting into geoevents, searching for faults contributing to this specific process or checking if deformation along a specific fault fits into the overall kinematic pattern at this time is easy to achieve. Additionally, note that the short descriptions of geoevents in Table 1 do not exactly correspond to the time interval given in the international chronostratigraphic chart, but are merely representative of the main geological period where the geoevent occurred.

Structure of the database

The database was generated for tectonic boundaries shown on the geological overview map of Austria at the scale of 1:1,500,000 (“Rocky Austria”, SCHUSTER et al., 2014). It can however be adopted for any scale. The tectonic boundaries are treated as line objects in a shapefile (popular geospatial vector data format for GIS software), which is linked via a key number, the so-called TEKL_NMB, to a database containing fault names, general orientation and kinematic information, as well as information about single deformation events, where available. The structure of the database is shown in Text-Figure 1, where red and green lines between the boxes illustrate the links between tables and shapefiles. So far, the database comprises only faults and fault systems that are not considered as nappe boundaries.

Elements of the database

In the following section, we list each table of the database and describe the containing parameters in detail.

AUS_GEOL_EVENTS contains the description of geoevents reflecting the geodynamic history relevant for Austrian geology (SCHUSTER, 2015; Tab. 1). In addition, the geoevent EV13 refers to fault activity during the Quaternary. Faults that are considered seismogenic, either by earthquakes (e.g. LENHARDT et al., 2007) and/or by paleoseismological studies, are related to geoevent EV13a.

AUS_KIN_SENSE lists possible relative movements along a tectonic feature (reverse, thrust, reverse dextral or sinistral, normal, low- or steep-angle normal, dextral or sinistral normal, strike-slip, sinistral, dextral).

TGF_ATTRIBUTE_LIST is the core of the database. It contains characterization of single deformation events observed at faults or fault systems and connects these to geoevents (described in AUS_GEOL_EVENTS, Tab. 1). The attributes contain timing (relative or absolute, depending which one is available), spatial orientation (strike and dip direction), shear sense, orientation of lineation, etc... and are described in chapter “Database attributes” and Table 2. For example, assuming a fault that was formed during the Permian as a ductile sinistral shear zone and later reactivated as normal fault during the lateral extrusion of the Alpine orogenic wedge, this fault would be as two entries in this list, each containing the characteristics of one deformation event.

NB_ATTRIBUTE_LIST is a separated attribute list for nappe boundaries, containing information about the metamorphic conditions and the timing of the movement along a specific nappe boundary. This list will be added in the near future.

FAULTS_SELECTION: List of fault names and hierarchical sorting of faults to fault sets, fault systems, and/or large-scale fault systems. In this table, fault names are linked also to the key number (TEKL_NMB).

TEKL_NMB (key number): Unique number for each fault, shear zone, fault set, and (sub-/large-scale) fault system, linking the database to the shapefile. 1–99 are used for large-scale fault systems, 100–499 for fault systems, 500–999 for subfault systems and fault sets, 1000–9999 for shear zones containing mostly ductile deformation, 10000–49999 for faults containing mostly brittle deformation. In the future, nappe boundaries will be included by using the numbers 50000–99999.

Database attributes

As mentioned above, the attribute list (TGF_ATTRIBUTE_LIST) is the core of the database where not only the orientation of the tectonic features is defined, but also kinematic information as well as the timing and dating method of a specific deformation event (Tab. 2). Importantly, the attribute list is constructed in such a way that most of the attributes are not obligatory, but as much as available data can be stored. One attribute set (one row) per tectonic feature (fault, shear zone or LFS, FS, SFS or fault set) and deformation phase is considered. In the future, a second attribute list for nappe boundaries (NB_ATTRIBUTE_LIST) will be included, specifying characteristics such as hanging and footwall of the nappe boundary, the metamorphic conditions during deformation along the nappe boundary, timing, direction of movement, and, if available, the amount of displacement.

Conclusions

We developed the structure of a database for tectonic boundaries, originally applied to the geological overview map of Austria at the scale of 1:1,500,000 (SCHUSTER et al., 2014). Importantly, the database and its structure presented here are scale-independent and can be adopted for geological overview maps as well as for smaller areas, even at local scale. The database is twofold and includes a hierarchical classification of tectonic boundaries as well as

Geoevent	Short description	Start	End	Description
EV01	Ordovician	485	460	Magmatic event, extensional processes at the northern margin of Gondwana (VON RAUMER et al., 2013).
EV02	Pre-Variscan	460	380	Ongoing extension at the northern margin of Gondwana and formation of a subduction zone system in the Rheic ocean (KRONER & ROMER, 2013).
EV03	Variscan (Devonian–Carboniferous)	380	320	Variscan orogeny: collision of Gondwana and Laurussia (KRONER & ROMER, 2013).
EV04	Late Variscan	320	290	Late Variscan orogenic collapse and plate reorganization (KRONER & ROMER, 2013); initiation of post-Variscan shear zones in the Moldanubian Superunit and formation of intramontane basins.
EV04.5	Permian–Cretaceous	290	66	Formation of the Central European Basin System (CEBS) and tectonic activity therein (SCHECK-WENDEROTH et al., 2008).
EV05	Permo-Triassic	290	225	Extensional event; lithospheric thinning without correlation to Variscan collapse; intense magmatism and HT/LP-metamorphism with peak at about 270 Ma.
EV06	Triassic–Jurassic	225	170	Tectonic quiescence in continental areas.
EV07	Jurassic	170	150	Subduction and obduction processes in the Neotethys oceanic realm (SCHUSTER, 2015).
EV07a	Jurassic	170	160	Intraoceanic subduction of the Adriatic plate below the European plate in the Neotethys ocean.
EV07b	Jurassic	160	150	Obduction of oceanic lithosphere onto the margin of the “Adriatic spur” (FRISCH et al., 2010).
EV07.5	Jurassic-Cretaceous	170	90	Formation of passive continental margins and spreading in the Penninic ocean (Piedmont-Liguria and Valais oceans) (SCHMID et al., 2004).
EV08	Upper Jurassic	150	135	Lithosphere-scale transcurrent movements; separation of the “Adriatic spur” in a northern and southern part.
EV09	Eo-Alpine (Early Cretaceous and Cenomanian)	135	92	Start of southeast-vergent Alpine subduction and formation of the Alpine orogenic wedge (AOW).
EV10	Eo-Alpine (Late Cretaceous)	92	66	Ongoing southeast-vergent Alpine subduction and exhumation of the Eo-Alpine metamorphic belt.
EV11	Neo-Alpine (Paleogene)	66	23	Subduction of the Penninic ocean; subsequent continental subduction and collision of Adriatic and European plate in the AOW.
EV11a	Neo-Alpine (Paleogene)	66	45	Southeast-vergent subduction of the Penninic ocean; formation of an accretionary wedge.
EV11b	Neo-Alpine (Paleogene)	45	23	Continental subduction and subsequent collision between Adriatic and European plate in the AOW; exhumation of Neo-Alpine HP-rocks.
EV12	Neo-Alpine (Neogene)	23	2.6	N–S-directed shortening and E–W-directed “lateral extrusion” in the AOW (RATSCHBACHER et al., 1991a, b); mostly brittle deformation in the Austroalpine units.
EV12a	Neo-Alpine (Neogene)	23	17.2	N–S shortening in the AOW.
EV12b	Neo-Alpine (Neogene)	17.2	16.4	NE–SW shortening in the AOW; transition from thrusting to extrusion.
EV12c	Neo-Alpine (Neogene)	16.4	9	Lateral E–W extrusion in the AOW.
EV12d	Neo-Alpine (Neogene)	9	2.6	E–W shortening and N–S extension in the AOW.
EV13	Neo-Alpine (Quaternary)	2.6	0	Quaternary activity of faults.
EV13a	Seismogenic (Quaternary)	0.1	0	Seismogenic faults or faults with proven paleoseismological events.

Tab. 1. Definition of geoevents relevant for Austria based on SCHUSTER & STÜWE (2010), SCHUSTER et al. (2014), and SCHUSTER (2015). Ages in the columns “Start” and “End” are given in million years before present. CEBS – Central European Basin System, AOW – Alpine orogenic wedge. For details, see chapter “Geoevents or Geologic Events”.

a compilation of related kinematic information. The classification includes definitions for the used hierarchical terms (Section 2). Special attention is drawn to the definition of nappe boundaries, focusing on its immediate applicability in the field. Kinematic information for each tectonic feature is sorted into so-called “Geoevents” (Tab. 1) that were defined following SCHUSTER & STÜWE (2010), SCHUSTER et al. (2014), KRONER & ROMER (2013), and SCHUSTER (2015). In addition, we have shown that a hierarchical classification of faults and shear zones is possible, even though the used classification scheme must provide the flexibility to skip certain (or all) hierarchical levels.

The application of the database to the multi-thematic geological map of Austria at the scale of 1:1,000,000 is available for public access via Web-Application at the Geological Survey of Austria and should serve as a common source for structured regional geodynamic knowledge. Definitions compiled for large-scale fault systems (LFS), fault systems (FS), subfault systems (SFS), and fault sets used in the Web-Application are available in the Online Thesaurus of the Geological Survey of Austria (<https://www.geologie.ac.at/services/thesaurus>).

Attribute	Description	Options
TEKL_NMB	Unique number for each fault, shear zone, Fset, SFS, FS or LFS.	See FAULT_SELECTION.
GEOEV_NMB	Described deformation phase is sorted to a specific geoevent.	EV1–EV13a (see Table 1).
EV_U_AGE_ABS	Upper numeric age in Ma before present.	Numbers required.
EV_L_AGE_ABS	Lower numeric age in Ma before present.	Numbers required.
EV_U_AGE_STR	Upper stratigraphic age control.	Stratigraphic chart of Austria.
EV_L_AGE_STR	Lower stratigraphic age control.	Stratigraphic chart of Austria.
EV_DAT	Dating of deformation via absolute values or relative chronology.	Absolute/relative.
EV_DAT_MET	Dating method used to obtain timing of deformation.	Sedimentary deposits; correlation; U-Pb; Sm-Nd, Lu-Hf; Rh-Os; Ar-Ar; K-Ar, Rb-Sr; FT; U-Th-He; cosmogenic; lichenometry, dendrochronology, radiocarbon.
EV_DAT_COMM	Comment on the dating method.	Text specifying the dating method.
EV_QUAL	Quality of the data.	Proofed; proofed underground; interpreted from seismics; interpreted from boreholes; interpreted from models; interpreted from lineaments; not proofed; suspected.
EV_REF	Reference of the given dating data above.	First Author_Year.
DEF_TYPE	Deformation type.	Brittle, ductile, brittle-ductile.
OR_STR	Fault orientation (strike).	N–S, NNE–SSW, NE–SW, ENE–WSW, E–W, WNW–ESE, NW–SE, NNW–SSE.
OR_DIPDIR	Fault orientation (dip direction).	N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW.
OR_DIP	Fault orientation (dip).	Vertical (90°–85°), steep (85°–60°), modest (60°–30°), low-angle (30°–5°), horizontal (5°–0°).
KIN_VALUE	Plunge of the kinematic lineation (slickenline, stretching lineation).	Subhorizontal, N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW.
KIN_DIREC	Movement direction of the hanging wall.	Top-to-N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW.
KIN_SENSE	Relative block movement (sense of shear).	See section “AUS_KIN_SENSE”.
KIN_DISPL_TYPE	How was fault offset determined? Options are only suggestions; if major units or tectonic features are displaced, they can be included here.	Paleogeographics; crosscutting; field/micro fabrics; displacement on maps; boreholes/seismics; paleoseismicity; seismicity; not sure.
KIN_DISPL_MIN	Minimum displacement in km.	Numbers required.
KIN_DISPL_MAX	Maximum displacement in km.	Numbers required.
COMMENT	General comment, additional references.	Text.

Tab. 2.

List of attributes to describe one deformation event along one specific tectonic feature. Attributes highlighted in bold are mandatory. For more information, see chapter “Structure of the database”.

Acknowledgements

The generation of a database and writing definitions for such a complex topic as tectonic boundaries could only be done with the support of many experts of Austrian geology, especially MANFRED LINNEN, KURT DECKER, GERHARD W.

MANDL, and ALFRED GRUBER. ISABELLA BAYER and JOHANNES REISCHER helped with technical aspects. VIKTORIA HAIDER and CHRISTINE HÖRFARTER were irreplaceable for developing the concepts in the Online Thesaurus. We thank all of them for the support and discussions that helped to carry out this project.

References

- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectono-thermal activity. – *Tectonophysics*, **248**/1–2, 97–116, Amsterdam.
- BRANDMAYR, M., LOIZENBAUER, J. & WALLBRECHER, E. (1997): Contrasting P-T conditions during conjugate shear zone development in the Southern Bohemian Massif, Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **90**, 11–29, Wien.
- BÜTTNER, S.H. (2007): Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the south-western Bohemian Massif: A far field response to late-orogenic extension. – *Journal of Geosciences*, **52**/1–2, 29–43, Praha.
- CGI (COMMISSION FOR THE MANAGEMENT AND APPLICATION OF GEOSCIENCE INFORMATION) (2017): GeoSciML 4.0 Encoding Cookbook for OneGeology and INSPIRE. – Version 1.2, 60 p. http://www.onegeology.org/docs/technical/GeoSciML_Cookbook_1.2.pdf (last downloaded 2017-11-01).
- CHÁB, J., STRÁNÍK, Z. & ELIÁŠ, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1:500 000. – Česká geologická služba, Praha.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137**/1, 5–18, Wien.
- FRISCH, W., MESCHÉDE, M. & BLAKEY, R.C. (2010): Plate tectonics: Continental Drift and mountain building. – 211 S., Berlin–Heidelberg (Springer Science & Business Media).
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – 96 S., Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. – *Terra Nova*, **9**/5–6, 213–217, Oxford.
- HAUER, F. & JAHN, E. (1867–1871): Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt bearb. v. Franz Ritter von Hauer, M. 1:576.000, Wien (Geologische Reichsanstalt).
- IGLSEDER, C. (2013): Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**/1–4, 434–438, Wien.
- IGLSEDER, C. (2014a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**/1–4, 361–363, Wien.
- IGLSEDER, C. (2014b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**/1–4, 363–365, Wien.
- KOŠLER, J., KELLEY, S.P. & VRÁNA, S. (2001): 40Ar/39Ar hornblende dating of a microgranodiorite dyke: Implications for early Permian extension in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **90**/2, 379–385, Berlin–Heidelberg.
- KRENMAYR, H.G., SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FINGER, F., LINNER, M., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., PESTAL, G., REITNER, J.M., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & HUSEN, D. VAN (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRONER, U. & ROMER, R. (2013): Two plates – many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, **24**/1, 298–329, Amsterdam.
- LENHARDT, W.A., ŠVANCARA, J., MELICHAR, P., PAZDÍRKOVÁ, J., HAVÍŘ, J. & SÝKOROVÁ, Z. (2007): Seismic activity of the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. – *Geologica Carpathica*, **58**/4, 397–412, Bratislava.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **354**/3–4, 211–237, Amsterdam.
- MARTÍNEK, K., DRÁBKOVÁ, J., MIKULÁ, R., SIMÓNEK, Z. & ZAJÍC, J. (2001): Field trip 1A. Blanice Graben. – 9th Coal Geology Conference, 1–26, Prague.
- MAWER, C.K. (1986): What is a Mylonite? – *Geoscience Canada*, **13**/1, 33–34, Waterloo, Ontario.
- NEUENDORF, K.K.E., MEHL, J.P.E. JR. & JACKSON, J.E. (2005): Glossary of geology. – 779 S., Alexandria, Virginia (Springer Science & Business Media).
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. (1996): *Microtectonics*. – 289 S., Berlin (Springer).
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997a): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – *Tectonics*, **16**/1, 38–56, Washington, D.C.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997b): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272**/2–4, 125–157, Amsterdam.
- PREY, S. (1989): Ein steilstehendes Störungssystem als Westbegrenzung des Tauernfensters. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132**/4, 745–749, Wien.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1. Boundary-conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10**/2, 245–256, Washington, D.C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. – *Tectonics*, **10**/2, 257–271, Washington, D.C.
- ROSENBERG, C.L. & GARCIA, S. (2011): Estimating displacement along the Brenner Fault and orogeny-parallel extension in the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **100**, 1129–1145, Berlin–Heidelberg.
- SHECK-WENDEROTH, M., KRZYWIEC, P., ZÜHLKE, R., MAYSTRENKO, Y. & FROITZHEIM, N. (2008): Permian to Cretaceous tectonics. – In: McCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 999–1030, London (Geological Society Publishing House).
- SCHIEGL, M., SCHUSTER, R., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., PESTAL, G., STÖCKL, W. & UNTERSWEIG, T. (2008): GeoSciML – Ein konzeptuelles Datenmodell für die Geologie? Übersetzung und Erläuterung ausgewählter Objektklassen von GeoSciML. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148**/2, 213–226, Wien.
- SCHMID, S., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Swiss Journal of Geosciences (Eclogae Geologicae Helveticae)*, **97**/1, 93–117, Basel.
- SCHULTZ, R.A. & FOSSEN, H. (2008): Terminology for structural discontinuities. – *AAPG Bulletin*, **92**/7, 853–867, Tulsa, Oklahoma.

- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **140**, 5–21, Graz.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2014): Rocky Austria: The Geology of Austria – brief and colourful. – Geological Survey of Austria, 80 pp., Vienna.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1832): XVIII. – A Sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Styria, &c. &c. – Transactions of the Geological Society of London, **2**, 301–420, London.
- SUCESS, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. – 168 S., Wien (Braunmüller).
- VON RAUMER, J.F., BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULZ, B. & STAMPFLI, G.M. (2013): Pre-Mesozoic Alpine basements – their place in the European Paleozoic framework. – Geological Society of America Bulletin, **125**/1–2, 89–108, Boulder.
- VRÁNA, S., SLABÝ, J. & BENDL, J. (2005): The Kaplice dyke swarm of biotite granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorit, Moldanubian Batholith. – Journal of the Czech Geological Society, **50**/1–2, 9–16, Praha.
- WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – Geological Society of London, Special Publications, **134**, 339–369, London.
- ZACHARIÁŠ, J. & HÜBST, Z. (2012): Structural evolution of the Roudný gold deposit, Bohemian Massif: A combination of paleostress analysis and review of historical documents. – Journal of Geosciences, **57**/2, 87–103, Praha.

Appendix 1.

Description of tectonic boundaries from the geological database mentioned in the publication.

A1. Large scale Fault Systems (LFS)

Kouřim-Blanice-Kaplice-Rodl LFS	BRANDMAYR et al. (1995, 1997); BÜTTNER (2007); IGLSEDER (2013); KOŠLER et al. (2001); MARTINEK et al. (2001); VRANA et al. (2005); WAGNER (1998); ZACHARIAS & HÜBST (2012)	This ca. 250 km long, approximately NNE–SSW (and partly NE–SW) trending LFS extends from the Kouřim Furrow, following the Blanice Furrow, the basins of Třeboň and České Budějovice via Kaplice (CZE), the Große Rodl Valley to Gramastetten and the Eferding Basin, where it is partly covered by Miocene sediments, but continues in the basin subsurface (BRANDMAYR et al., 1997; WAGNER, 1998; ZACHARIAS & HÜBST, 2012). It includes the Kouřim-Blanice and Rodl-Kaplice FSs and has a long-lasting and multiphase history. Parallel trending structures and conjugated shear zones and faults are correlated with this LFS (e.g. Haselgraben SFS). Proofs of NE–SW trending left-lateral ductile, mylonitic shear zones during late Carboniferous and Permian times are predominantly observed in the southern parts (BRANDMAYR et al., 1995; BÜTTNER, 2007; IGLSEDER, 2013). To the north, it continues as horst-and-graben structures filled with upper Carboniferous to Permian sediments (MARTINEK et al., 2001) and associated Permian dykes (KOŠLER et al., 2001; VRANA et al., 2005). The deformation continues with left-lateral strike-slip faulting during Cretaceous and Miocene times, indicated by sediment deposits.
---------------------------------	--	---

A2. Fault Systems (FS)

Rodl-Kaplice FS	BRANDMAYR et al. (1995); BÜTTNER (2007); FUCHS & THIELE (1968); IGLSEDER (2013); WAGNER (1998)	This ca. 90 km long, approximately NNE–SSW trending FS extends from Kaplice (CZE), following the valley of the Große Rodl to Gramastetten and the basin of Eferding, where it is partly covered by Miocene sediments, but continues in the basin subsurface (BRANDMAYR et al., 1997; WAGNER, 1998). It includes the Rodl and Haselgraben SFSs and shows a long-lasting and multiphase history. Proofs of NE–SW trending left-lateral strike-slip ductile, mylonitic shear zones during late Carboniferous and Permian times are observed. The deformation continues with left-lateral strike-slip faulting during Cretaceous and Miocene times, indicated by sediment deposits. Displacement up to 35 km are suggested (BRANDMAYR et al., 1995; BÜTTNER, 2007; FUCHS & THIELE, 1968; IGLSEDER, 2013; WAGNER, 1998).
Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS	LINZER et al. (2002)	A WSW–ENE striking FS of approximately 400 km in length, running from the western Tauern Window to the Vienna Basin and up to 70 km of sinistral offset. The deformation holds a gradient from ductile (W) to brittle ductile (central region) to brittle (E). The Salzburg-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS is composed from West to East from the Salzburg (brittle northern edge of the Tauern Window), the Ennstal (southern edge of the northern Calcareous Alps) and the Mariazell-Puchberg SFSs (LINZER et al., 2002).

A3. Subfault Systems (SFS)

Ennstal SFS	LINZER et al. (2002)	This approximately E–W trending SFS reaches from the “Wagrein Tertiary” Basin to the Hiefiau Basin. It is the middle segment of the Salzburg-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS. Miocene left-lateral displacement along the Ennstal SFS amounts to 60–70 km, being the highest displacement observed in the Salzburg-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS (LINZER, et al., 2002).
Haselgraben SFS	IGLSEDER (2013, 2014a, b)	This ca. 15 km long, N–S trending SFS extends from Hellmondsödt, following the Haselgraben Valley to Linz. It is part of the Kaplice-Rodl FS and includes ductile parallel trending shear zones with left-lateral kinematics active during the late Variscan event (EV04). In analogy to the Rodl SFS a continuation of brittle left-lateral movement during Cretaceous and Miocene times is suggested (IGLSEDER, 2013, 2014a, b).
Mariazell-Puchberg SFS	LINZER et al. (2002)	This approximately E–W trending SFS extends from the Hiefiau Basin to the Vienna Basin. It is the eastern segment of the Salzburg-Ennstal-Mariazell-Puchberg left-lateral displacement of about 40 km along the Mariazell-Puchberg SFS is distributed over a broad zone of splay faults and decreases towards the Vienna Basin (LINZER, et al., 2002).
Rodl SFS	BRANDMAYR et al. (1995); BÜTTNER (2007); FUCHS & THIELE (1968); IGLSEDER (2013); WAGNER (1998)	This ca. 55 km long, approximately NNE–SSW trending SFS extends from Rybník (Dolní Dvořiště) (CZE), following the valley of the Große Rodl to Gramastetten and the basin of Eferding, where it is partly covered by Miocene sediments, but continues in the basin subsurface (BRANDMAYR et al., 1997; WAGNER, 1998). It includes partly parallel trending shear zones and faults and shows a long-lasting and multiphase history. Proofs of NE–SW trending left-lateral strike-slip ductile, mylonitic shear zones during late Carboniferous and Permian times are observed (BRANDMAYR et al., 1995; BÜTTNER, 2007; IGLSEDER, 2013). The deformation continued with left-lateral strike-slip faulting during Cretaceous and Miocene times, indicated by sediment deposits. Displacement up to 35 km are suggested (FUCHS & THIELE, 1968).
Salzach SFS	LINZER et al. (2002)	This SFS runs at the northern margin of the Tauern Window and forms the western part of the Salzburg-Ennstal-Mariazell-Puchberg FS. Ductile left-lateral strike-slip deformation structures are exposed along a 50 to 100 m-wide fault zone north of the Tauern Window and change to brittle-ductile conditions towards the East.

A4. Fault Sets (FSets)

Northern Calcareous Alps (NCA) FSet (NW–SE)	PERESSON & DECKER (1997a, b)	NW–SE trending faults within the Northern Calcareous Alps include, but are not restricted to: Gosaukamm Fault, Gosausee Fault, Hochwart Fault, Lofer Fault, Schanitzsattel Fault, Windischgarsten Fault, Wolfgangsee Fault. These faults formed in the late Eocene–Oligocene as right-lateral strike-slip faults. During Pannonian E–W compression, these NW–SE striking faults were reactivated as left-lateral strike-slip faults (PERESSON & DECKER, 1997a, b).
NCA FSet (NE–SW)	PERESSON & DECKER (1997a, b)	NE–SW trending faults within the Northern Calcareous Alps include, but are not restricted to: Annaberg Fault, Isar Fault, Leutasch Fault, Loisach Fault, Pernitz Fault, Phyrn Fault, Saalach Fault, Salzsteig Fault, and Torscharten Fault. These faults formed during Middle Miocene times as left-lateral strike-slip faults. During Pannonian E–W compression, these NE–SW striking faults were reactivated as right-lateral strike-slip faults (PERESSON & DECKER, 1997a, b).
NCA FSet (NNE–SSW)	PERESSON & DECKER (1997a, b)	NNE–SSW trending faults within the Northern Calcareous Alps include, but are not restricted to: Göstling Fault, Leonsberg Fault, Untersalzachtal Fault, Weyer Fault. Even though they may have been active during Oligocene and Miocene times as strike-slip faults, the main deformation phase of this FSet occurred during Middle Miocene E–W extension, where the faults had normal movement (PERESSON & DECKER, 1997a, b).
NCA FSet (E–W)	PERESSON & DECKER (1997a, b)	E–W trending faults within the Northern Calcareous Alps include, but are not restricted to: Ebner Fault, Königsberg Fault, and Spullersee Fault. These faults probably formed during Oligocene–Early Miocene times as reverse faults. During post-Miocene N–S extension they might have been reactivated as normal faults (PERESSON & DECKER, 1997a, b).
NCA FSet (ENE–WSW)	PERESSON & DECKER (1997a, b)	It is a fault set of ENE–WSW trending faults within the Northern Calcareous Alps (NCA). These faults probably formed during Middle Miocene times as left-lateral strike-slip faults. During Pannonian E–W compression, they might have been reactivated as right-lateral strike-slip faults (PERESSON & DECKER, 1997a, b).

Das Erdbeben von Laibach (Slowenien) am 14. April 1895: Chronologie des Krisenmanagements – ein Postskriptum

CHRISTA HAMMERL¹, THOMAS HOFMANN² & MARTIN KRENN³

1 Abbildung

*Franz Eduard Suess
Korrespondenz
Erdbeben
Slowenien
Laibach*

Inhalt

Zusammenfassung	209
Abstract	209
Einleitung	210
Die Chronologie des Krisenmanagements	210
Resümee	213
Dank	214
Literatur	214

Zusammenfassung

Basierend auf drei – jüngst entdeckten – privaten Briefen, die Franz Eduard Suess während seines Aufenthaltes in Laibach unmittelbar nach dem dortigen Erdbeben vom 14. April 1895 an seine Familie schrieb, werden neue Details seiner Arbeit im Krisengebiet wie auch seines persönlichen Befindens evident.

The Earthquake of Ljubljana (Slovenia) on April 14th, 1895: Chronology of Crisis Management – A Postscript

Abstract

Based on three recently discovered letters, which Franz Eduard Suess wrote to his family during his stay in Ljubljana immediately after the earthquake of April 14, 1895, new details of his work in the crisis area as well as on his personal well-being become evident.

¹ CHRISTA HAMMERL: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, Hohe Warte 38, 1190 Wien. christa.hammerl@zamg.ac.at
² THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geologie.ac.at
³ MARTIN KRENN: Archiv der Stadt Linz, Hauptstraße 1-5, 4041 Linz. martin.krenn@univie.ac.at

Einleitung

Am 14. April 1895 wurde die Stadt Laibach (Slowenien), damals Hauptstadt des Herzogtums Krain in Österreich-Ungarn, von einem schweren Erdbeben erschüttert. Die höchsten beobachteten Intensitäten im Epizentralgebiet lagen zwischen 8° und 9° auf der 12-teiligen EMS-98, die Magnitude wurde mit ca. 6 abgeschätzt (www.emidi-us.eu/SHEEC/), das Beben wurde in einem Umkreis von 350 km wahrgenommen. Franz Eduard Suess wurde am 16. April von der Direktion der Geologischen Reichsanstalt beauftragt, nach Laibach zu fahren, um vor Ort die Erdbeschäden zu begutachten.

Über dieses Erdbeben war 2015 von den Autoren im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt unter gleichem Titel berichtet worden (HAMMERL et al., 2015). Zwischenzeitlich konnten drei bislang unbekannte Briefe von Franz Eduard Suess (1867–1941) im privaten Nachlass seines Sohnes Hans Eduard Suess (1909–1993) aufgefunden werden, die er während der Schadensdokumentation (Suess, 1897) in Slowenien am 19. und 21. April 1895 an seinen Vater bzw. am 1. Mai 1895 an seine Schwester schrieb. Daraus ergeben sich zusätzliche Aspekte, die hier ergänzend – als „Postskriptum“ – im chronologischen Kontext mitgeteilt werden. Zum Gesamtverständnis ist die ursprüngliche Arbeit (HAMMERL et al., 2015) unverzichtbar.

Die Chronologie des Krisenmanagements

Bis zum 19. April 1895 liegen keine neuen Erkenntnisse vor (HAMMERL et al., 2015: 283–285).

Freitag, 19. April 1895

An diesem Tag verfasste Edmund von Mojsisovics (1839–1907), der als Vizedirektor der k. k. Geologischen Reichsanstalt in urlaubsbedingter Abwesenheit von Direktor Guido Stache (1833–1921) von Wien aus die Koordination der Schadensdokumentation des Laibacher Erdbebens übernommen hatte, einen Fragebogen mit Begleitschreiben als Grundlage, um die Schäden nach gleichen Kriterien zu erheben (HAMMERL et al., 2015: Abb. 2, 3). Da sich Mojsisovics mit dem Absender „Dir. d. k.k. G.R.A.“ auch an die Medien wandte – namentlich an die „Redaction der Politischen Correspondenz Wien“ (GBA AZ 1895/141_1), die er wie folgt anschrieb: „Anbei beehren wir uns einen das letzte Erdbeben betreffenden Aufruf mit der Bitte zu übersenden, denselben an sämtliche Tagesjournale der Monarchie und an die wichtigeren ungarischen und croatischen Journale zur Aufnahme in das Sonntagsblatt gefälligst übermitteln zu wollen“ – ist die Sicht von Franz Eduard Suess, die durch einen Brief vom 19. April 1895 dokumentiert wird, von Interesse.

An jenem Tag, einem Freitag, verfasste Franz Eduard Suess in Laibach einen persönlichen Brief an seinen Vater, den Geologen Eduard Suess (1831–1914), der neben wissenschaftlichen Ergebnissen auch die Medienberichterstattung der damaligen Zeit thematisierte und diesbe-

züglich mit beachtenswerten Einsichten aufwartete („[...] wenn auch natürlich sehr viel von dem was die Zeitungen schreiben arg übertrieben ist“). Bis dato der Forschung völlig unbekannt, werden folgende Zeilen daher im vollen Umfang wiedergegeben:

„Laibach 19./4 1895.

Lieber Vater!

Da gestern von einer Excursion in benachbarte Ortschaften erst spät nach Hause gekommen bin u. das Post. rest. Bureau bereits geschlossen war, habe ich Deine Telegramme u. Deine beiden Briefe erst heute erhalten. Ich habe an Mojsisovicz telegraphiert, was ich bis jetzt bemerkenswerthes beobachtet habe. Nämlich, daß sowohl nach den Beobachtungen d. Bewohner als auch nach dem allgemeinen Eindruck, den die sehr mannigfaltigen Beschädigungen an den Gebäuden auf mich machen die Hauptstoßrichtung von SSO gg. NNW war; daß die auf Alluvialboden erbauten Stadttheile bedeutend mehr gelitten haben, als die am anstehenden Gesteine befindlichen Theile, wie der Rathhausplatz und die übrigen Häusergruppen am Fuße des Schloßberges. Dasselbe ist bezüglich der nahezu in demselben Grade erschütterten Ortschaften im Nordwesten zu beobachten. Eine sehr leichte Schwankung des Bodens habe ich noch am 17. wenige Minuten vor 11.h wahrgenommen. Es circulieren wohl noch verschiedene Gerüchte von späteren schwächeren Stößen, selten hört man aber übereinstimmende Angaben verschiedener Beobachter. Ich selbst habe gar keine Spur einer Erschütterung wahrgenommen. Sehr häufig sind Drehungserscheinungen.

Ich habe sehr zahlreiche Objekte besehen u. mir Notizen gemacht; die Hauptsache stelle ich für einen Bericht an Mojsisovicz [sic!] zusammen. Heute habe ich den Friedhof, die Tabakfabrik u. andere Gebäude in Begleitung des von der Lurlochaffaire bekannten Forstcommissairs Putick besucht. Er ist ein sehr angenehmer Mensch. Interessiert sich sehr für die Sache. Sonst habe ich Ansprache in Hülle u. Fülle u. bin in Laibach schon sehr bekannt. Auch Journalisten haben mich bereits am ersten Tage aufgesucht.

Mit Einzelheiten der Schilderung wie es hier zu geht u. aussieht könnte man viele Bögen voll schreiben; wenn auch natürlich sehr viel von dem was die Zeitungen schreiben arg übertrieben ist. Ich möchte mir das aber gerne auf eine Zeit sparen wo ich etwas mehr Muße habe. Meinen Brief vom 17. hast Du wohl erhalten; auf der Post herrscht nämlich auch eine ziemliche Verwirrung; die meisten Ämter sind delogiert u. in ziemlicher Unordnung.

Ich glaube nicht, daß es von Interesse sein kann meine Beobachtungen aus diesen letzten Tagen ohne Erschütterung, stets nach Wien zur telegraphieren; für Rathschläge bin ich Dir stets sehr dankbar und möchte Dich bitten mir etwaige sonstige Weisungen mitzuthemen.

Meine Augen sind leider noch nicht vollkommen normal u. ermüden immer noch leicht. Sonst geht es mir sehr gut und ich grüße Euch alle bestens

Dein treuer Sohn

Eduard

B. In den nächsten Tagen gedenke ich eine Excursion nach Cilli [= Celje] zu machen“

Wilhelm Putick (1856–1929), ein Wiener Forstadjunkt im k. k. Ackerbauministerium (BENISCHKE, 1994), hatte sich um die Karstforschung in Krain verdient gemacht, wobei insbesondere seine hydrologischen und wasserbaulichen Erschließungsarbeiten (MATTES, 2015: 178) hervorzuheben sind. Er hatte dazu eine mehrteilige Arbeit, „Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach: Forschungen zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Karstes ...“, verfasst, die von der Geographischen Gesellschaft in Wien publiziert wurde (PUTICK, 1887a, b, 1889, 1890).

Über Putick äußert sich Franz Eduard Suess in seiner Abschlussarbeit (SUESS, 1897: 411) sehr positiv („manche werthvolle Mittheilung“). Ihm verdankte er auch Aufzeichnungen über Nachbeben (SUESS, 1897: 867).

Samstag, 20. April 1895

Siehe: HAMMERL et al. (2015: 288).

Sonntag, 21. April 1895

In der Sonntagsausgabe berichtete das „Grazer Tagblatt“ ausführlich über den Vortrag von Hoernes, der im Hörsaal XII des neuen Universitätsgebäudes stattgefunden hatte; als einer der größten Hörsäle vermochte er offensichtlich „die große Zahl der Zuhörer kaum zu fassen“¹. Der Bericht enthielt neben Details über das Publikum („darunter sehr viele Damen“) und den Vortragenden („heftige Irisentzündung“) zudem eine ausführliche inhaltliche Zusammenfassung.

Auch der von Mojsisovics verfasste „Aufruf“, auf der Basis von 14 Fragen Schadensfälle zu melden, wurde nunmehr in zahlreichen Medien publiziert („Wiener Zeitung“, „Neues Wiener Journal“, „Das Vaterland“ etc.). In der „Wiener Zeitung“ erschien gleichzeitig und ohne Angaben der Autorenschaft noch ein ausführlicher Artikel über „Die Karst-Höhlen und das Laibacher Beben“².

Mit Datum vom 21. April ist, wie oben erwähnt, ein weiterer Brief von Franz Eduard Suess an seinen Vater Eduard Suess erhalten, der einmal mehr die Praktiken damaliger Journalisten aufzeigt, zugleich auch die persönlichen Bedürfnisse des jungen Geologen thematisiert:

„Laibach 21./4 1895.

Lieber Vater!

Heute habe ich Deinen Brief mit den beiden Einlagen erhalten. Die Beobachtungen des Herrn Mlakar [Ivan Mlakar (1845–1914), Geistlicher] sind mir bekannt, er hat sie aber falsch gedeutet (abgesehen davon daß er O. und W. wechselt). Das [sic!] die Schornsteine gegen West herunter fielen beweißt [sic!] gar nichts, denn sie mußten natürlich die Richtung der Neigung des Daches nehmen. Den verschobenen Kamin am Dampfbad v. Hotel Elefant habe ich bereits in meinem Skizzenbuch. Ebenso verschoben sind die hohen Kamine in der Tabakfabrik u. a O. Drehungen

1 „Grazer Tagblatt“ vom 21. April 1895, S. 2: Hoernes Vortrag: Ueber das Erdbeben in Laibach.

2 „Wiener Zeitung“ vom 21. April 1895, S. 8: Die Karst-Höhlen und das Laibacher Beben.

von Schornsteinen, Säulen, Grabsteinen u.s.w. sind ungemain häufig zu sehen. Heute war ich in Cilli; in Bezug auf diese Stadt haben die Zeitungen auch sehr übertrieben, indem nur wenige Gebäude (z.B. die alte Kaserne) namhaft beschädigt sind. Eine größere Anzahl Häuser zeigt im innern an den Wänden nicht starke Sprünge. Das gestrige Erdbeben wurde in Cilli nicht gespürt.

Den Ausgangsbericht aus meinen Beobachtungen für Mojsisovicz [sic!] habe ich noch immer nicht fertig; weil mich leider meine Augen noch immer hindern längere Zeit hindurch bei Licht zu schreiben. Inzwischen schwillt das Material dazu immer noch mehr u. m. an.

In einem Dorfe südl. von Laibach (Seedorf) behaupten Leute daß eine Kirche auf einem Berge N von Laibach (Großkahlenberg), welche früher von einem gewissen Punkte aus nicht sichtbar war, jetzt nach d. Erdbeben in Folge irgendeiner Niveauverschiebung von dort aus gesehen werde. Obwohl sich die Sache wahrscheinlich als Humbug herausstellen wird, will ich doch hingehen und mir die Lage besehen und mich am Ort u. Stelle erkundigen.

Die kräftige Erschütterung von gestern Vormittag 9h.16. hat die Leute hier wieder etwas mehr beunruhigt, sie sind erschreckt aus den Häusern gelaufen. Ich habe den Stoß zur selben Zeit in Stein im Amtshause (zusammen mit einem dortigen Beamten) gespürt, daselbst war er aber viel schwächer. Seit gestern Abends 6h.35. bis jetzt (8h Abends) hier nichts mehr beobachtet.

An allem was die Zeitungen als meine Äußerungen geschrieben bin ich vollkommen unschuldig; ich habe nämlich eine Äußerung gegenüber den Journalisten immer abgelehnt. Die lange Geschichte von Puttick [sic!] u. mir hat der Correspondent Neues Wiener Tagbl. folgendermaßen zu Stande gebracht.

Ich war mit Putick zufällig in einem Raseurladen zusammen angekommen; das bemerkte der Correspondent des Neuen Wiener Tagblatt vom Fenster des Cafféhauses gegenüber und kam sofort auch in den Friseurladen. Während ich rasiert wurde erzählte mir Putick (der übrigens nichts versteht) allerlei Geschichten u. Ansichten u. daraus hat der Correspond. die lange Geschichte gemacht. Wie er auf die „Erdbebenspalte (!) Radmannsdorf – Adelsberg“ gekommen ist, ist mir vollkommen unklar.

Ich bitte Paula [= Paula Neumayr, geb. Suess] mir recht bald meine Brillen zu schicken u. mir auch einen Zwicker von derselben Stärke auf meine Kosten machen zu laßen [sic!]; der meinige ist verbogen u. ich glaube, daß das meinen Augen nicht gut ist.

Ich bitte Dich mich Mojsisovicz [sic!], wenn Du ihn siehst, bestens zu empfehlen; ich hoffe morgen oder übermorgen den Bericht absenden zu können. Mir geht es sehr gut und überall, wo ich hinkomme werde ich sehr zuvorkommend aufgenommen. Es grüßt Euch alle bestens

Dein treuer Sohn

Eduard

Hedwig danke ich sehr für ihren Brief, Antwort nächstens.“

Montag, 22. April 1895 bis 30. April

Siehe: HAMMERL et al. (2015: 288–290).

Laibach 15. 95.

Liebe Schwester!

Eben habe ich mit einem Photographen eine Rundtour in die umliegenden Ortschaften gemacht u. jetzt spät abends zurückgekehrt fand ich Deinen Brief u. Vaters Telegramm. Ich bin sehr erstarrt, daß Mazzinoy sagt er habe von mir keine Nachricht erhalten, da ich ganz bestimmt weiß, daß ich ihm am 25. d. einen mehr als 6. Seiten lang Brief geschrieben und des Abends auf der letzten Hauptpost selbst aufgegeben habe. In dem Briefe habe ich mich bereits entschuldigt, weil ich ihm so lange nicht geschrieben hatte; er war Strohgasse 26. adressiert. Ich habe auch hier meine gewöhnlichen Taschen u.

Papiere durchschaut, ob ich ihn nicht ^{am 15. d. d. d.} aus Versehen liegen gelassen habe, ^{so} wird doch wohl meine Erinnerung ^{an} die Aufgabe recht behalten. Von Mazzinoy bekam ich dies Interet u. die Empfehlung für Triest etc. zwei Tage nach meiner Abreise u. habe ich hierfür gedankt. Das Freibillet auf J. Südbahn erhielt ich erst nach d. 26. Briefe (oder Bücher - nach Deiner Schrift kann man nicht unterscheiden, was es heißen soll) habe ich von ihm wieder um d. 26. keine noch sonst irgendwas erhalten. Morgen will ich ihm ein zweitesmal schreiben; ich ~~hoffe~~ nehme an Du hast ihn nur mißverstanden. Was meine Gesundheit betrifft war mir wirklich einige Tage nicht ganz wohl; namentlich das Schwindelgefühl beunruhigte mich zuletzt sehr und machte mir des Abends ein andauerndes ^{vollkommen} Arbeiten unmöglich. Der Doctor den ich consultierte, sagte ich hätte einen Augenkatarrh und dabei einen kleinen

neurasthenischen Zustand. Ich nahm Augenvasser u. Pulver v. einem schwachen Zweckes - besonders aber, daß ich jetzt ein par Tage aus Excursion in das Gebirge gemacht habe. hat mir sehr gut gethan. Meine Augen sind bereits viel besser u. das Schwindelgefühl ist nahezu ganz verschwunden. Ich war in Triest, Turkenitz, Tolcia u. a. d. In Tolcia habe ich natürlich Gröger getroffen u. auch einige Herren der Schönbalk Gesellschaft kennen gelernt. Auch Tolcia haben einige Gebäude immerhin noch bemerkenswerte Beschädigungen erlitten. Morgen mache ich abermals eine ganze Tag tour auf das Land per Wagen. Jetzt ist es schon spät u. ich bin müde; nächstens mehr. Es grüßt Dich alle bestens
Dein tr. Bruder
Eduard

Abb. 1.
Brief von Franz Eduard Suess an seine Schwester vom 1. Mai 1895 (Besitz: Stephen Suess).

Mittwoch, 1. Mai 1895

Am 1. Mai richtete Franz Eduard Suess einen persönlichen Brief (Abb. 1) an seine Schwester Paula (1861–1921), das zweitälteste Kind von Eduard Suess, die mit dem Paläontologen Melchior Neumayr (1845–1890) verheiratet und zum damaligen Zeitpunkt schon verwitwet war.

„Laibach 1/5.95

Liebe Schwester!

Eben habe ich mit einem Photographen eine Rundtour in die umliegenden Ortschaften gemacht u. jetzt spät abends zurückgekehrt fand ich Deinen Brief u. Vaters Telegramm. Ich bin sehr erstaunt, daß Mojsisovicz sagt er habe von mir keine Nachricht erhalten, da ich ganz bestimmt weiß, daß ich ihm am 25. d einen mehr als 6 Seiten lang Brief geschrieben und des Abends auf der hiesigen Hauptpost selbst aufgegeben habe. In dem Briefe habe ich mich bereits entschuldigt, weil ich ihm so lange nicht geschrieben hatte; er war Strohgasse 26. adressiert. Ich habe auch hier meine sämtlichen Taschen u. Papiere durchsucht, ob ich ihn nicht aus Versehen liegen gelassen habe, fand ihn aber nicht; so wird doch wohl meine Erinnerung bezüglich d. Aufgebens recht behalten. Von Mojsisovicz [sic!] bekam ich das Dekret u. die Empfehlung für Trifail etc. zwei Tage nach meiner Ankunft u. habe ihm hiefür gedankt. Das Freibillet auf d. Südbahn erhielt ich erst nach d. 26. Briefe (oder Bücher – nach Deiner Schrift kann man nicht unterscheiden, was es heißen soll) habe ich von ihm weder um d. 20. herum noch sonst irgendwann erhalten. Morgen will ich ihm ein zweitesmal schreiben; ich nehme an Du hast ihn nur mißverstanden. Was meine Gesundheit betrifft war mir wirklich einige Tage nicht ganz wohl; namentlich das andauernde Schwindelgefühl beunruhigte nicht zuletzt sehr und machte mir des Abends ein andauerndes Arbeiten vollkommen unmöglich. Der Doctor den ich consultierte, sagte ich hätte einen Augenkatarrh und dabei einen leichten neurotischen Zustand. Ich nahm Augenvasser u. Pulver u. einen schwarzen Zwicker – besonders aber, daß ich jetzt ein par [sic!] Tage auf Rath des Arztes eine Excursion in das Gebirge gemacht habe, hat mir sehr gut gethan. Meine Augen sind bereits viel besser u. das Schwindelgefühl ist nahezu ganz gewichen.

Ich war in Loitsch, Zirknitz, Idria u. a. O. In Idria habe ich natürlich Gröger getroffen u. auch einige Herrn der Schönbalk Gesellschaft kennen gelernt. Auch [in] Idria haben einzelne Gebäude immerhin noch bemerkenswerte Beschädigungen erlitten. Morgen mache ich abermals eine ganze Tag Tour auf das Land per Wagen. Jetzt ist es schon spät u. ich bin müde; nächstens mehr. Es grüßt Euch alle bestens

Dein tr. [treuer] Bruder

Eduard“

Bemerkenswert ist, dass Franz Eduard Suess seinen Bericht an die Privatadresse von Mojsisovics in der Strohgasse im dritten Wiener Gemeindebezirk schickte und nicht – wie man erwarten würde – an die Dienstadresse von Mojsisovics in der k. k. Geologischen Reichsanstalt (Rasumofskygasse 23).

Der von Suess erwähnte Franz Gröger (1830–1912) war Montanist (Oberhüttenverwalter). Von Oktober 1864 bis Jänner 1867 war er an der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien beschäftigt und begab sich hierauf auf Reisen (Südafrika, Borneo und Amerika), wo er sich nicht nur als Montanist betätigte, sondern sich auch mit ethnographischen Studien befasste. Ab dem Jahr 1887 bis zu seiner Pensionierung 1900 arbeitete er in Idria (ANONYM, 1913).

Montag, 2. Mai 1895 bis 31. Juli

Siehe dazu HAMMERL et al. (2015: 290–292).

Resümee

Aus den drei von Franz Eduard Suess nicht für die Veröffentlichung gedachten, rein privaten Schreiben zwischen 19. April und 1. Mai 1895 lassen sich mehrere Aspekte ableiten, die in den offiziellen Berichten und Publikationen zum großen Erdbeben von Laibach 1895 bislang nicht in dieser Form evident wurden:

- Von Anfang an reges Medieninteresse (Brief vom 19.04.1895: „Auch Journalisten haben mich bereits am ersten Tage aufgesucht“).
- Verfälschte Darstellungen in den Medien (Brief vom 19.04.1895: „An allem was die Zeitungen als meine Äußerungen geschrieben bin ich vollkommen unschuldig; ich habe nämlich eine Äußerung gegenüber den Journalisten immer abgelehnt“).
- Gesundheitliche Probleme mit den Augen (Brief vom 21.04.1895: „[...] mir recht bald meine Brillen zu schicken u. mir auch einen Zwicker von derselben Stärke auf meine Kosten machen zu laßen; der meinige ist verbogen u. ich glaube, daß das meinen Augen nicht gut ist“; Brief vom 01.05.1895: „Was meine Gesundheit betrifft war mir wirklich einige Tage nicht ganz wohl; namentlich das andauernde Schwindelgefühl beunruhigte nicht zuletzt sehr und machte mir des Abends ein andauerndes Arbeiten vollkommen unmöglich“).
- Kontakt mit dem Vorgesetzten an der Dienststelle in Wien (Brief vom 19.04.1895: „Ich habe an Mojsisovicz [sic!] telegraphiert, was ich bis jetzt bemerkenswerthes beobachtet habe“).
- Fotodokumentation der Schäden in der Region (Brief vom 01.05.1895: „[...] mit einem Photographen eine Rundtour in die umliegenden Ortschaften gemacht“).
- Die schriftliche Dokumentation ist aus gesundheitlichen Gründen zeitintensiv (Brief vom 21.04.1895: „Den Ausgangsbericht aus meinen Beobachtungen für Mojsisovicz [sic!] habe ich noch immer nicht fertig; weil mich leider meine Augen noch immer hindern längere Zeit hindurch bei Licht zu schreiben“), umfangreich (Brief vom 01.05.1895: „[...] mehr als 6 Seiten lang“) und trifft nicht wie erwartet in Wien ein (Brief vom 01.05.1895: „Ich bin sehr erstaunt, daß Mojsisovicz [sic!] sagt er habe von mir keine Nachricht erhalten“).

Gerade die in diesen Briefen dargelegten persönlichen Wahrnehmungen von Franz Eduard Suess ermöglichen eine Erweiterung der Perspektive auf das Erdbeben von Laibach. Sie geben nicht nur einen luziden Einblick in den Alltag eines Wissenschaftlers Ende des 19. Jahrhunderts bei der Bewältigung einer keineswegs alltäglichen Aufgabe, sondern bereichern durch eine Fülle an Details auch den Informationsstand über das Erdbeben selbst.

Dank

Unser Dank gilt STEPHEN SUESS, der die drei hier behandelten Briefe aus dem Nachlass seines Vaters Hans Eduard Suess, dem Sohn von Franz Eduard Suess, für die wissenschaftliche Bearbeitung und zur Veröffentlichung zur Verfügung stellte.

Literatur

ANONYM (1913): K. k. Oberhüttenverwalter Franz Gröger. – Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, **61**, 111–112, Wien (Manz).

BENISCHKE, R. (1994): Wilhelm Putick – Höhlenforscher und Hydrologe: mit bibliographischen Notizen. – In: MAIS, K., PAVUZA, R. & STUMMER, G. (Red.): ALCADI-94: Zusammenfassungen – Summaries; Symposium zur Geschichte der Speläologie im Raum Alpen, Karpaten und Dinariden, 5. bis 8. Mai 1994 in Semriach – Lurgrotte. – Speldok **1**, 7, Naturhistorisches Museum, Wien.

HAMMERL, C., HOFMANN, T. & KRENN, M. (2015): Das Erdbeben von Laibach (Slowenien) am 14. April 1895: Chronologie des Krisenmanagements. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 281–296, Wien.

MATTES, J. (2015): Reisen ins Unterirdische: Eine Kulturgeschichte der Höhlenforschung in Österreich bis in die Zwischenkriegszeit. – 410 S., Wien (Böhlau).

PUTICK, W. (1887a): Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach. Forschungen zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Karstes im Jahre 1886: I. – Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien, **30**, 277–289, Wien.

PUTICK, W. (1887b): Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach. Forschungen zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Karstes im Jahre 1886: II. – Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien, **30**, 561–579, Wien.

PUTICK, W. (1889): Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach. Forschungen zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Karstes im Jahre 1886: III. – Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien, **32**, 57–74, Wien.

PUTICK, W. (1890): Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach: Forschungen zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Karstes im Jahre 1886: IV. – Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien, **33**, 483–517, Wien.

SUESS, F.E. (1897): Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **46**, 411–890, Wien.



Pseudochloritis und *Papillotopsis* (nov. gen.) im Miozän Zentraleuropas

HERBERT BINDER*

1 Abbildung, 2 Tabellen, 7 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

23 Hadres / NM 33-12-13 Hollabrunn

24 Mistelbach / NM 33-12-08 Laa an der Thaya

/ NM 33-12-14 Mistelbach

25 Poysdorf / NM 33-12-09 Hohenau an der March

41 Deutsch Wagram / NM 33-12-14 Mistelbach

/ NM 33-12-20 Wien

42 Gänserndorf / NM 33-12-14 Mistelbach

58 Baden / NM 33-12-25 Baden

59 Wien / NM 33-12-26 Schwechat

60 Bruck an der Leitha / NM 33-12-26 Schwechat

/ NM 33-12-27 Bruck an der Leitha

76 Wiener Neustadt / NL 33-03-01 Wiener Neustadt

77 Eisenstadt / NL 33-03-08 Mattersburg

79 Neusiedl am See / NL 33-03-03 Neusiedl am See

163 Voitsberg / NL 33-02-28 Voitsberg

*Pseudochloritis mollensis**Pseudochloritis insignis**Papillotopsis* (nov. gen.)*Papillotopsis richarzi depressus**Papillotopsis richarzi*

Pannonium

Sarmatium

Klimawechsel

Inhalt

Zusammenfassung	215
Abstract	216
Abkürzungen der verwendeten Sammlungen	216
Einleitung	216
Lokalitäten der behandelten Landschnecken	216
Die Methode	218
Entwicklung der fossilen Landschnecken im Neogen	218
Unteres Miozän	218
Frühes mittleres Miozän	219
Spätes mittleres Miozän	219
Oberes Miozän	220
Die Entwicklungen von <i>Papillotopsis</i> und <i>Pseudochloritis</i> im Klimawandel	221
Die Verwandtschaft von <i>Papillotopsis</i>	222
Die Verwandtschaft von <i>Pseudochloritis</i>	222
Dank	223
Literatur	223
Tafeln	225

Zusammenfassung

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Beschreibung von Landschnecken aus dem Miozän. Etlliche Arten werden unterschieden. Früher wurden mehrere zur Gattung *Tropidomphalus* und zur Untergattung *Pseudochloritis* gestellt. Doch es existieren Unterschiede in der Mikroskulptur bei den verschiedenen Arten und deshalb sind mehrere Gattungsnamen notwendig. Erstens, die gebräuchliche Gattung *Pseudochloritis* mit einem abgeflachten Gehäuse und knopfähnlichen Papillen („Button-Typus“), die in Vertiefungen liegen. Zweitens, die neu aufgestellte Gattung, genannt *Papillotopsis*, die sich durch eine emporgewölbte Spira und abgeflachte Windungen unterscheidet. An der Oberfläche der Schale sind auf feinen Rippen liegende tropfenförmige Papillen („Guttæ-Typus“). Weiters wird die Entwicklung der Gattungen im Miozän beschrieben und die in Österreich neu entdeckten fossilen Arten *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN) und *Pseudochloritis mollensis* (TRUC) werden abgebildet.

* HERBERT BINDER: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, 1014 Wien, Österreich. herbert.binder2@chello.at

Pseudochloritis and *Papillotopsis* (nov. gen.) of the Miocene in Central Europe

Abstract

This paper is focused to the description of landsnails of the Miocene in Middle Europe. Several species were distinguished. Some snails were former ordered to the genus *Tropidomphalus* with the subgenus *Pseudochloritis*. However, there exist differences in the microsculpture of the different species and therefore different genera must be used. There is first the common genus *Pseudochloritis*, with a flattened shell and buttons in tiny pits on the surface of the shell ("button-typ"). The new established second genus *Papillotopsis* has an elevated spire and flattened whorls. On the surface are fine ribs arranged with drop-like papillae ("guttae-typ"). The development of the two genera in the Miocene is described, and in Austria, new detected fossil species *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN) and *Pseudochloritis mollensis* (TRUC) are figured.

Abkürzungen der verwendeten Sammlungen

NHMW-G: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, inklusive der Sammlung Troll-Obergfell (TO).

IPUW: Institut für Paläontologie der Universität Wien inklusive der Sammlung Papp (PA).

SGM: Forschungsinstitut und Naturkundemuseum Senckenberg in Frankfurt am Main.

Einleitung

Faunen fossiler Landschnecken mit der Gattung *Pseudochloritis* und deren Fundpunkte sind von mehreren Autoren veröffentlicht worden: PAPP (1951, 1974), LUEGER (1981, 1985), BINDER (2002, 2003, 2004, 2008), HARZHAUSER & TEMPFER (2004), HARZHAUSER & BINDER (2004), HARZHAUSER et al. (2011, 2014a, b) sowie HÖLTKE & RASSER (2015, 2017). Das Ziel des Vergleiches mit rezenten Arten ist die Klärung der systematischen Stellung dieser Gattung (BINDER, 2008). Säugetierfunde ermöglichen als Leitfossilien die stratigrafische Einordnung der Fundpunkte (DAXNER-HÖCK, 1996, 2001; STEININGER, 1999; MEIN, 1999a, b; HARZHAUSER et al., 2004).

Lokalitäten der behandelten Landschnecken (Abb. 1)

Bullendorf: Niederösterreich, nordöstlich von Mistelbach. ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-09 Hohenau an der March. Stratum und Alter: Sarmatium (PAPP, 1974), unteres Pannonium, Zone A/B (DAXNER-HÖCK, 1996).

Eichkogel: Niederösterreich, südlich von Wien und Mödling.

ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-25 Baden (SCHLOSSER, 1907; WENZ, 1928; WENZ & EDLAUER, 1942; HARZHAUSER & BINDER, 2004).

Stratum und Alter: oberes Pannonium, Zone H (PAPP, 1953: Tab. 1), MN 11 (DAXNER-HÖCK, 1996).

Gaweinstal: Niederösterreich, nördlich von Bad Pirawarth. ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-14 Mistelbach. Stratum und Alter: Sarmatium und Pannonium (HARZHAUSER et al., 2011).

Götzendorf an der Leitha-Sandberg: Südöstlich von Wien. ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-26 Schwechat.

Stratum und Alter: mittleres Pannonium, Zone F, MN 9 (RÖGL et al., 1993; HARZHAUSER & TEMPFER, 2004).

Hauskirchen: Niederösterreich, östlich von Mistelbach. ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-09 Hohenau an der March, im Bereich des Hollabrunner-Mistelbacher Schotterkegels (NEHYBA & ROETZEL, 2004):

a) Grube Scholz am Kirchberg (GRILL, 1968: 92), Stratum und Alter: Pannonium.

b) Schottergrube westlich von Hauskirchen (Reinberg), Stratum und Alter: unteres Pannonium B/C (LUEGER, 1981: 90).

Hollabrunn: Niederösterreich.

ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn, Straße nach Aspersdorf (SCHÜTT, 1967).

Stratum und Alter: unteres Sarmatium.

Laa an der Thaya: Im nördlichen Niederösterreich nahe der Staatsgrenze.

ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-08 Laa an der Thaya, Ziegelei (BINDER, 2003).

Stratum und Alter: Karpatium.

Leobersdorf: Südlich von Wien.

ÖK50 UTM-Blatt NL 33-03-01 Wiener Neustadt, Ziegelei Polsterer, nahe der Bahnhofstetelle Wittmannsdorf (TROLL, 1907; PAPP, 1951; WENZ, 1921a, b, 1927, 1928).

Stratum und Alter: mittleres Pannonium, Zone D (PAPP, 1951), Fundortbeschreibung (LUEGER, 1981: 92).

Neusiedl am See: Burgenland.

ÖK 50 UTM-Blatt NL 33-03-03 Neusiedl am See, Sandgrube.

Stratum und Alter: oberes Pannonium, MN 10 (DAXNER-HÖCK, 1996).

Nexing: Niederösterreich, nördlich von Bad Pirawarth.

ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-14 Mistelbach.

Stratum und Alter: Sarmatium (PAPP, 1974).

Oberdorf in Bärnbach: Steiermark.

ÖK50 UTM-Blatt NL 33-02-28 Voitsberg, Köflach-Voitsberg Braunkohlenrevier (KOVAR-EDER, 1998; KOVAR-EDER & MELLER, 2001).

Stratum und Alter: Ottnangium, MN 4 (STEININGER et al., 1999).

Obergänserndorf: Niederösterreich, im Korneuburger Becken.

ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-14 Mistelbach, Abzweigung von der Straße von Korneuburg nach Ernstbrunn (SOVIS, 1998: 45; BINDER, 2002).

Stratum und Alter: Karpatium (DAXNER-HÖCK, 2001).

Paasdorf: Südlich von Mistelbach.
 ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-14 Mistelbach, Straße südöstlich des Ortes.
 Stratum und Alter: Sarmatium (PAPP, 1974).

Pappenheim: Bayern, Fundort Grafenmühle, Deutschlandkarte (3) (freytag & berndt) 1:200.000, Blatt Baden-Württemberg: Ah 39.
 Stratum und Alter: frühes mittleres Miozän.

Rein: Steiermark.
 ÖK50 UTM-Blatt NL 33-02-28 Voitsberg.
 Stratum und Alter: frühes mittleres Miozän (BINDER, 2008; HARZHAUSER et al., 2014a).

Richardhof: Niederösterreich, südlich von Wien und Mödling.
 ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-25 Baden.
 Stratum und Alter: Pannonium, MN 9–10 (DAXNER-HÖCK, 1996; HARZHAUSER & BINDER, 2004).

Steinheim am Albuch: Südwest-Deutschland.
 Deutschlandkarte (3) (freytag & berndt) 1:200.000, Blatt Baden-Württemberg: Ac 40.
 Stratum und Alter: spätes mittleres Miozän.

Stetten (Teiritzberg): Korneuburger Becken.
 ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-20 Wien; Fundorte (SOVIS, 1998: 31; BINDER, 2002, 2003).
 Stratum und Alter: unteres Miozän, Karpatium (STEININGER, 1999; DAXNER-HÖCK, 2001).

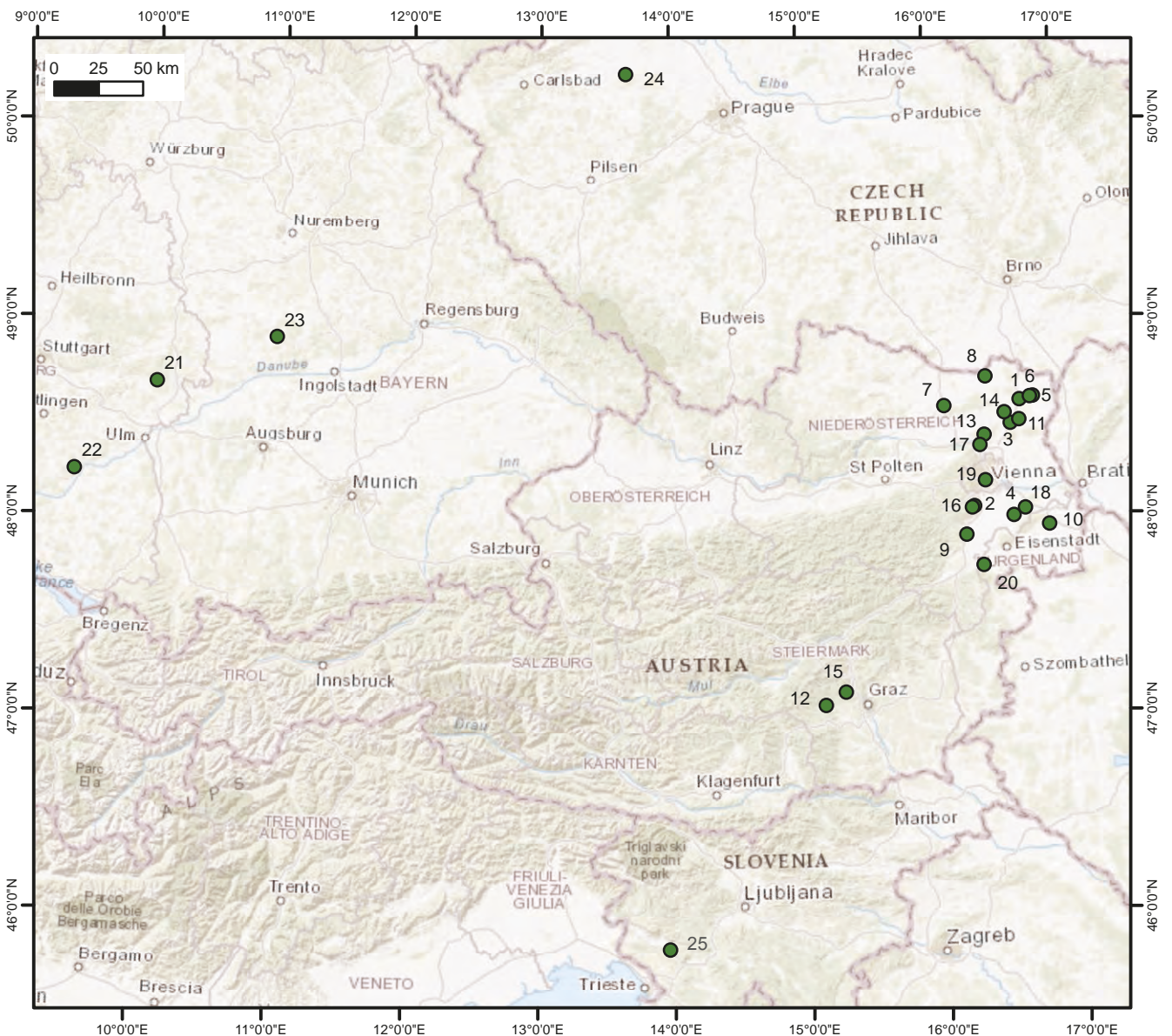


Abb. 1. Lokalitäten der behandelten Landschnecken.
 1 Bullendorf, 2 Eichkogel, 3 Gaweinstal, 4 Götzendorf an der Leitha-Sandberg, 5 Hauskirchen-Kirchberg, 6 Hauskirchen-Reinberg, 7 Hollabrunn, 8 Laa an der Thaya, 9 Leobersdorf, 10 Neusiedl am See, 11 Nexing, 12 Oberdorf in Bärnbach, 13 Obergänserndorf, 14 Paasdorf, 15 Rein, 16 Richardhof, 17 Stetten (Teiritzberg), 18 Stixneusiedl, 19 Wien-Belvedere, 20 Wiesen, 21 Steinheim am Albuch (Deutschland), 22 Zwiefalten (Deutschland), 23 Pappenheim, 24 Tuchořice (Tschechien), 25 Vipava (Slowenien).
 Datenquelle: ESRI World Topographic Map: Esri, HERE, DeLorme, Intermap, increment P Corp., GEBCO, USGS, FAO, NPS, NRCAN, GeoBase, IGN, Kadaster NL, Ordnance Survey, Esri Japan, METI, Esri China (Hong Kong), swisstopo, MapmyIndia, © OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community.

Stixneusiedl: Niederösterreich, Gemeinde Trautmannsdorf südöstlich von Wien.
ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-27 Bruck an der Leitha, Tongrube (PAPP, 1951).
Stratum und Alter: mittleres Pannonium, Zone F, MN 9 (DAXNER-HÖCK, 1996).

Tuchořice (Tschechien): Im nordwestlichen Teil von Čechy (Most-Becken), südöstlich von Žatec und südwestlich von Louny. Turistiká map 11 (1:50.000): C, D 2 Quellkalkbildungen.
Stratum und Alter: unteres Miozän (HARZHAUSER et al., 2014b).

Vipava: Slowenien, Autokarte (freytag & berndt) Slowenien 1: 200.000: D 7.
Alter: rezenter Fundort von *Chilostoma lefeburiana* (Feuchtstandort).

Wien: Ehemalige Schottergrube beim Belvedere.
ÖK50 UTM-Blatt NM 33-12-26 Wien.
Stratum und Alter: Sarmatium.

Wiesen: Burgenland.
ÖK50 UTM-Blatt NL 33-03-08 Mattersburg, Sandgrube Biricz: Straße von Sauerbrunn nach Mattersburg (PILLER, 2000).
Stratum und Alter: Pannonium, Zone C.

Zwiefalten: Süddeutschland, zwischen Schwäbischer Alb und Donau.
Deutschlandkarte (3) (freytag & berndt) 1:200.000, Blatt Baden-Württemberg: Y 43.
Stratum und Alter: frühes mittleres Miozän.

Die Methode

Die Klärung verwandtschaftlicher Zusammenhänge erfolgte mit folgenden Merkmalen:

1. Protoconch.
2. Mikroskulptur der Schalenoberfläche.
3. Verhältnis der Windungen.

Entwicklung der fossilen Landschnecken im Neogen

Unteres Miozän

Genus *Papillotopsis* nov. gen.

Diagnose: Eine helicoide Gastropode mit erhobener Spira und runden Papillen.

Beschreibung: Die Spira ist deutlich empor gewölbt. Die Lippe am letzten Umgang ist verdickt und der Umbilicus ist meist verengt.

Derivatio nominis: Die vielen rundlichen Papillen an der Schalenoberfläche sind sehr charakteristisch.

Typusart: *Helix robusta* REUSS, 1849.

Papillotopsis robusta (REUSS, 1849)

Tafel 1, Figs. 3–6

Eine ausführliche Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 171, Taf. 1, Figs. 3–5) und HARZHAUSER et al., (2014b: 890, Figs. 16S–X).

Fundort: Tuchořice.

Material: 3 Ex. NHMW-G 2005z0059/0003, 2005z0059/0017, 2005z0059/0018, 1 NHMW-G 2017/0094/0001 (Taf 1, Figs. 3–6), 3 IPUW 7864/1–3.

Maße: Breite: 23–27 mm, Höhe: 15,3–20 mm.

Beschreibung: Der Protoconch beginnt mit einem fast glatten Nucleus und darauf folgt ein Abschnitt mit Rippen, die kleine Knötchen tragen (Taf. 1, Fig. 6). Der Teleoconch mit etwas mehr als drei abgeflachten Windungen trägt Rippen und kleine rundliche Papillen, die bei den Fossilien jedoch manchmal herausgefallen sind, wobei nur kleine Vertiefungen zurückblieben (Taf. 1, Fig. 4). Die Schale im Mündungsbereich ist auffallend verdickt. Der letzte Umgang zeigt einen stumpfen Kiel.

Alter: Eggenburgium.

Papillotopsis rotunda (BINDER, 2004)

Eine Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 171f., Taf. 1, Fig. 6).

Fundort: Oberdorf in Bärnbach.

Material: Holotyp: 1 NHMW-G 1988/0134/0005, Paratypen: 1 NHMW-G 1988/0134/2, 1 NHMW-G 2003z0087/0004.

Maße: Breite: 21–32,5 mm, Höhe: 14–25,8 mm.

Beschreibung: Diese Schnecke ist ähnlich der vorhergehenden Art und zeigt auch am Teleoconch Papillen. Diese Art ist ähnlich *Papillotopsis robusta*, aber der letzte Umgang ist wesentlich rundlicher und weist keinen Kiel auf (BINDER, 2004: Pl. 7, Fig. 2b).

Alter: Ottnangium.

Genus *Pseudochloritis* C. BOETTGER, 1909

Charakteristik: Meist abgeflachtes oder flachkonisches Gehäuse mit tiefen Suturen.

Beschreibung: Der Protoconch ist mit Rippen und Knoten bedeckt. Der Teleoconch trägt stärkere Rippen und in kleinen Vertiefungen liegen kleine knopfähnliche Plättchen.

Pseudochloritis incrassata extincta (RAMBUR, 1862)

Taf. 1, Figs. 1, 2

Eine ausführliche Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 172, Taf. 1, Fig. 7, Taf. 3, Fig. 1, Taf. 5, Fig. 4, Taf. 6, Fig. 3).

Fundorte und Material:

Stetten (Teiritzberg): 1 NHMW-G 2000z0210/0036, siehe auch BINDER, 2002: 174, 2008: 172).

Laa an der Thaya: 1 IPUW 3810/2 (siehe BINDER, 2003).

Obergänserndorf: 1 NHMW-G 2000z0213/0003, siehe BINDER, 2002: Taf. 8, Figs. 1, 2.

Maße: Breite: 24,5–32 mm, Höhe: 17 mm.

Beschreibung: Der Protoconch beginnt mit dem ovalen Nucleus und zeigt zarte Zuwachsstreifen. Dann folgen deutlichere Rippen und Knoten. Auch der Teleoconch ist gerippt und auffällig sind Plättchen in kleinen Vertiefungen. Im Karpatium von Stetten (Teiritzberg) war die Art mit großen Formen vertreten (BINDER, 2002).

Alter: Karpatium (oberer Abschnitt des unteren Miozäns).

Frühes mittleres Miozän

Pseudochloritis incrassata incrassata (KLEIN, 1853)

Taf. 2, Figs. 3, 5, Taf. 4, Figs. 1, 3, 5

Eine ausführliche Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 172ff., Taf. 3, Figs. 2–4, Taf. 6, Fig. 2).

Fundorte und Material:

Zwiefalten in Württemberg: 1 Bruchstück NHMW 2006z0398/001, 1 Bruchstück NHMW-G 2006z0399/0001, 2 NHMW-G 2005z0076/0001/2,

Pappenheim (Grafenmühle): 1 NHMW-G 2007z0102/0001, Rein/Steiermark: siehe BINDER (2008) und HARZHAUSER et al. (2014a).

Maße: Breite: 21,2–32,5 mm, Höhe: 14–25,8 mm.

Beschreibung: Der Protoconch ist ähnlich wie bei der vorangegangenen Form. Die Umgänge sind deutlich gewölbt. Der Teleoconch zeigt in Vertiefungen eingebettete Plättchen. Die Oberfläche des abgebildeten Fragments zeigt zwischen den Plättchen eine auffällige Feinsulptur mit in Reihen angeordneten winzigen Knötchen. Gut erhaltene Stücke zeigen am letzten Umgang Reste von Bändern, wobei das mittlere Band deutlicher ausgebildet ist (Taf. 2, Fig. 3). Bei den Stücken aus Rein können die Plättchen auf der Oberfläche auch fehlen, die netzartige feine Skulptur ist jedoch meist vorhanden.

Alter: frühes Mittelmiozän.

Spätes mittleres Miozän

Pseudochloritis gigas (PFEFFER, 1929)

Taf. 3, Figs. 1–3

Eine ausführliche Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 174, Taf. 2, Fig. 4).

Fundort: Hollabrunn.

Material: Ein vollständig erhaltenes Exemplar (IPUW 7861), weiters mehrere beschädigte Stücke.

Maße: Breite: 31 mm, Höhe: 22 mm.

Beschreibung: Diese Form ist mit abgeflachter Spira fast scheibenförmig. Deutlich ist der enge Umbilicus („bedeckt durchbohrt“) zu sehen, der ein wesentliches Merkmal darstellt. Siehe die Beschreibung von PFEFFER (1929: 76).

Alter: unteres Sarmatium.

Fundort: Paasdorf.

Material: Zwei Fragmente (IPUW 7862/1–2). Auch diese Bruchstücke zeigen deutlich den engen Nabel als typisches Merkmal.

Maße: Breite: 31 mm.

Alter: unteres Sarmatium.

Fundort: Gaweinstal (siehe auch HARZHAUSER et al., 2011).

Material: mehrere Stücke: NHMW 2009z0162/0001: die meisten Exemplare haben einen engen Nabel, nur ein Stück zeigt mit einem erweiterten Nabel schon den Übergang zu *P. insignis*.

Maße: Breite: 29 mm, Höhe: 22 mm.

Alter: unteres Sarmatium.

Pseudochloritis insignis (ZIETEN, 1832)

Taf. 3, Figs. 4–7

Eine ausführliche Synonymieliste befindet sich in BINDER (2008: 177, Taf. 2, Fig. 5, Taf. 5, Figs. 1–2, Taf. 6, Fig. 4).

Diese auffällige Landschnecke war bis jetzt nur aus Deutschland bekannt (z.B. KLEIN, 1846). HÖLTKE & RASSER, (2015, 2017) erkannten die Zugehörigkeit zu der Gattung *Pseudochloritis*. Die vorliegende Arbeit zeigt auch, dass diese Art auch im östlichen Zentraleuropa verbreitet gewesen ist. Zu Vergleichszwecken war es notwendig, Material aus Baden-Württemberg zu berücksichtigen.

Fundort: Steinheim am Albuch (Deutschland) (Taf. 3, Figs. 6, 7).

Material: Die Größe der Exemplare variiert recht stark von sehr großen Stücken bis zu verhältnismäßig kleinen Stücken (1 NHMW-G 1903/0003/0017, 1 NHMW-G 2005z0071/0004; 1 NHMW-G 2006z0398/0001; 2 IPUW 7863/1–2).

Maße: Breite: 28–40 mm, Höhe: 20–31 mm.

Beschreibung: Der Protoconch beginnt mit einem glatten Nucleus, dann folgt ein kurzer Abschnitt mit Knoten, der in einen Abschnitt mit Knoten und Rippen übergeht.

Der Teleoconch zeigt eine rasche Zunahme der Windungsdicke (Taf. 3, Fig. 6) und trägt längliche Plättchen (Taf. 3, Fig. 7). Die folgenden Windungen tragen markante Rippen. Die Mündung dreht sich nach unten und endet in einer Lippe. Der Umbilicus ist trompetenartig erweitert.

Alter: Sarmatium.

Fundorte in Österreich:

a) Bullendorf (Taf. 3, Figs. 4, 5)

Material: 1 vollständiges Exemplar (IPUW 7860/1, AP), 1 beschädigtes (IPUW 7860/2, AP) und vier Fragmente.

Beschreibung: Das abgebildete Exemplar zeigt einen kleinen Protoconch und einen Teleoconch mit rasch zuneh-

menden Windungen, ähnlich wie bei den Stücken aus Steinheim (Taf. 3, Fig. 6).

Maße: Breite: 33,8 mm.

Alter: oberes Sarmatium.

b) Hauskirchen

Material: 1 NHMW-G 2017/0004/0001.

Maße: Höhe: 29 mm, Breite: 20 mm,

zwei beschädigte Exemplare (1 NHMW-G 1859/0045/0328, 1 NHMW-G 2017/0005/0001),

Maße: Höhe: 18,5 mm, Breite: 26,8 mm.

Bemerkungen: Die in BINDER (2008: Pl. 2, Figs. 4a–c) abgebildete Schnecke ist nicht *Pseudochloritis gigas*, sondern auch ein Exemplar von *P. insignis*. Die kleinen Stücke dürften Kümmerexemplare sein, bedingt durch den klimatischen Wechsel (Verarmungszone) am Übergang Sarmatium/Pannonium.

Alter: oberes Sarmatium.

c) Nexing

Material: ein Fragment (NHMW-G 2017/0006/0001).

Maße: Breite: 35 mm.

Beschreibung: Das dicke Bruchstück zeigt deutlich den erweiterten Umbilicus.

Alter: oberes Sarmatium.

e) Wien-Belvedere

Material: 1 NHMW-G 1843/0032/0435.

Maße: Breite: 28,8 mm, Höhe: 28 mm.

Beschreibung: Der Steinkern zeigt eine abgeflachte Form und den für diese Art charakteristisch erweiterten Umbilicus.

Alter: oberes Sarmatium.

Oberes Miozän

Unteres Pannonium

Dieser Bereich ist die Verarmungszone (Zone C) aus der nur *Mesodontopsis locardi* nachgewiesen ist (siehe BINDER, 2016: Taf. 1, Figs. 5, 7, 8).

Mittleres Pannonium (MN 9)

Papillotopsis richarzi depressa (WENZ, 1927)

Taf. 4, Figs. 2, 4, 6, Taf. 5, Figs. 1–5

1927 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli depressus* WENZ: 45, Taf. 2, Figs. 1a–c.

1981 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli depressus* WENZ; LUEGER: 59, Taf. 12, Figs. 5a–c, Taf. 16, Fig. 4.

2006 *Tropidomphalus depressus* WENZ; KÓKAY: 90, Taf. 34, Figs. 10–11.

Fundort: Leobersdorf.

Material: 2 NHMW/75000/E/37923, weitere Exemplare, 6 NHMW-G 2005z0064/0041, 0042, 0043, 0044, 0045, 0046; 3 NHMW-G 2005z0059/0005, 1 Bruchstück in IPUW (PA), 1 SGM 277717/1, 1 Bruchstück mit Mikroskulptur: NHMW-G 2017/0096/0001 (Taf. 5, Figs. 1–5).

Maße: Breite: 21–30,9 mm, Höhe: 16–19,5 mm.

Beschreibung: Die Schale zeigt vier dicke Umgänge und ist schwach konisch mit stumpfem Apex. Der Protoconch ist groß und beginnt mit einem glatten Nucleus. Der Teleoconch hat vier Windungen, die aber dicker sind (Taf. 4, Figs. 2, 4, 6) als beim *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN) (Taf. 4, Figs. 1, 3, 5). Die Mündung weist eine dicke Lippe auf und der Umbilicus ist schlitzförmig bis fast ganz bedeckt.

Mikroskulptur: An der Oberfläche des Protoconch liegen runde Knoten (Taf. 5, Fig. 2). Die Oberfläche des Teleoconch ist bedeckt mit eng angeordneten Rippen und runden gleichmäßig verteilten Papillen. (Taf. 5, Fig. 5, „Gut-tae-Typ“). An der letzten Windung ist knapp vor der Mündung als Einschnürung eine extralabiale Depression zu sehen. Ein breiter Columellarrand und eine umgebogene Lippe bedecken teilweise den Umbilicus.

Alter: mittleres Pannonium, Zone D, MN 9.

Pseudochloritis mollensis (TRUC, 1971)

Taf. 6, Figs. 1–6

1971 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) mollensis* TRUC: 285, Pl. 17.

1981 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli depressus* WENZ; LUEGER: Taf. 11, Figs. 1a–b.

Fundstellen in Österreich:

a) Götzendorf an der Leitha

Material: 1 NHMW-G 1988/0055/0001. Das Abbildungsexemplar ist trotz des zartschaligen Gehäuses unbeschädigt, weitere beschädigte Exemplare und Bruchstücke in der Sammlung NHMW-G.

Maße: Breite: 23,5–27,3 mm, Höhe: 9–17,4 mm.

Stratum und Alter: mittleres Pannonium, MN 9.

b) Stixneusiedl

Material: 1 NHMW-G 2017/0061/0001, 1 Fragment.

Stratum und Alter: mittleres Pannonium, MN 9.

Beschreibung: Die Schale ist discoidal mit 4–5 regelmäßig zunehmenden Umgängen.

Der letzte Umgang ist knapp vor der Mündung etwas nach unten gekrümmt. Die runde Mündung mit einem erweiterten Rand (Taf. 6, Fig. 1) verdeckt ein wenig den Umbilicus (Taf. 6, Fig. 4). Der Columellarrand dieser dünnchaligen Art ist steil nach unten verlaufend und unterscheidet sich somit deutlich von *Papillotopsis depressa*.

Mikroskulptur: Der Teleoconch ist bedeckt von abgeflachten Rippen und mit auffälligen Plättchen in Vertiefungen wie bei den anderen Arten der Gattung *Pseudochloritis* („Button“-Typ). Zwischen den Plättchen ist eine feine Mikroskulptur gut erkennbar (Taf. 6, Fig. 6).

Diese Merkmale stimmen gut mit der Erstbeschreibung überein. Die Art ist erstmals von dem Fundpunkt Mollon in Frankreich beschrieben worden (Vallesium) (ANDREWS & BERNOR, 1999).

Oberes Pannonium

Pseudochloritis mollensis (TRUC, 1971)

Fundort: Neusiedl am See.

Material: 1 NHMW-G 2017/0062/0001, Fragment.

Stratum und Alter: oberes Pannonium, MN 10.

Bemerkungen: Die Vorkommen von *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971) in Österreich: Götzensdorf an der Leitha (MN 9), Neusiedl (MN 10) und Stixneusiedl (MN 9) sind hiermit neu!

Vielleicht ist diese Art im pannonischen Raum entstanden und hat sich später nach Westeuropa ausgebreitet.

Papillotopsis richarzi richarzi (SCHLOSSER, 1907)

Taf. 7, Figs. 1–5

1907 *Helix (Iberus) richarzi* n. sp. SCHLOSSER: 760, Taf. 17, Figs. 9, 11.

1907 *Helix (Campylaea) Toulai* n. sp. SCHLOSSER: 761, Taf. 16, Figs. 17, 26.

1981 *Tropidomphalus (Pseudochloritis) richarzi* (SCHLOSSER); LUEGER: 60, Taf. 12, Figs. 1a–c, 5a–c.

Fundstellen und Material:

a) Richardhof (siehe HARZHAUSER & BINDER, 2004)

Material: 1 NHMW-G 2005z0069/0001.

Maße: Breite: 27,5 mm, Höhe: 19 mm, 1 NHMW-G 2003z0005/0080 (HARZHAUSER & BINDER, 2004: Pl. 10, Figs. 1–3).

Beschreibung: Flachkonische Spira und Protoconch mit zarten Rippen, Teleoconch mit 3 Umgängen, wobei die letzte Windung stark bauchig ist und mit einer starken Lippe versehen ist. Der Nabel ist teilweise bedeckt aber deutlich erkennbar. Die Mikroskulptur zeigt manchmal längliche Erhebungen (siehe HARZHAUSER & BINDER 2004: Taf. 10, Fig. 5).

Alter: oberes Pannonium, Zone G, MN 10.

b) Eichkogel

Material: 1 NHMW-G 1982/0076/0019, 1 NHMW-G 1982/0076/0020, 1 NHMW-G 1982/0076/0021 (Taf. 7, Figs. 3–5).

Maße: Breite: 27 mm, Höhe: 19 mm.

Eichkogel Gipfelkalk: 7 IPUW, (AP) 7865/1–7.

Maße: Breite: 12 mm, Höhe: 15 mm (meist kleine Exemplare).

Alter: oberes Pannonium, Zone H, MN 11.

c) Hauskirchen

Material: 1 NHMW-G 2017/0004/0001, 1 NHMW-G 2017/0005/0001.

Maße: Breite: 21,1–30,9 mm, Höhe: 16,1–19,5 mm.

Alter: Pannonium, MN 12 ?

Die Entwicklungen von *Papillotopsis* und *Pseudochloritis* im Klimawandel (Tab. 1)

Die wahrscheinlichste Erklärung für das unterschiedliche Auftreten dieser Gattungen ist ein klimatischer Wechsel, der eine Veränderung der Habitate bewirkt hatte.

- 1.) Im unteren Miozän (Eggenburgium) trat *Papillotopsis robusta* (REUSS, 1849) häufig in Tuchořice (Most-Becken, Tschechien) auf (HARZHAUSER et al., 2014). Die Sedimente von Tuchořice waren Ablagerungen von warmen Quellen („Travertinova kupa“). Auch die Fundstelle Oberdorf in Bärnbach lag in einem warmen sumpfigen Bereich wie die Pflanzenfunde zeigen (MELLER, 1998; KOVAR-EDER & MELLER, 2001).
- 2.) Im oberen Abschnitt des unteren Miozäns verschwand die Gattung *Papillotopsis* und an ihre Stelle trat *Pseudochloritis incrassata extinctus* (RAMBUR, 1862) (BINDER, 2002, 2003, 2008).
- 3.) Im mittleren Miozän bildeten sich waldreiche Habitate und es herrschten gemäßigte warme Verhältnisse mit *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853) (z.B. Zwiefalten, BINDER, 2008; HARZHAUSER et al., 2014a). Im unteren Sarmatium erschien *P. gigas* (PFEFFER, 1929) und im oberen Sarmatium die auffällige *P. insignis* (ZIETEN, 1832).
- 4.) Das obere Miozän (unteres Pannonium) beginnt in Wien zunächst mit einer Verarmung – ein Zeichen einer Klimaverschlechterung (BINDER, 2016: 113).
- 5.) Im mittleren Pannonium (Zone D) besserten sich die Verhältnisse (KOVAR-EDER, 1988). In Leobersdorf trat auch die große Schnecke *Agalactochilus leobersdorfensis* (TROLL, 1907) auf (KADOLSKY et al., 2016), die sichtlich eine wärmeliebende Art war. In dieser Zeit kehrte auch die Gattung *Papillotopsis* zunächst als *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927) zurück. Die Verbreitung dieser Art beschränkte sich nicht nur auf den klimatisch begünstigten Alpenostrand, sondern wurde auch aus Ungarn gemeldet (Fundstelle Varpalota; KÓKAY, 2006).
- 6.) Im nächsten Abschnitt, der zum Vallesium und MN 9 gerechnet wird, setzte eine Klimaverschlechterung (Abkühlung) ein, was zum Verschwinden von *Papillotopsis* und zum Erscheinen von *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971) führte.
- 7.) Im oberen Pannonium kam es wieder zu einer leichten Erwärmung und es erschien *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907). Es bildeten sich die kalkigen Ablagerungen beim Richardhof und am Eichkogel (Zonen G und H) mit vielen aquatischen Mollusken (HARZHAUSER & BINDER, 2004). Diese Fossilien zeigen nasse Verhältnisse an und *Papillotopsis richarzi* war wahrscheinlich eine Form, die feuchte und warme Lebensräume bevorzugte.

	Zentraleuropa	Mammalia Zonen (DAXNER-HÖCK, 1996)	Zonen (PAPP, 1953)	Lokalitäten	Gastropoden	Vegetation (KOVAR-EDER, 1988)	Klima
Tortonium	oberes Pannonium	MN 11	H	Eichkogel	<i>Papillotopsis richarzi richarzi</i>	Wald	warm, feucht
	oberes Pannonium	MN 10	G	Richardhof	<i>Papillotopsis richarzi richarzi</i>	Wald	warm, feucht
	oberes Pannonium	MN 10	G	Neusiedl am See	<i>Pseudochloritis mollensis</i>	Wald	feucht
	mittleres Pannonium	MN 9	F	Stixneusiedl	<i>Pseudochloritis mollensis</i>	Wald	feucht
				Götzendorf an der Leitha	<i>Pseudochloritis mollensis</i>	Wald	feucht
	mittleres Pannonium	MN 9	D	Leobersdorf	<i>Papillotopsis richarzi depressa</i>	Wald, Quelle	warm, feucht
unteres Pannonium		C	Wiesen	Verarmungszone <i>Mesodontopsis locardi</i>	Offene Landschaft	Abkühlung	
Serravallium	oberes Sarmatium	MN 7/8	A-B	Bullendorf	<i>Pseudochloritis insignis</i>	Wald	warm
		MN 7/8	A-B	Nexing			
	unteres Sarmatium	MN 7/8		Hollabrunn	<i>Pseudochloritis gigas</i>	Wald	warm
Langhium	frühes mittleres Miozän	MN 6/5		Zwiefalten	<i>Pseudochloritis i. incrassata</i>	Wald	warm
Burdigalium	Karpatium	MN 5		Obergänserndorf	<i>P. incrassata extincta</i>	Wald	warm
	Ottnangium	MN 4		Oberdorf	<i>Papillotopsis rotunda</i>	Sumpfwald	warm, feucht
	Eggenburgium	MN 3		Tuchořice	<i>Papillotopsis robusta</i>	Quellen	warm, feucht

Tab. 1. Entwicklung von *Papillotopsis* und *Pseudochloritis* sowie klimatische Änderungen im Miozän.

Die Verwandtschaft von *Papillotopsis*

Die Merkmale der Schalen und vor allem der Mikroskulptur zeigen die Unterschiede von *Papillotopsis* und *Pseudochloritis* (Tab. 2), wobei diese Eigenschaften Schlüsse auf die Verwandtschaft zulassen. Da die Papillen bei *Papillotopsis* auf radial angeordneten Rippen sitzen (Taf. 5, Fig. 4) ist eine Verwandtschaft mit *Pseudochloritis* nicht wahrscheinlich. Hingegen ist eine verwandtschaftliche Beziehung zu *Norelona pyrenaica* (DRAPARNAUD, 1805) möglich, da diese Art ebenfalls Rippen mit Papillen zeigt (BINDER, 2008: Taf. 4, Figs. 1, 3b).

Die Verwandtschaft von *Pseudochloritis*

Mikroskulptur:

Die Oberfläche zeigt knopfartige Plättchen in winzigen Vertiefungen und dazwischen kleine knotenartige Erhebungen (Taf. 2, Fig. 5). Ähnliche Merkmale finden sich bei rezenten Arten wie *Chilostoma lefeburiana* (FÉRRUSAC, 1821) aus Vipava in Slowenien (Taf. 2, Figs. 1, 2). Die Plättchen der fossilen Arten trugen wahrscheinlich auch wie diese rezente Art feine Haare (Taf. 2, Fig. 4).

Bänderung der Schale:

Pseudochloritis zeigt eine schwach erhaltene Bandanordnung (Taf. 2, Fig. 3), ähnlich wie bei *Chilostoma lefeburiana* (PFEIFFER, 1828, siehe BINDER, 2008: 176) (Taf. 2, Fig. 1). Zuerst ein schwaches dunkles Band, dann folgt eine helle Zone und wiederum ein markantes dunkles Band, das wiederum nach einer hellen Zone von einem schmalen dunklen Band abgelöst wird. Diese Merkmale weisen auf eine verwandtschaftliche Zugehörigkeit zu den Ariantinae. Hingegen zeigt *Norelona* (siehe BINDER, 2008: Pl. 4) keine Bänderung!

	<i>Pseudochloritis</i>	<i>Papillotopsis</i>
Protoconch	klein	groß
Mikroskulptur (Protoconch)	Knoten oder Rippen mit Knoten	Knoten oder Rippen mit Knoten
Teleoconch	4 convexe Umgänge mit Bandresten	3 schwache oben abgeflachte Umgänge
Mikroskulptur (Teleoconch)	Plättchen in kleinen Gruben („Button- typ“), dazwischen feine Skulptur	tropfenförmige Papillen („Guttat-typ“), meist auf zarten Rippen
Apertur: Lippe	meist dünnschalig	auffällig dick

Tab. 2. Die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale zwischen *Pseudochloritis* und *Papillotopsis*.

Dank

Herrn Direktor MATHIAS HARZHAUSER danke ich für die Benützung eines Arbeitsplatzes an der Geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. Besonderer Dank gebührt ALICE SCHUMACHER für die exquisiten Fotos vieler fossiler Schnecken. Herrn CHRISTIAN BAAL danke ich für die akkurat ausgeführten REM-Fotos der Mikroskulptur. Ebenso danke ich den Kustoden der Sammlungen, ORTWIN

SCHULTZ und THOMAS NICHTERL (Geologisch-Paläontologische Abteilung des NHMW), sowie KARL RAUSCHER (Institut für Paläontologie, Universität Wien). Herrn CHRISTOPH JANDA danke ich für die Korrekturen und für die Erstellung eines Lageplanes der Fundorte. Herrn CHRISTIAN CERMAK danke ich für die Korrekturen und zahlreiche Hinweise.

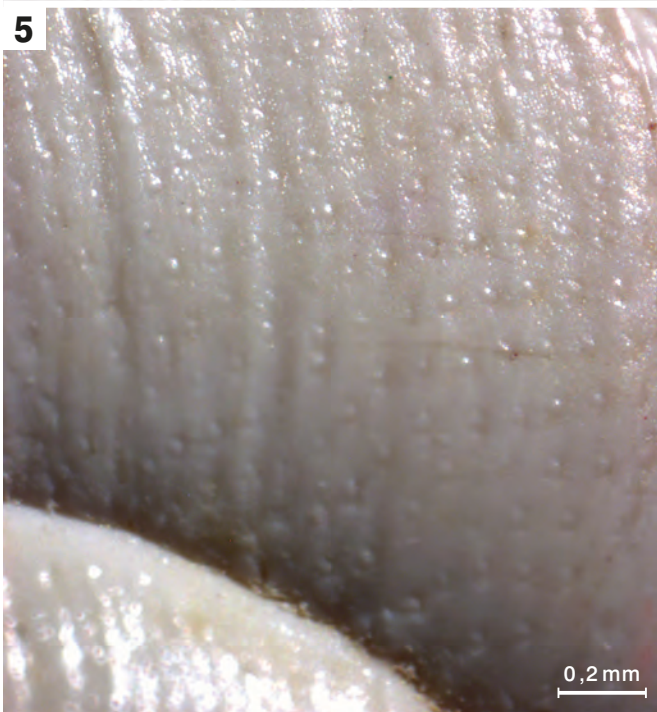
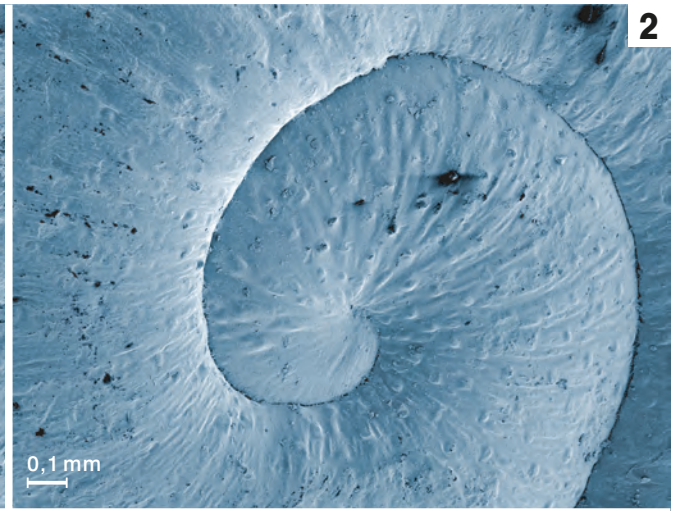
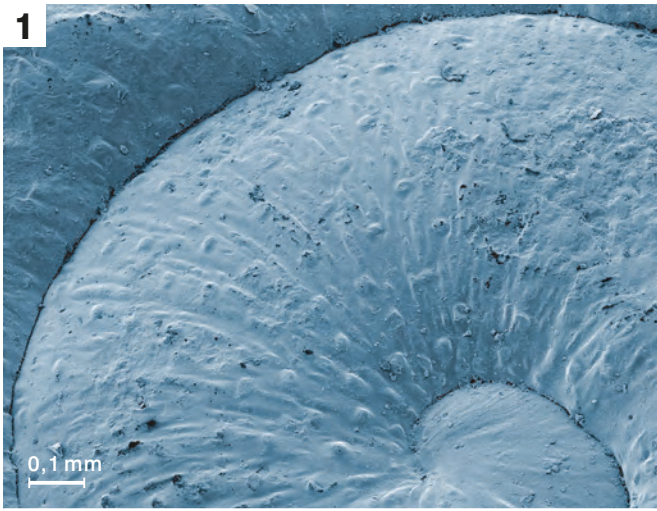
Literatur

- ANDREWS, P. & BERNOR, R.L. (1999): Vicariance Biogeography and Paleoecology of Eurasian Miocene Hominid Primates. – In: AGUSTI, J., ROOK, L. & ANDREWS, P. (Eds.): The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, **1**, 454–487, Cambridge.
- BINDER, H. (2002): Die Land- und Süßwassergastropoden aus dem Karpatium des Korneuburger Beckens (Niederösterreich; Untermiozän). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **27**, 161–203, Wien.
- BINDER, H. (2003): Terrestrial and Freshwater Gastropods of the Karpatian (Lower Miocene). – In: BRZOBOHATY, R. (Ed.): The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 213–215, Brno.
- BINDER, H. (2004): Terrestrial, freshwater and brachyhaline Gastropoda from Lower Miocene deposits of Oberdorf (Styria, Austria). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **105 A**, 189–229, Wien.
- BINDER, H. (2008): The systematic positions of the genera *Pseudochloritis* C. BOETTGER 1909 and *Joossia* PFEFFER 1929 (Gastropoda: Pulmonata: Helicoidea: Helicidae). – Archiv für Molluskenkunde, **137/2**, 167–193, Frankfurt am Main.
- BINDER, H. (2016): Die fossile Gattung *Mesodontopsis* PILSBRY 1894–1895 in Mitteleuropa. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156/1–4**, 109–126, Wien.
- BOETTGER, C.R. (1909): Ein Beitrag zur Erforschung der europäischen Heliciden. – Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, **41/1**, 1–19, Frankfurt am Main.
- DAXNER-HÖCK, G. (1996): Faunenwandel im Obermiozän und Korrelation der MN-„Zonen“ mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **21**, 1–9, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G. (2001): Early and Late Miocene correlation (Central Paratethys). – Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität, **4**, 28–33, Graz.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf: Flyschaufläufer, Waschbergzone mit angrenzenden Teilen der flachlagernden Molasse, Korneuburger Becken, Inneralpines Wiener Becken nördlich der Donau. – 155 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HARZHAUSER, M. & BINDER, H. (2004): Synopsis of the Late Miocene mollusc fauna of the classical sections Richardhof and Eichkogel in the Vienna Basin. – Archiv für Molluskenkunde, **133/1/2**, 109–165, Frankfurt am Main.
- HARZHAUSER, M. & TEMPFER, P.M. (2004): Late Pannonian Wetland ecology of the Vienna Basin based on Molluscs and Lower Vertebrate assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg (CFS), **246**, 55–68, Stuttgart.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER, W.E. (2004): An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – Austrian Journal of Earth Science, **95/96**, 6–19, Wien.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., GÖHLICH, U.B. & NAGEL, D. (2011): Complex faunal mixing in the early Pannonian palaeo-Danube Delta (Late Miocene, Gaweinstal, Lower Austria). – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **A 113**, 167–208, Wien.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., GROSS, M. & BINDER, H. (2014a): The early Middle Miocene mollusc fauna of Lake Rein (Eastern Alps, Austria). – Palaeontographica A, **302/1–6**, 1–71, Stuttgart.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T.A., GEORGOPOULOU, E. & HARL, J. (2014b): The Early Miocene (Burdigalian) mollusc fauna of the North Bohemian lake (most basin). – Bulletin of Geoscience, **89/4**, 819–908, Pilsen.
- HÖLTKE, O. & RASSER, M.W. (2015): *Pseudochloritis insignis* – A peculiar large Landsnail from the Miocene of SW Germany: Taxonomic Status and Census of Morphologically Related Forms. – Journal of Conchology, **42/1**, 1–12, London.
- HÖLTKE, O. & RASSER, M.W. (2017): Landsnails from the Miocene Steinheim impact crater lake sediments (Baden-Württemberg, South Germany). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **285/3**, 267–302, Stuttgart.
- KADOLSKY, D., BINDER, H. & NEUBAUER, T.A. (2016): Taxonomic review of the fossil land gastropod species hitherto placed in the genus *Galactochilus* SANDBERGER 1875, with the description of a new genus (Gastropoda: Helicoidea). – Archiv für Molluskenkunde, **145/2**, 151–188, Frankfurt am Main.
- KLEIN, R. (1846): Conchylien der Süßwasserkalkformation Württembergs. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **2**, 60–116, Stuttgart.
- KLEIN, R. (1853): Conchylien der Süßwasserkalkformation Württembergs. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **9**, 185–210, Stuttgart.
- KÓKAY, J. (2006): Nonmarine mollusc fauna from the Lower and Middle Miocene, Bakony Mts, W Hungary. – Geologica hungarica, series palaeontologica, **56**, 1–196, Budapest.
- KOVAR-EDER, J. (1988): Obermiozäne (Pannone) Floren aus der Molassezone Österreichs. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **14**, 19–21, Wien.
- KOVAR-EDER, J. (1998): Leaf Assemblages from the Early Miocene Lignite Opencast Mine Überdorf (N Voitsberg Styria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/4**, 447–452, Wien.
- KOVAR-EDER, J. & MELLER, B. (2001): Plant assemblages from the hanging wall sequence of the opencast mine Oberdorf N Voitsberg, Styria (Austria, Early Miocene, Ottnangian). – Palaeontographica, Abteilung B, **259/1–6**, 65–112, Stuttgart.

- LUEGER, J.P. (1981): Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens I. Systematik, II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **120**, 124 S., Wien.
- LUEGER, J.P. (1985): Die Mollusken-Fauna des Pannonien der Zentralen Paratethys. Die Landschnecken des Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, **7**: M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 340–377, Budapest (Akadémiai Kiadó).
- MEIN, P. (1999a): The Late Miocene small mammal succession from France, with emphasis on the Rhone Valley localities. – In: AGUSTI, J., ROOK, L. & ANDREWS, P. (Eds.): Hominoid Evolution and Climatic change in Europe, **1** – The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, 140–164, Cambridge.
- MEIN, P. (1999b): European Miocene mammal biochronology. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Eds.): The Miocene Land Mammals of Europe, 25–38, München.
- MELLER, B. (1998): Systematisch-taxonomische Untersuchungen von Karpo-Taphocoenosen des Köflach-Voitsberg Braunkohlenreviers (Steiermark, Österreich, Untermiozän) und ihre paläoökologische Bedeutung. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/4**, 497–655, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2004): The Hollabrunn-Mistelbach Formation (Upper Miocene, Pannonian) in the Alpine-Carpathian Foredeep and the Vienna basin in Lower Austria. – An example of a Coarse-grained Fluvial system. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144/2**, 191–221, Wien.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41** (1946–1948), 99–193, Wien.
- PAPP, A. (1953): Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, **44** (1951), 85–222, Wien.
- PAPP, A. (1974): Landschnecken im Sarmatien der Zentralen Paratethys. – In BRESTENSKÁ, E.: Sarmatien. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **4**, 377–385, Bratislava.
- PFEFFER, G. (1929): Zur Kenntnis tertiärer Landschnecken. – Geologische und Paläontologische Abhandlungen, **21** (N.F. **17**) (1930), 151–380, Jena.
- PFEIFFER, C. (1828): Naturgeschichte deutscher Land- und Süßwasser-Mollusken. – Dritte Abtheilung, 84 S., Weimar.
- PILLER, W.E. (2000): Wiesen-Pötsching – Naturdenkmal Sandgrube (Sandgrube Biricz). – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 93, Wien.
- RAMBUR, P. (1862): Description de coquilles fossiles des faluns de la Touraine. – Journal de Conchyliologie, **10**, 172–182, Paris.
- REUSS, A.E. (1849): Die tertiären Süßwassergebilde des nördlichen Böhmens und ihre fossilen Thierreste. – Palaeontographica, **2**, 16–42, Stuttgart.
- RÖGL, F., ZAPPE, H., BERNOR, R.L., BRZOBOHATY, R.L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERRMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. (1993): Die Primatenfundstelle Götzensdorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/2**, 503–526, Wien.
- SCHLOSSER, M. (1907): Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling. Nebst einer Besprechung der Gastropoden aus dem Miocän von Rein in Steiermark. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **57**, 753–792, Wien.
- SCHÜTT, H. (1967): Die Landschnecken der untersarmatischen Rissoschichten von Hollabrunn, N.Ö. – Archiv für Molluskenkunde, **96**, 199–222, Frankfurt am Main.
- SOVIS, W. (1998): Die Fundorte und Aufschlüsse im Karpat des Korneuburger Beckens. – Das Karpat des Korneuburger Beckens Teil 1. – Beiträge zur Paläontologie, **23**, 27–56, Wien.
- STEININGER, F. (1999): Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene „Landmammal Mega Zones“ (ELMMZ) and the Miocene „Mammal (MN Zones)“. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Eds.): The Miocene Land Mammals of Europe, 9–25, München.
- STEININGER, F.F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURITSCH, H., MELLER, B. & SCHOLGER, R.M.: (1998): Stratigraphy of the „Basin Fill“ in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/4**, 491–496, Wien.
- TROLL, O.R. (1907): Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **57**, 33–90, Wien.
- TRUC, G. (1971): Helicidae nouveaux du Miocene superieur bresan; reflexions sur le genre *Tropidomphalus* (Gastropoda: Euthynera). – Archiv für Molluskenkunde, **101/5/6**, 275–287, Frankfurt am Main.
- WENZ, W. (1921a): Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. – Senckenbergiana, **3/1/2**, 23–33, Frankfurt am Main.
- WENZ, W. (1921b): Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. – Senckenbergiana, **3/3/4**, 76–86, Frankfurt am Main.
- WENZ, W. (1927): Weitere Beiträge zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. – Senckenbergiana, **9**, 41–48, Frankfurt am Main.
- WENZ, W. (1928): Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf und vom Eichkogel bei Mödling. – Senckenbergiana, **10**, 5–9, Frankfurt am Main.
- WENZ, W. & EDLAUER, A. (1942): Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, Wien. – Archiv für Molluskenkunde, **74/2/3**, 82–98, Frankfurt am Main.
- ZIETEN, C.H. (1832): Die Versteinerungen Württembergs. – 102 S., Stuttgart.

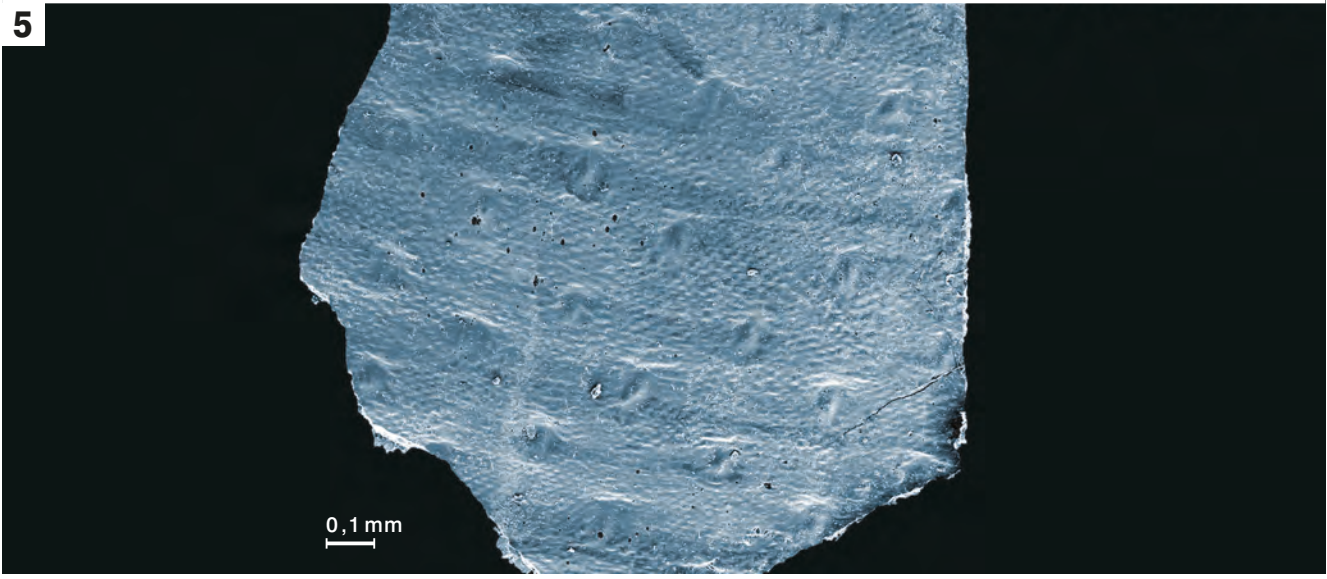
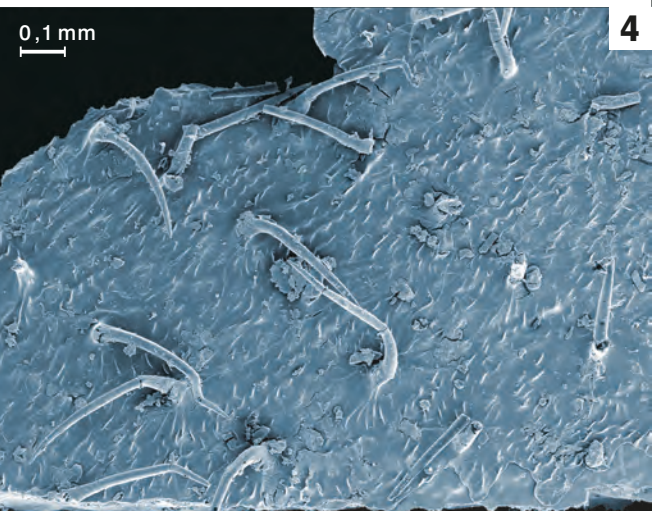
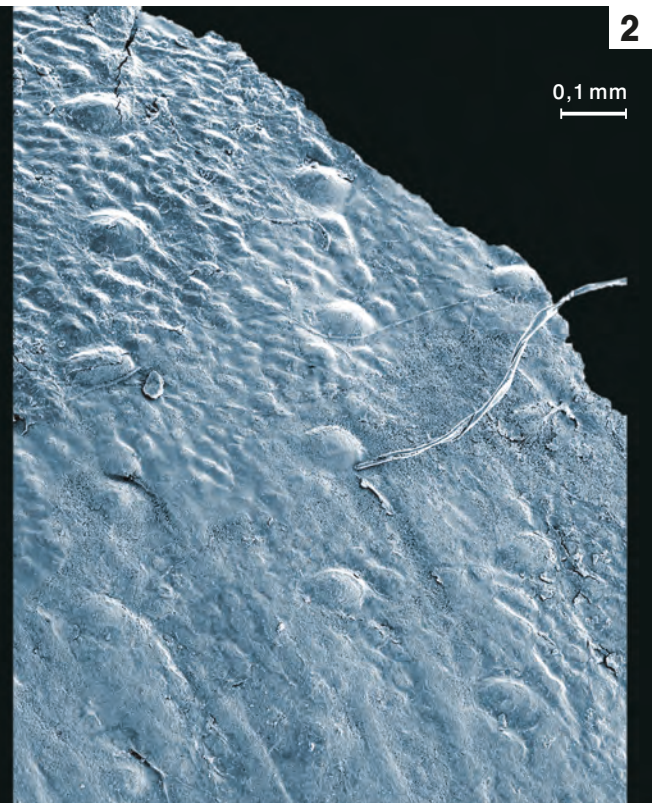
Tafel 1

- Fig. 1: *Pseudochloritis incrassata extincta* (RAMBUR, 1862): Obergänsersdorf, Karpatium, NHMW-G 2000z0213/0003, Oberfläche Teleoconch, Detail.
- Fig. 2: *Pseudochloritis incrassata extincta* (RAMBUR, 1862): Obergänsersdorf, Karpatium, NHMW-G 2000z0213/0003, Protoconch mit Skulptur.
- Fig. 3: *Papillotopsis robusta* (REUSS, 1849): Tuchořice (Tschechien), Eggenburgium, NHMW-G 2017/0094/0001, Oberseite.
- Fig. 4: *Papillotopsis robusta* (REUSS, 1849): Tuchořice (Tschechien), NHMW-G 2017/0094/0001, Gruben (Plättchen herausgefallen).
- Fig. 5: *Papillotopsis robusta* (REUSS, 1849): Tuchořice (Tschechien), NHMW-G 2017/0094/0001, Plättchen am Teleoconch.
- Fig. 6: *Papillotopsis robusta* (REUSS, 1849): Tuchořice (Tschechien), NHMW-G 2017/0094/0001, Protoconch mit Knoten.
-



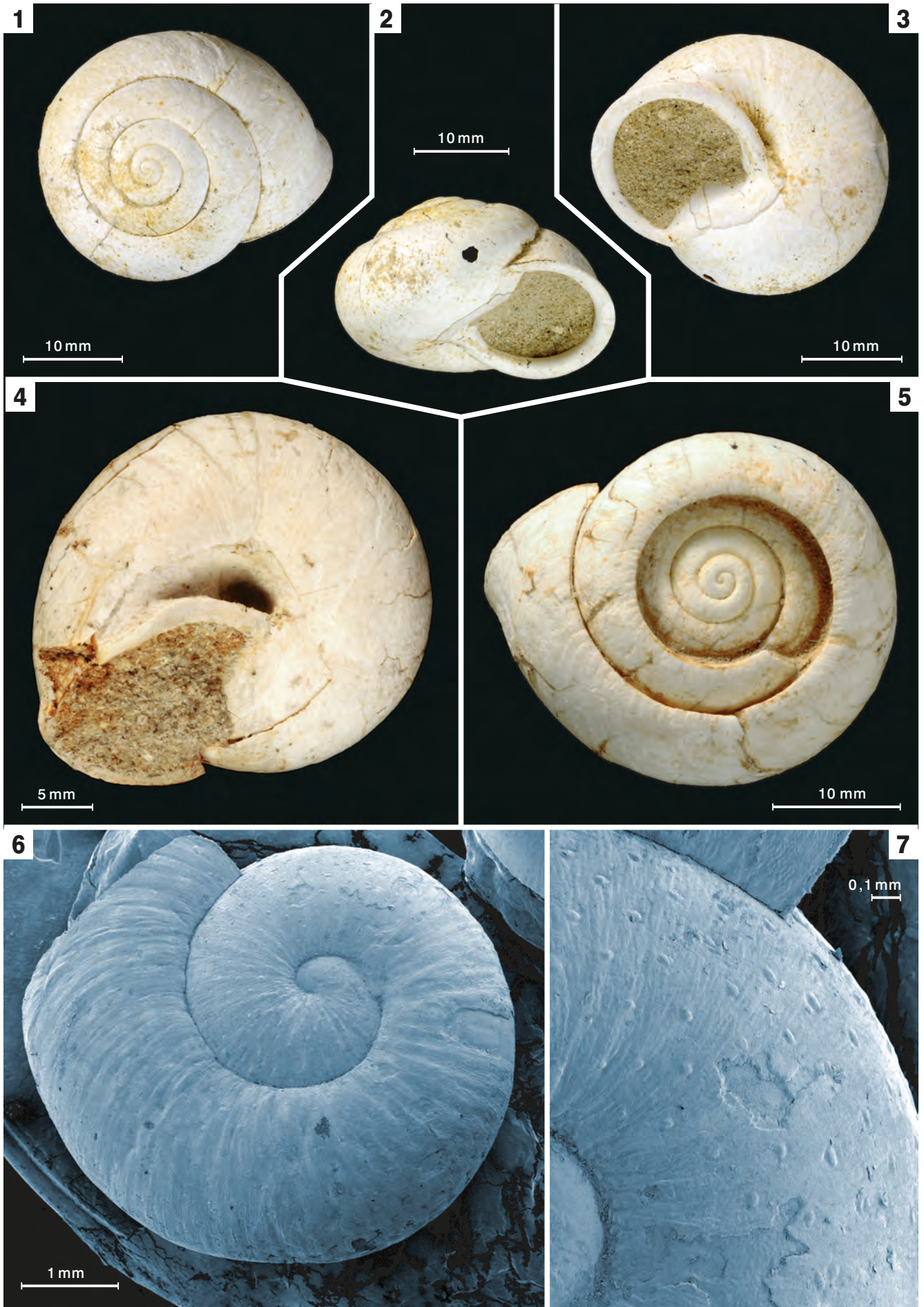
Tafel 2

- Fig. 1: *Chilostoma lefeburiana* (PFEIFFER, 1828): Vipava (Slowenien), NHMW-G 2008z0203/0005.
- Fig. 2: *Chilostoma lefeburiana* (PFEIFFER, 1828): Vipava (Slowenien), NHMW-G 2006z0399/0003, Plättchen, Detailaufnahme (Scanning).
- Fig. 3: *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853): NHMW-G 2005z0076/0001, mit schwach erhaltenem Band, Süddeutschland.
- Fig. 4: *Chilostoma lefeburiana* (PFEIFFER, 1828): Vipava (Slowenien), NHMW-G 2008z0203/0005, rezent, Härchen, Detailaufnahme (Scanning).
- Fig. 5: *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853): Zwiefalten, Süddeutschland, NHMW-G 2006z0399/0001, Oberflächenskulptur, Teleoconch.



Tafel 3

- Fig. 1: *Pseudochloritis gigas* (PFEFFER, 1929): Hollabrunn, unteres Sarmatium, IPUW 7861, Oberseite.
- Fig. 2: *Pseudochloritis gigas* (PFEFFER, 1929): Hollabrunn, unteres Sarmatium, IPUW 7861, Seitenansicht.
- Fig. 3: *Pseudochloritis gigas* (PFEFFER, 1929): Hollabrunn, unteres Sarmatium, IPUW 7861, Unterseite mit engem Umbilicus.
- Fig. 4: *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN, 1832): Bullendorf, oberes Sarmatium, IPUW 7860/2, Protoconch und rasch wachsender Teleoconch.
- Fig. 5: *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN, 1832): Bullendorf, IPUW 7860/2, Unterseite mit weitem Umbilicus.
- Fig. 6: *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN, 1832): Steinheim am Albuch, mittleres Miozän, NHMW-G 2006z0398/0001, Protoconch und rasch wachsender Teleoconch.
- Fig. 7: *Pseudochloritis insignis* (ZIETEN, 1832): Steinheim am Albuch, mittleres Miozän, NHMW-G 2006z0398/0001, Teleoconch mit Plättchen.
-



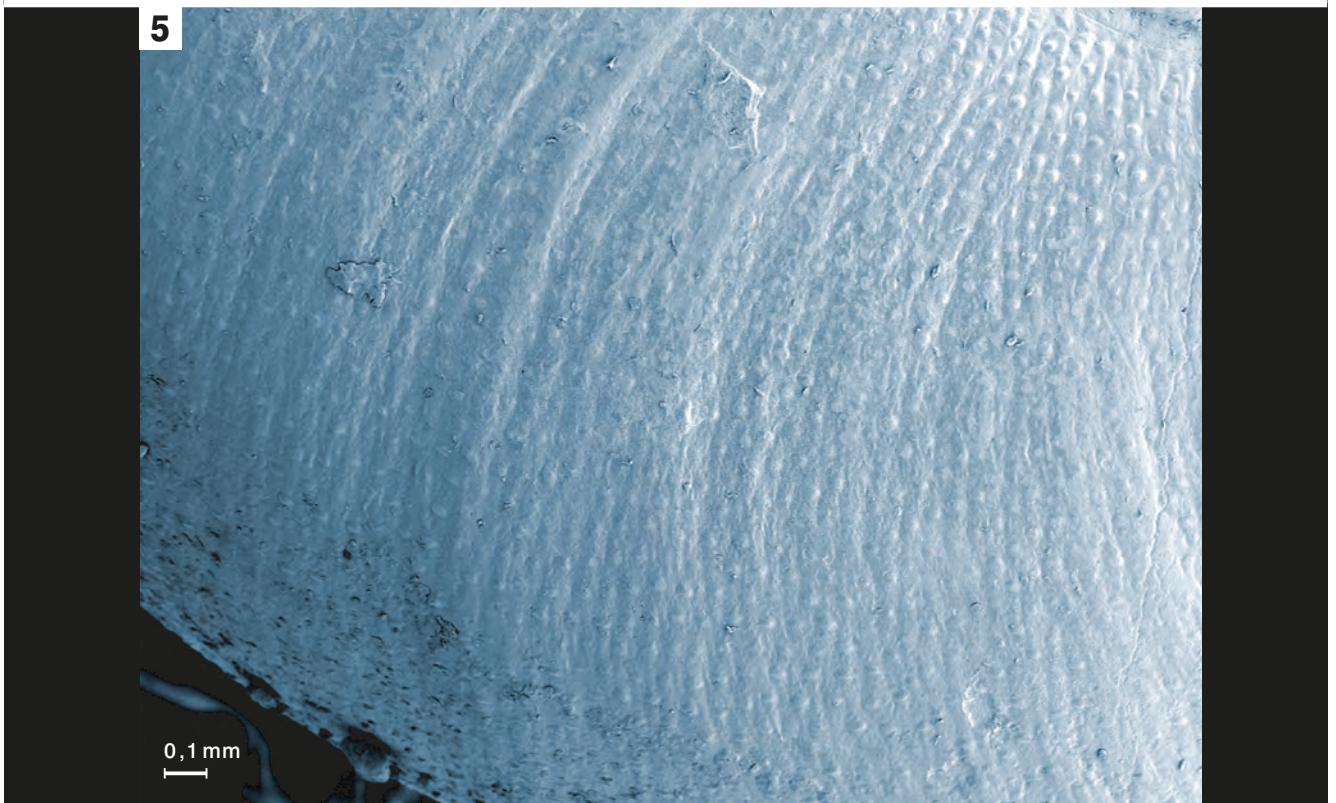
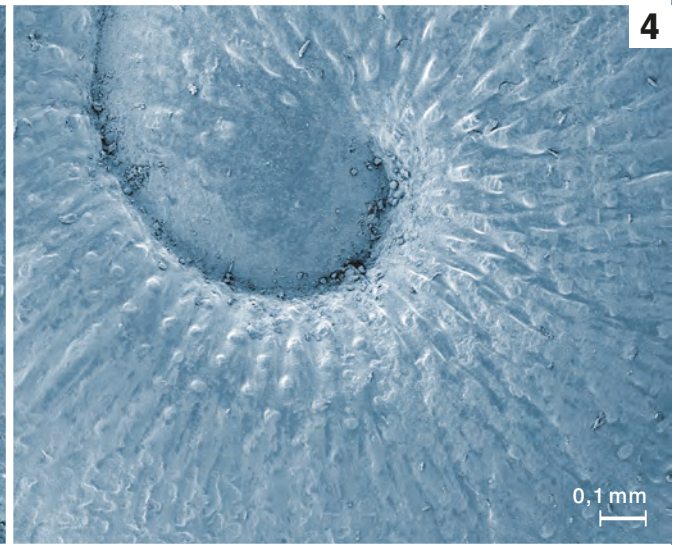
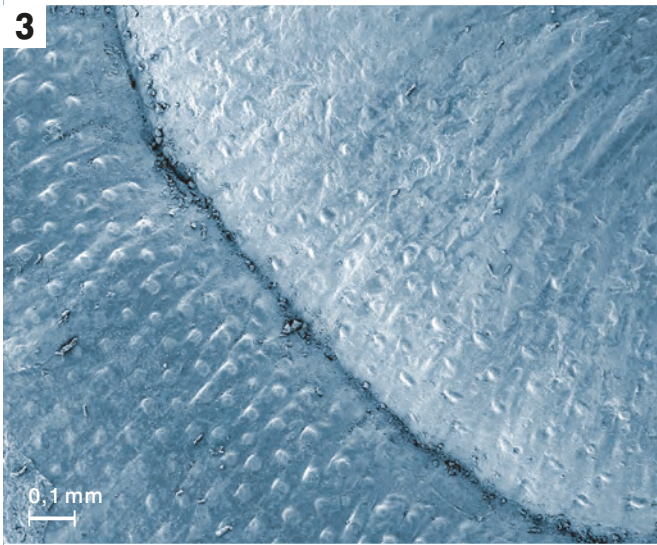
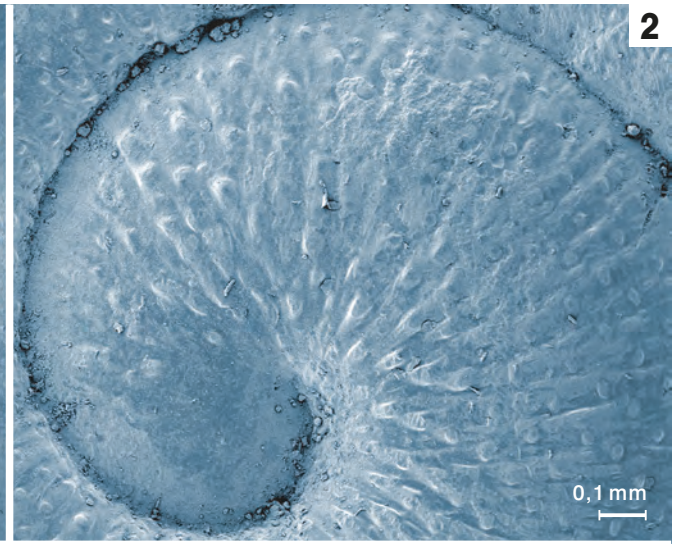
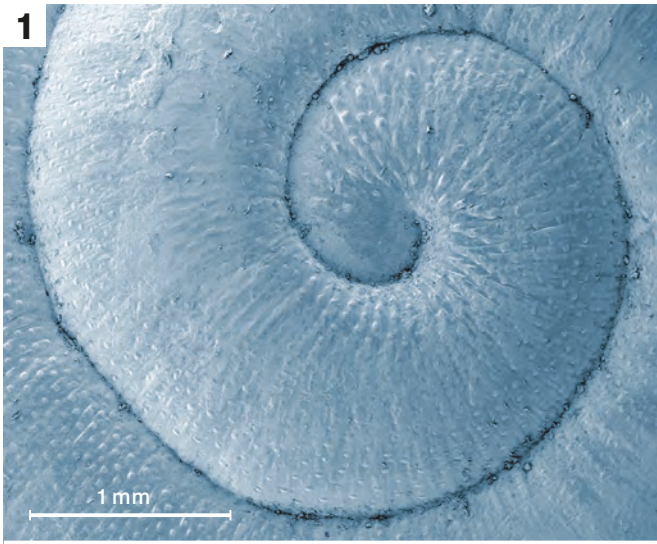
Tafel 4

- Fig. 1: *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853): Grafenmühle bei Pappenheim (Süddeutschland), NHMW-G 2007z0102/0001.
- Fig. 2: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, oberes Miozän, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2005z0064/0046, Seitenansicht.
- Fig. 3: *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853): NHMW-G 2007z0102/0001, Grafenmühle bei Pappenheim.
- Fig. 4: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, oberes Miozän, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2005z0064/0046, Oberseite.
- Fig. 5: *Pseudochloritis incrassata incrassata* (KLEIN, 1853): NHMW-G 2007z0102/0001, Grafenmühle bei Pappenheim.
- Fig. 6: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, mittleres Pannonium, Zone D, NHMW-G 2005z0064/0046, Unterseite.
-



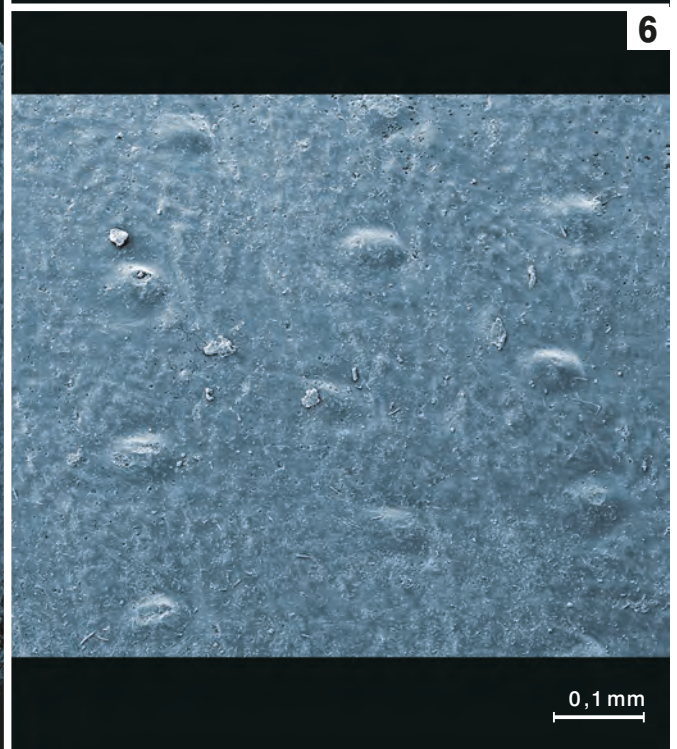
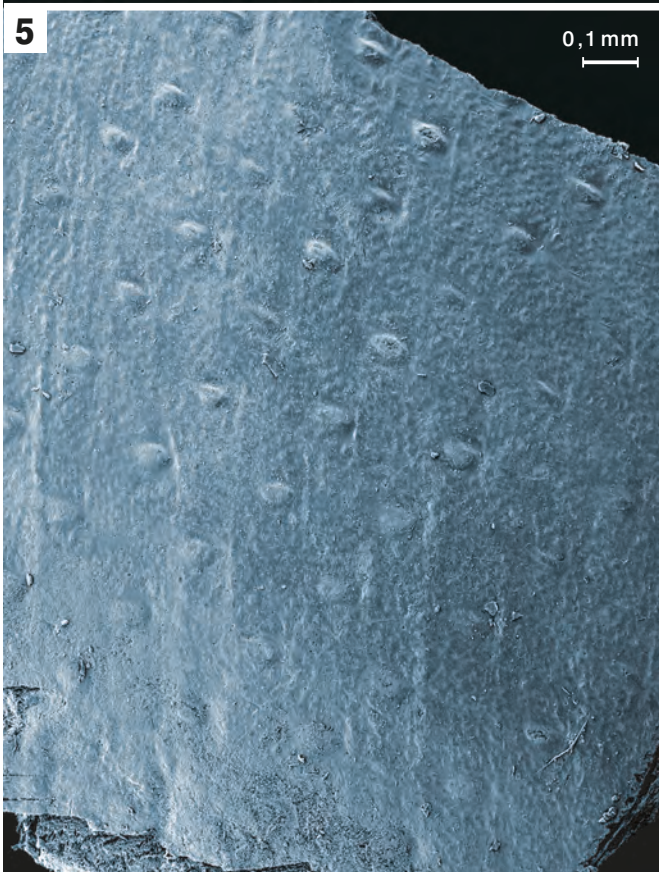
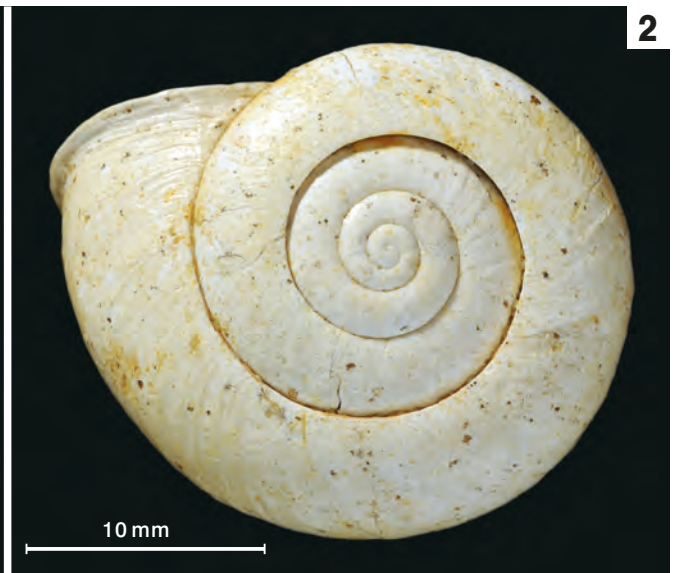
Tafel 5

- Fig. 1: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2017/0096/0001, Proto- und Teleoconch, Mikroskulptur.
- Fig. 2: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2017/0096/0001, Protoconch.
- Fig. 3: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2017/0096/0001, Teleoconch.
- Fig. 4: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2017/0096/0001, Protoconch mit Papillen auf den Rippen.
- Fig. 5: *Papillotopsis richarzi depressa* (WENZ, 1927): Leobersdorf, Pannonium, Zone D, NHMW-G 2017/0096/0001, Teleoconch mit Papillen.
-



Tafel 6

- Fig. 1: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, Pannonium, Zone F, NHMW-G 1988/0055/0001, Seitenansicht, vorne.
- Fig. 2: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, NHMW-G 1988/0055/0001, Oberseite.
- Fig. 3: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, NHMW-G 1988/0055/0001, Seitenansicht.
- Fig. 4: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, NHMW-G 1988/0055/0001, Unterseite.
- Fig. 5: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, NHMW-G 2017/0095/0001, Oberfläche.
- Fig. 6: *Pseudochloritis mollensis* (TRUC, 1971): Götzendorf an der Leitha, NHMW-G 2017/0095/0001, Mikroskulptur: Detail mit Plättchen und interpapillärer Feinskulptur.



Tafel 7

- Fig. 1: *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907): Eichkogel, Pannonium, Zone H, IPUW 7865/1, Seitenansicht.
- Fig. 2: *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907): Eichkogel, Pannonium, Zone H, IPUW 7865/1, Oberseite.
- Fig. 3: *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907): Eichkogel, Pannonium, Zone H, NHMW-G 1982/0076/0021, Hinterseite.
- Fig. 4: *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907): Eichkogel, Pannonium, Zone H, NHMW-G 1982/0076/0020, Unterseite.
- Fig. 5: *Papillotopsis richarzi richarzi* (SCHLOSSER, 1907): Eichkogel, Pannonium, Zone H, NHMW-G 1982/0076/0021, Oberseite.
-





Scleractinian corals from the upper Aptian–Albian of the Garschella Formation of central Europe (western Austria; eastern Switzerland): The Albian

ROSEMARIE CHRISTINE BARON-SZABO*

2 Text-Figures, 2 Tables, 2 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
111 Dornbirn / NL 32-02-23 Feldkirch
112 Bezau / NL 32-02-24 Hohenems
141 Feldkirch

Albian
western Austria
eastern Switzerland
Garschella Formation
Taxonomy
Scleractinia

Contents

Abstract	242
Zusammenfassung	242
Introduction	242
Material	243
Lithology and occurrence of the Garschella Formation	244
Albian scleractinian corals of western Austria and eastern Switzerland	245
Systematic Paleontology	246
Order Scleractinia BOURNE, 1900	246
Suborder Faviina VAUGHAN & WELLS, 1943	246
Family Dermosmiliidae KOPY, 1887	246
Genus <i>Calamophylliopsis</i> ALLOITEAU, 1952a	246
<i>Calamophylliopsis compressa</i> (D'ORBIGNY, 1850)	246
<i>Calamophylliopsis</i> cf. <i>cervina</i> (ÉTALLON, 1864)	246
Family Merulinidae VERRILL, 1865	247
Genus <i>Cladocora</i> EHRENBERG, 1834	247
<i>Cladocora</i> cf. <i>brevis</i> SEGUENZA, 1882	247
Suborder Fungiina VERRILL, 1865	247
Family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943	247
Genus <i>Podoseris</i> DUNCAN, 1869	247
<i>Podoseris elongata</i> DUNCAN, 1869	247
<i>Podoseris mammiliformis</i> DUNCAN, 1869	248
<i>Podoseris</i> sp.	248
Family Siderastreidae VAUGHAN & WELLS, 1943	249
Genus <i>Synhelia</i> MILNE EDWARDS & HAIME, 1849	249
<i>Synhelia gibbosa</i> (MÜNSTER, in GOLDFUSS, 1829)	249
Genus <i>Enallhelia</i> D'ORBIGNY, 1849	249
<i>Enallhelia</i> cf. <i>tubulosa</i> BECKER, 1875	249
<i>Enallhelia</i> sp.	249
Family Micrabaciidae VAUGHAN, 1905	250
Genus <i>Stephanophyllia</i> MICHELIN, 1841	250
<i>Stephanophyllia plattenwaldensis</i> n. sp.	250
Suborder Caryophylliina VAUGHAN & WELLS, 1943	250
Family Caryophylliidae DANA, 1846	250
Genus <i>Caryophyllia</i> LAMARCK, 1801	250
<i>Caryophyllia konincki</i> (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)	250
Genus <i>Stylocyathus</i> D'ORBIGNY, 1850	251
<i>Stylocyathus</i> cf. <i>dentalinus</i> D'ORBIGNY, 1850	251

* ROSEMARIE CHRISTINE BARON-SZABO: Department of Invertebrate Zoology, Smithsonian Institution, NMNH, W-205, MRC 163, P.O. Box 37012, Washington, D.C., 20013-7012, USA, and Senckenberg Research Institute, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, Germany. rosemarie_baronszabo@yahoo.com; Rosemarie.Baron-Szabo@senckenberg.de

Genus <i>Trochocyathus</i> MILNE EDWARDS & HAIME, 1848	251
<i>Trochocyathus antsiranensis</i> COLLIGNON, 1931	251
Genus <i>Bathycyathus</i> MILNE EDWARDS & HAIME, 1848	252
<i>Bathycyathus laevigatus</i> (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)	252
Suborder Microsolenina MORYCOWA & RONIEWICZ, 1995	252
Family Latomeandridae ALLOITEAU, 1952a	252
Genus <i>Fungiastraea</i> ALLOITEAU, 1952a	252
<i>Fungiastraea cotteai</i> (DE FROMENTEL, 1857)	252
Acknowledgements	253
Plates	254
References	258

Abstract

For the first time, scleractinian corals are taxonomically described from Albian sediments of the Garschella Formation (lower Aptian–lower Cenomanian) of western Austria (Vorarlberg) and eastern Switzerland (Canton of Appenzell). Fifteen species belonging to eleven genera from seven families were determined: *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY), *C. cf. cervina* (ÉTALLON), *Cladocora cf. brevis* SEGUENZA, *Podoseris elongata* DUNCAN, *P. mammiliformis* DUNCAN, *P. sp.*, *Synhelia gibbosa* (MÜNSTER, in GOLDFUSS), *Enallhelia cf. tubulosa* BECKER, *Enallhelia sp.*, *Caryophyllia konincki* (MILNE EDWARDS & HAIME), *Stylocyathus cf. dentalinus* D'ORBIGNY, *Trochocyathus antsiranensis* COLLIGNON, *Bathycyathus laevigatus* (MILNE EDWARDS & HAIME), *Fungiastraea cotteai* (DE FROMENTEL), and *Stephanophyllia plattenwaldensis* n. sp. The coral fauna of the Garschella Formation is composed nearly equally of solitary (eight species belonging to six genera) and colonial forms (seven species belonging to five genera). With regard to the colonial corals, with the exception of one thamnasterioid (-submeandroid) species, only branching forms were found. Among the solitary corals cupulate, patellate, and conical growth types were present.

Scleractine Korallen aus dem unteren Aptium–Albium der Garschella-Formation in Mitteleuropa (Westösterreich; östliche Schweiz): Das Albium

Zusammenfassung

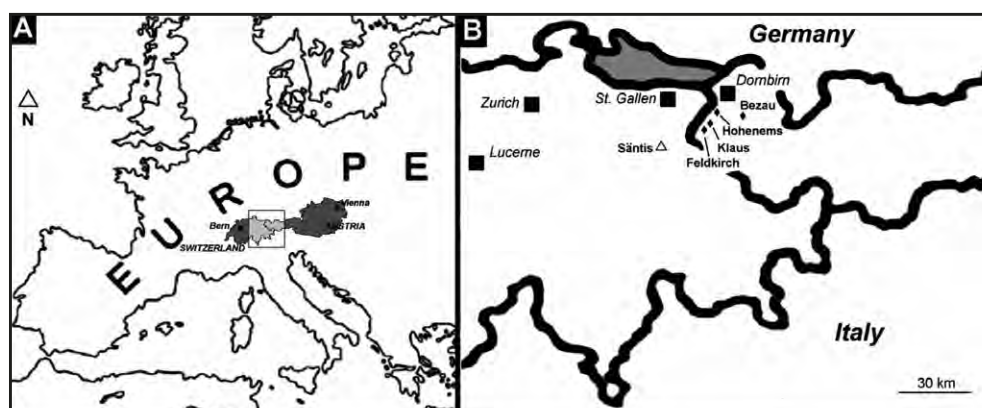
Aus den Sedimenten des Albiums der Garschella-Formation (unteres Aptium bis unteres Cenomanium) in Westösterreich (Vorarlberg) und der östlichen Schweiz (Kanton Appenzell) werden erstmalig scleractine Korallen taxonomisch beschrieben. Insgesamt wurden fünfzehn Arten aus elf Gattungen und sieben Familien festgestellt: *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY), *C. cf. cervina* (ÉTALLON), *Cladocora cf. brevis* SEGUENZA, *Podoseris elongata* DUNCAN, *P. mammiliformis* DUNCAN, *P. sp.*, *Synhelia gibbosa* (MÜNSTER, in GOLDFUSS), *Enallhelia cf. tubulosa* BECKER, *Enallhelia sp.*, *Caryophyllia konincki* (MILNE EDWARDS & HAIME), *Stylocyathus cf. dentalinus* D'ORBIGNY, *Trochocyathus antsiranensis* COLLIGNON, *Bathycyathus laevigatus* (MILNE EDWARDS & HAIME), *Fungiastraea cotteai* (DE FROMENTEL) und *Stephanophyllia plattenwaldensis* n. sp. Die Korallenfauna der Garschella-Formation setzt sich fast gleichmäßig aus solitären (acht Arten aus sechs Gattungen) und kolonialen Formen (sieben Arten aus fünf Gattungen) zusammen. Unter den kolonialen Korallen finden sich bis auf eine thamnasterioide (-submäandroide) Art nur ästige Formen. Bei den Einzelkorallen finden sich cupulate, patellate und konische Wuchsformen.

Introduction

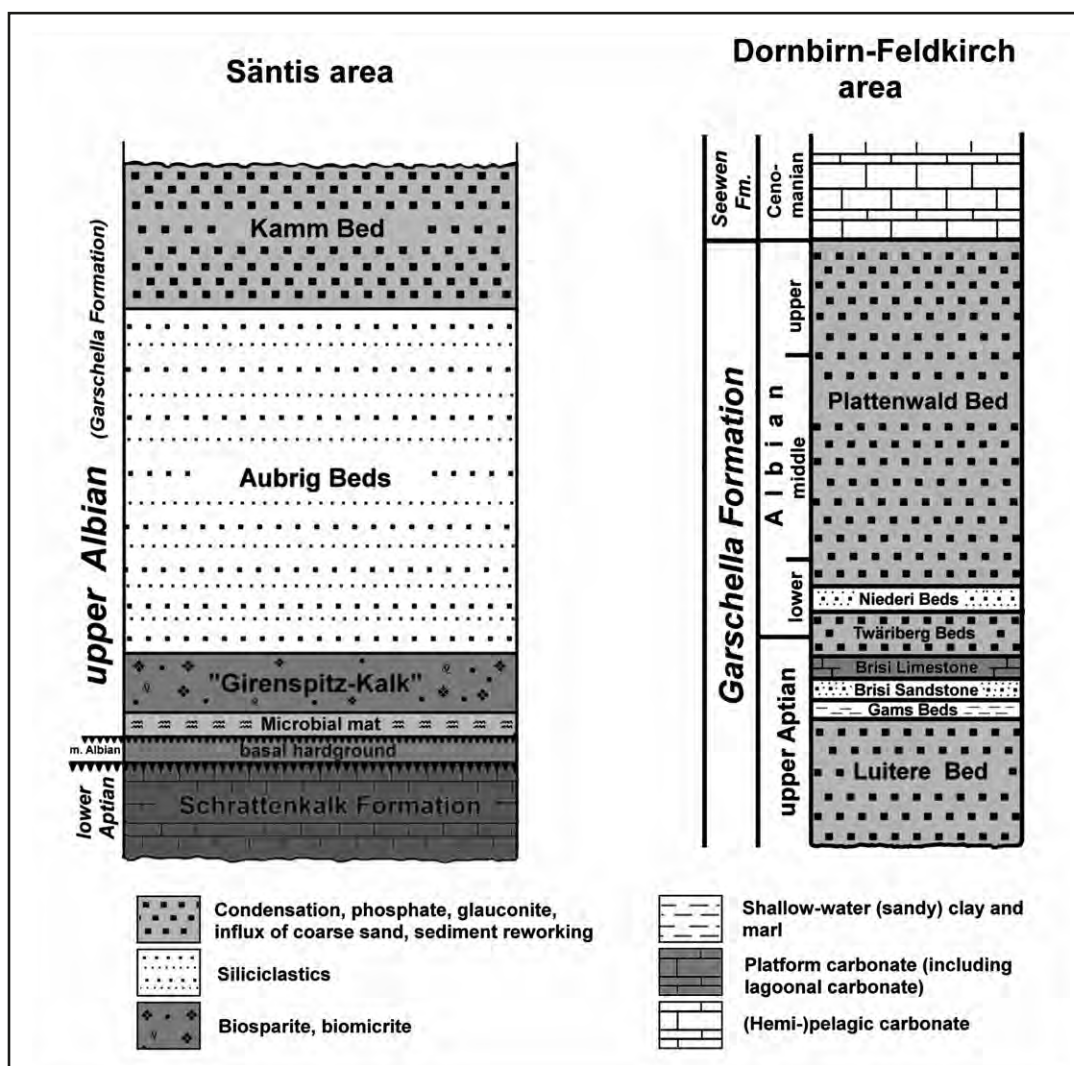
Scleractinian corals from the Albian have been reported from various localities worldwide. They have been described from western Europe (DUNCAN, 1869; BARON-SZABO et al., 2010), southern Europe (ALLOITEAU, 1948; BARON-SZABO, 1993; BARON-SZABO & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, 1997; MORYCOWA & MARCOPOULOU-DIACANTONI, 2002; LÖSER, 2013; LÖSER et al., 2013), eastern Europe (SIKHARULIDZE, 1979), North Africa (ABDEL-GAWAD & GAMEIL, 1995), North and Central America (WELLS, 1933; REYEROS DE CASTILLO, 1983; BARON-SZABO & GONZÁLEZ-LEÓN, 1999, 2003; TURNŠEK et al., 2003), South America (WELLS, 1944),

South Asia (STOLICZKA, 1873; BARON-SZABO et al., 2003; PANDEY et al., 2007), East Asia (EGUCHI, 1951; LIAO & XIA, 1994), Central Asia (KUZMICHEVA, 1972), and Australasia (SQUIRES, 1958).

Albian corals from central Europe, however, were only mentioned in a very small number of works: BECHON et al. (1984) listed from the Swiss Cantons of Valais (southern Switzerland) and Vaud (western Switzerland) the solitary coral species *Trochocyathus conulus* (PHILLIPS), and mentioned the solitary coral *Trochosmilia lorioli* KOPY from the Swiss Canton of Valais (southern Switzerland). Recently, BOLLIGER (2015) illustrated from eastern Switzerland (Canton of St. Gallen) one solitary coral ("Einzelkoralle"), one colonial



Text-Fig. 1.
A: Map showing the general location of the study area. B: Map marking the localities in eastern Switzerland and western Austria, from which the material of the Garschella Formation was collected. *Locations in Vorarlberg*: The greater Dornbirn area includes Gütle-Beckenmann, Kraftwerk Ebensand, and Weißenfluhalpe; the greater Hohenems area includes Schuttannen and Strahlkopf; the greater Klaus area includes Plattenwald and Sattelberg (see text for further details).



Text-Fig. 2. Schematic lithostratigraphic sections including the sediments of the Garschella Formation in the Säntis area in eastern Switzerland (modified from BOLLIGER, 2015) and the Dornbirn-Feldkirch area (modified from FÖLLMI et al., 2007). In the Säntis area, corals were collected from strata of the *inflatum* zone (lowermost upper Albian). In the Dornbirn-Feldkirch area, corals were collected from the Luitere (upper Aptian) and the Plattenwald Bed (Albian).

coral ("Korallenstock"), and a rock sample containing coral fragments. Information about scleractinian corals from Albian sediments of the Garschella Formation of Austria was only given in two publications: HEIM et al. (1934) mentioned the occurrence of an unspecific turbinolite ("Turbinolide") solitary coral from various localities in the greater Dornbirn area in Vorarlberg and, most recently, the first more detailed taxonomic information was given by BARON-SZABO (2014), presenting one solitary and two colonial corals from the Albian of the Austrian Garschella Formation.

The purpose of this paper is to taxonomically describe for the first time the Albian coral fauna of the Garschella Formation of western Austria and eastern Switzerland, and provide a revision of the previously recorded corals of the Garschella Formation (Text-Figs. 1, 2, Tab. 1).

Material

In the current paper, 64 corals of the Albian sediments of the Garschella Formation from western Austria and eastern Switzerland were identified by examining the corallum surface, and using polished surfaces. The majority of the corals is present in mould or 'steinkern' preservation. The size of the specimens ranges between a few millimetres to

several centimetres. Microstructural features are not preserved.

The corals of the Garschella Formation from western Austria were (most likely all) collected during the first part of the 20th century by the museum's founder Siegfried Fussenegger (1894–1966) who was a manufacturer's son and amateur paleontologist (FRIEBE, 1999). An informal determination of the material was carried out by the late Prof. Erik Flügel (1934–2004; University of Erlangen, Germany; formerly associated with the Natural History Museum of Vienna, Austria). The first illustrations of three of the corals from the Albian (Garschella Formation, Plattenwald Bed) of the Austrian state of Vorarlberg were presented by BARON-SZABO (2014). The Vorarlberg specimens illustrated in the current work are housed in the collections of the "Inatura" Museum, Dornbirn, Vorarlberg, Austria (inventory acronym **VNS**).

The corals of the Garschella Formation from eastern Switzerland and one specimen from the upper Aptian of the Garschella Formation of western Austria were collected fairly recently by various Swiss colleagues (Bolliger, Föllmi, Furrer, and Tschanz) and are housed at the following institutions: Paleontological Institute and Museum of the University of Zurich (inventory acronym **PIMUZ**) and the Natural Museum St. Gallen (inventory acronym **NMSG**).

Corals of the Garschella Formation		Geographical and stratigraphical distribution (excluding Albian occurrence of Garschella Formation)
Species [general type of corallite integration]		
western Austria	eastern Switzerland	
<i>Calamophylliopsis compressa</i> (D'ORBIGNY) [phaceloid]		Valanginian of Ukraine, lower Hauterivian of France, Hauterivian of Turkmenistan, Aptian of Switzerland, Aptian–lower Albian of Spain, Albian of Georgia (in Caucasus)
	<i>Calamophylliopsis</i> cf. <i>cervina</i> (ÉTALLON) [phaceloid]	Oxfordian of France and Switzerland, upper Oxfordian–lower Kimmeridgian of Portugal, upper Oxfordian–Kimmeridgian of Slovenia, upper Oxfordian–Tithonian of Poland, lower Tithonian of Germany, upper Tithonian of the Czech Republic, lower Aptian–lower Cenomanian (possibly from the upper Albian “Girensnitz-Kalk”) of eastern Switzerland
	<i>Cladocora</i> cf. <i>brevis</i> SEGUENZA [phaceloid-dendroid]	Cenomanian of Italy
<i>Podoseris elongata</i> DUNCAN [solitary]		Middle to upper Albian of England
<i>Podoseris mammilliformis</i> DUNCAN [solitary]		Middle to upper Albian of England, Campanian–Maastrichtian of eastern Switzerland (this paper)
<i>Podoseris</i> sp. [solitary]		—
<i>Synhelia gibbosa</i> (MÜNSTER) [dendroid]		Cenomanian–Turonian of the Czech Republic and Germany, Turonian of England and Ukraine
<i>Enallhelia</i> cf. <i>tubulosa</i> BECKER [dendroid-sympodial]		Kimmeridgian of Portugal, lower Tithonian of Germany, Tithonian of Poland, upper Tithonian of the Czech Republic, upper Hauterivian–lower Barremian of Switzerland
<i>Enallhelia</i> sp. [dendroid-sympodial]		—
	<i>Caryophyllia konincki</i> (MILNE EDWARDS & HAIME) [solitary]	Senonian of England, upper Campanian of Bulgaria, Germany, Maastrichtian of Belgium, Senegal, the Netherlands, Libya, India, ?Germany, upper Maastrichtian of USA, Campanian–Danian of Pakistan, Paleocene of Egypt, Ukraine, Danian of Denmark, upper Danian of Poland, Turkmenistan
	<i>Stylocyathus</i> cf. <i>dentalinus</i> D'ORBIGNY [solitary]	Cenomanian of France
<i>Trochocyathus antsiranensis</i> COLLIGNON [solitary]		Cenomanian of Madagascar
<i>Bathycyathus laevigatus</i> (MILNE EDWARDS & HAIME) [solitary]		Turonian of Ukraine, Senonian of England
<i>Fungiastraea cotteau</i> (DE FROMENTEL) [thamnasterioid (to submeandroid)]		Hauterivian of Ukraine, lower Aptian of eastern Serbia, upper Cenomanian of Germany
<i>Stephanophyllia plattenwaldensis</i> n. sp. [solitary]		Upper Aptian of western Austria (Vorarlberg; Garschella Fm.)

Tab. 1. Corals of the Garschella Formation of western Austria (Vorarlberg) and eastern Switzerland (Canton of Appenzell) and their stratigraphical-geographical distributions.

Lithology and occurrence of the Garschella Formation

The Garschella Formation commonly overlies the Schratenkalk Formation (Barremian–lower Aptian), starting with a hardground and/or phosphoritic crust (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; Text-Fig. 2). The Garschella Formation (lower Aptian–lower Cenomanian) covers the entire Helvetic shelf, including inner shelf, shelf margin, and slope (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; LINDER et al., 2006; FÖLLMI et al., 2007). Because it consists of different stages of stratigraphic condensation, its lithology includes glauconitic sandstones, marls, limestones, and phosphorites. Scleractinian corals are generally represented by small solitary or dendroid-branching types.

In western Austria (Vorarlberg), coral-bearing sediments of the Garschella Formation are predominantly represented by the Albian Plattenwald Bed (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; FÖLLMI et al., 2007) (Text-Fig. 2). In the southwestern part of Vorarlberg (Feldkirch area), upper Aptian sediments (Luitere Bed) containing corals are found (FÖLLMI, 1986; FÖLLMI et al., 2007). Fossils are abundant in both the Luitere and Plattenwald Bed. In addition to scleractinian corals, ammonites, bivalves, gastropods, nautiloids, echinoids, brachiopods, sponges, fish remains, and others fossils have been reported (e.g., HEIM et al., 1934; FÖLLMI, 1986; SULSER & FRIEBE, 2002; FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; BOLLIGER, 2015).

In eastern Switzerland, coral-bearing Albian sediments of the Garschella Formation have been found in the Sântis

Species \ Epoch/Age	Upper Jurassic	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian	Maastrichtian	Paleocene
<i>Calamophylliopsis compressa</i> (D'ORBIGNY)			—				—							
<i>Calamophylliopsis</i> cf. <i>cervina</i> (ÉTALLON)							—							
<i>Cladocora</i> cf. <i>brevis</i> SEGUENZA							—							
<i>Podoseris elongata</i> DUNCAN							—							
<i>Podoseris mammilliformis</i> DUNCAN							—					—		
<i>Podoseris</i> sp.							—							
<i>Synhelia gibbosa</i> (MÜNSTER)							—							
<i>Enallhelia</i> cf. <i>tubulosa</i> BECKER				—			—							
<i>Enallhelia</i> sp.							—							
<i>Caryophyllia konincki</i> (MILNE EDWARDS & HAIME)							—				—			
<i>Stylocyathus</i> cf. <i>dentalinus</i> D'ORBIGNY							—							
<i>Trochocyathus antsiranensis</i> COLLIGNON							—							
<i>Bathycyathus laevigatus</i> (MILNE EDWARDS & HAIME)							—		—		—			
<i>Fungiastraea cotteaui</i> (DE FROMENTEL)				—			—		—					
<i>Stephanophyllia plattenwaldensis</i> n. sp.							—							

Tab. 2. Stratigraphical distributions of the corals of the Garschella Formation of western Austria (Vorarlberg) and eastern Switzerland (Canton of Appenzell).

area (Alpstein, Appenzell Alps; Text-Figs. 1, 2). Solitary and colonial scleractinians were collected from the so-called “Girensnitz-Kalk” (sensu BOLLIGER, 2015). The “Girensnitz-Kalk” represents isolated biosparitic-biomicritic lenses, containing phosphoritic peloids. In addition to scleractinian corals, a large number of fossils have been reported, including orbitolinids, sponges, bivalves, gastropods, echinoids, crustaceans, belemnites, serpulids, ammonites, nautiloids, and fish remains. These sediments also contain the ammonitid *Hysterocheras* cf. *varicosum*, indicating an upper Albian (*inflatum* zone) age for the “Girensnitz-Kalk” (BOLLIGER, 2015: 344–345, Tab. 2).

Albian scleractinian corals of western Austria and eastern Switzerland

Among the corals examined, fifteen species belonging to eleven genera from seven families were determined (Tab. 1). However, considering that over 30 % of coral fragments could not be taxonomically identified due to insufficient preservation but seemed to differ from the determined taxa (based on corallite integration and other skeletal elements), it is suggested that the actual taxonomic diversity of the Albian fauna is much higher. Noteworthy is the presence of patellate solitary forms, none of which, however, was preserved sufficiently enough to carry out a taxonomic determination.

The coral fauna of the Garschella Formation presented in the current work nearly evenly consists of solitary (eight species belonging to six genera) and colonial species (seven species belonging to five genera). In addition to the unidentified solitary patellate corals, the Garschella fauna is represented by cupulate (*Podoseris elongata*, *P. sp.*, *P. mammilliformis*, and *Stephanophyllia plattenwaldensis* n. sp.) and conical forms (*Caryophyllia konincki*, *Stylocyathus* cf. *dentalinus*, *Trochocyathus antsiranensis*, and *Bathycyathus laevigatus*). With regard to the colonial corals, with the exception of one thamnasterioid (-submeandroid) species (*Fungiastraea cotteaui*), only branching forms were found (*Calamophylliopsis compressa*, *C. cf. cervina*, *Cladocora* cf. *brevis*, *Synhelia gibbosa*, *Enallhelia* cf. *tubulosa*, *Enallhelia* sp.).

The Garschella corals show affinities to corals that have only been reported from the Cretaceous period with the exception of three species (*Calamophylliopsis* cf. *cervina*, *Enallhelia* cf. *tubulosa*: both already occurred in the Upper Jurassic; and *Caryophyllia konincki*: has its latest occurrence in the Paleocene) (Tab. 2). Furthermore, 40 % (six out of the 15 species) of the Garschella corals were formerly known from strata younger than the Albian: *Cladocora* cf. *brevis*, *Synhelia gibbosa*, *Caryophyllia konincki*, *Stylocyathus* cf. *dentalinus*, *Trochocyathus antsiranensis*, and *Bathycyathus laevigatus*.

The scleractinian corals of the Albian sediments of the Garschella Formation were collected from the following localities:

Western Austria (State of Vorarlberg) (Text-Fig. 1):

Bezau: located about 15 km southeast of Dornbirn.

Güttele-Beckenmann: located in the outskirts of Dornbirn, about 4 km southeast of the city center of Dornbirn.

Hohenems: located about 5 km southwest of Dornbirn.

Kraftwerk Ebensand: located in the outskirts of Dornbirn, about 2.5 km southeast of the city center of Dornbirn.

Plattenwald: located in the outskirts of Klaus, about 0.4 km northwest of the city center of Klaus (= located about 20 km southwest of Dornbirn).

Sattelberg: located in the outskirts of Klaus, about 0.3 km west of the city center of Klaus (= located about 20 km southwest of Dornbirn).

Schuttannen: located in the outskirts of Hohenems, about 2 km east of the city center of Hohenems.

Strahlkopf: mountain peak in the Hohenems area, located about 3 km northeast of the city center of Hohenems.

Weißenthalpe: located in the outskirts of Dornbirn, about 6 km southeast of the city center of Dornbirn and about 10 km northeast of the city center of Hohenems.

Eastern Switzerland (Canton of Appenzell) (Text-Fig. 1):

Girensplitz: mountain peak at the northern flank of Säntis (see there).

Säntis (= mountain of the Appenzell Alps; Canton of Appenzell [-Innerrhoden]): located about 18 km south of St. Gallen.

Systematic Paleontology

Order Scleractinia BOURNE, 1900

Suborder Faviina VAUGHAN & WELLS, 1943

(= *Astraeoina* ALLOITEAU, 1952a;

= *Meandriina* ALLOITEAU, 1952a)

Family Dermosmiliidae KOBY, 1887

(= *Felixaraeidae* M. BEAUVAIS, 1982)

Genus *Calamophylliopsis* ALLOITEAU, 1952a

Type species: *Calamophyllia flabellata* DE FROMENTEL, 1861, Upper Jurassic (Oxfordian) of France.

Diagnosis: Colonial, phaceloid to dendroid. Budding intracalicular-polystomodaeal. Extracalicular appearance in places due to early detachment of new corallites. Centers permanently monocentric. Costosepta compact, subcompact, or irregularly perforated. Columella trabecular, often papillose. Synapticulae sparse, more frequently occurring

near the wall. Endothecal dissepiments often well developed, subtabulate. Small perithecal dissepiments may be present between epitheca *s.l.* and septotheca. Wall septothecal, septoparathecal, and synapticulothecal, tending to be solid secondarily and thickened. Epithecal *s.l.* developments present or absent.

Calamophylliopsis compressa (D'ORBIGNY, 1850)

Pl. 1, Fig. A

*1850 *Calamophyllia compressa*, D'ORB., 1849; D'ORBIGNY: 91 (vol. 2).

1857 *Calamophyllia compressa*; DE FROMENTEL: 25, Pl. 2, Fig. 5.

1873 *Calamophyllia compressa*; DE FROMENTEL 398, Pl. 75, Fig. 1.

1897 *Calamophyllia compressa*, D'ORBIGNY; KOBY: 39, Pl. 9, Figs. 2–4.

1966 *Calamophyllia compressa*, D'ORB.; KUZMICHEVA: 60.

1979 *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY, 1850); SIKHARULIDZE: 32–33, Pl. 20, Figs. 1a–b.

v1993 *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY, 1850); BARON-SZABO: 164, Pl. 6, Fig. 4.

1997 *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY, 1850); BUGROVA: 33, Pl. 9, Figs. 2a–b.

v2014 *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY, 1850); BARON-SZABO: 37, Text–Fig. 8.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 7 mm; number of septa: 60.

Description: Colony fragment. Costosepta are developed in five incomplete cycles, subequal in thickness, and regularly alternate in length. About 15 septa reach corallite center. Axial edges of septa fuse with small columella.

Distribution: Valanginian of Ukraine, lower Hauterivian of France (Yonne), Hauterivian of Turkmenistan, Aptian of Switzerland, Aptian–lower Albian of northern Spain, Albian of Georgia (in Caucasus) and western Austria (Garschella Formation).

Material: VNS–P.24701 (Plattenwald).

Remarks: According to DE FROMENTEL (1857, 1873), the species *C. compressa* is characterized by corallite diameters of 5–7 mm and septa mainly numbering between 60 and 70 in monocentric corallites.

Calamophylliopsis cf. cervina (ÉTALLON, 1864)

Pl. 1, Figs. B–C

*1864 *Rhabdophyllia cervina* ÉTALLON in THURMANN & ÉTALLON: 380, Pl. 54, Fig. 1.

v1997 *Calamophylliopsis cervina* (ÉTALLON) 1864; TURNŠEK: 26, Figs. 28A–D (older synonyms cited therein).

2012 *Calamophylliopsis cervina* (ÉTALLON, 1860); MORYCOWA: 22, Fig. 14B.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 5–8 (to around 10) mm; in areas of intense budding, the corallite diameter is around 4 mm; number of septa: 44 to around 50.

Description: Fragments of a branching colony. Costosepta are developed in four complete or incomplete cycles in six systems, alternating in length and thickness. About six septa reach corallite center. Axial edges of septa fuse with small columella.

Distribution: Oxfordian of France and Switzerland, upper Oxfordian–lower Kimmeridgian of Portugal, upper Oxfordian–Kimmeridgian of Slovenia, upper Oxfordian–Tithonian of Poland, lower Tithonian of Germany, upper Oxfordian–Tithonian of Poland, upper Tithonian of the Czech Republic (Štramberk), lower Aptian–lower Cenomanian (possibly from the upper Albian of “Girensnitz-Kalk”) of eastern Switzerland (Garschella Formation, this paper).

Material: NMSG–SB–CE3a–1, –2 (BOLLIGER coll.) (“Girensnitz-Kalk”) Girensnitz, Sântis; PIMUZ–32195 (FURRER coll.) (Girensnitz area, Sântis).

Remarks: Because only fragments in oblique view are available, the exact corallite diameter cannot be determined. The material corresponds to specimens described from the upper Oxfordian–Kimmeridgian of Slovenia (TURNŠEK, 1997) and from the Tithonian of Poland (MORYCOWA, 2012).

Family Merulinidae VERRILL, 1865

Genus *Cladocora* EHRENBERG, 1834

Type species: *Madrepora caespitosa* LINNÉ, 1767 (= *Caryophyllia caespitosa* [LAMARCK, 1816]), Recent, Mediterranean Sea.

Diagnosis: Colonial, variably branching, phaceloid-dendroid to subflabelloid, fasciculate, submassive. Budding mainly extracalicular but also intracalicular (polystomodaean). Costosepta compact, variably granulated laterally, dentate marginally. Paliform swellings, that are often elongate in shape, can be present in front of S1 and S2. Axial structure is a variably formed columella or, more often, a pseudocolumella formed by trabecular extensions of axial septal ends, irregularly parietal, spongy to papillose, sublamellar deeper in corallum. Wall septothecal and septoparathecal. Endothecal dissepiments thin, vesicular to subtabulate in corallite center, large vesicular in peripheral area. Epithelial *s.l.* wall often thin or absent.

***Cladocora cf. brevis* SEGUENZA, 1882**

Pl. 1, Fig. D

*1882 *Cladocora brevis* n. sp.; SEGUENZA: 197, Pl. 20, Fig. 13.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 2.5–4 mm; number of septa: 24 to around 40.

Description: Fragments of a branching colony. Corallites circular to slightly elliptical in outline. Costosepta are developed in 3–4 cycles in six systems, alternating in length and thickness. Paliform structures irregularly present in

front of S1 and S2. Columella probably a pseudocolumella formed by trabecular extensions of axial septal ends.

Distribution: Upper Albian (“Girensnitz-Kalk”) at Girensnitz) of eastern Switzerland, Cenomanian of Italy (Palermo).

Material: NMSG–SB–CE3b1a, –b (BOLLIGER coll.) (“Girensnitz-Kalk”) Girensnitz, Sântis).

Remarks: According to SEGUENZA (1882: 197), the species *C. brevis* is characterized by corallite diameters generally ranging between 2–4 mm and “3 complete cycles of septa”. SEGUENZA, however, did not provide any information regarding the type of systems in which the cycles are supposed to be developed. If it is assumed that SEGUENZA was referring to the very commonly found septal development in six systems, the species *C. brevis* would be characterized by 24 septa.

Suborder Fungiina VERRILL, 1865

Family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943

(= Astraraeidae M. BEAUVAIS, 1982)

Genus *Podoseris* DUNCAN, 1869,

emend. BARON-SZABO, 2013

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

Diagnosis: Solitary or colonial. Solitary forms cupulate, or tympanoid to cylindrical with a corallite diameter to around 15 mm (in specimens corresponding to the species *mammilliformis*). Colonial forms arranged in reptoid (as in, e.g. *Rhizangia*) or subplocoid-subfasciculate, sometimes encrusting clumps (as in, e.g. *Brachyphyllia*), connected by a lamellar coenosteum that appears unstructured and dense, or ?vesicular. Solitary stage probably with a corallite height to 5 mm (in the specimens from the type locality), or, as a result of re-juvenation of the solitary stage, much higher (at least up to 40 mm). Budding intracalicular-marginal and extracalicular. Costosepta generally compact with a small number of mainly axially occurring pores. Anastomosis present. Septal thickness ranges between 65 and around 600 µm. Septal flanks covered with granules varying in size and shape (e.g. rounded, pointed, flat, long and hook-like); lateral ornamentations (conical to hook-like) and distal ones (rather regular teeth) are similar to the kinds seen in the genus *Haplaraea*. Endothecal dissepiments vesicular, thin, irregularly disposed. Columella parietal. Synapticulae present. Wall parasynapticulothecal, porous. Septothecal thickenings present or absent.

***Podoseris elongata* DUNCAN, 1869**

Pl. 1, Figs. F, M–P

v*1869 *Podoseris elongata*, DUNCAN: 26, Pl. 9, Figs. 16–17.

v1885 *Rhizangia elongata*, DUNC. sp.; TOMES: 550, Pl. 14, Figs. 10–11.

- v1889 *Podoseris elongata*, DUNCAN: 26, Pl. 5, Figs. 14–16.
 v1889 *Podoseris jessoni*, sp. nov.; DUNCAN: 27, Pl. 5, Figs. 5–6.
 v1934 *Turbinolide*; HEIM et al.: 203, 205, 209, 221.
 v2013 *Podoseris elongata* DUNCAN, 1869; BARON-SZABO: 99, Pl. 1, Fig. 6, Pl. 2, Fig. 2.
 v2014 *Podoseris elongata* DUNCAN, 1869; BARON-SZABO: 57, Pl. 63, Figs. 1–2.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallites: up to 12 mm; number of septa: 40–48+s5.

Description: Steinkerns of cupolate coralla, generally circular in outline. In coralla of around 12 mm in diameter, septa arranged in four complete and some of the beginning 5th cycle in six irregular systems (in a corallite with a diameter of 9 mm, usually 50–60 septa are present).

Distribution: Middle to upper Albian of England, Albian (Garschella Formation) of western Austria.

Material: VNS–P.5297; –P.5313; –P.13506; –P.13507; –P.13603; –P.13607; –P.14532; –P.14533; –P.14534; –P.14536; –P.17298 (Bezau at Bregenz Forest); –P.9775; –P.12604; –P.12606; –P.12607; –P.12608; –P.12609; –P.12612; –P.12616 (Kraftwerk Ebensand); –P.9741 (Strahlkopf); –P.9706 (Gütle-Beckenmann); –P.24351 (Sattelberg); –P.23777; –P.24580; –P.24775 (Plattenwald); –P.16270; –P.16276; –P.16293 (Schuttannen).

Remarks: Recent studies carried out on type and original material of *P. elongata* by BARON-SZABO (2013: 99) showed that in corallites with diameters of up to 13 mm, there are septa arranged in four complete and some of the beginning 5th cycle in six irregular systems (= in a corallite with a diameter of 9 mm, usually 50–60 septa are present; in corallites ranging between 11.5 and 13 mm in diameter there are around 80 septa in six irregular systems).

Podoseris mammiliformis DUNCAN, 1869

Pl. 1, Figs. E, L

- v*1869 *Podoseris mammiliformis*, DUNCAN: 25, Pl. 9, Figs. 2–15.
 v1885 *Rhizangia mammiliformis*, DUNC. sp.; TOMES: 550, Pl. 14, Figs. 7–9.
 1889 *Podoseris affinis*, sp. nov.; DUNCAN: 26, Pl. 5, Figs. 1–2 [topotypes studied].
 v1889 *Podoseris anomala*, sp. nov.; DUNCAN: 27, Pl. 5, Figs. 3–4.
 1889 *Podoseris brevis*, sp. nov.; DUNCAN: 28, Pl. 5, Figs. 7–8 [topotypes studied].
 v1889 *Podoseris mammiliformis*, DUNC.; DUNCAN: 28–31, Pl. 5, Fig. 9.
 1889 *Podoseris dubia* sp. nov.; DUNCAN: 28, Pl. 5, Figs. 12–13 [topotypes studied].
 v1934 *Turbinolide*; HEIM et al.: 221.
 v2002 *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869; BARON-SZABO: 105, Pl. 73, Fig. 4.
 v2012 *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869; LÖSER: 8, Pl. 1, Figs. 1–6.

- v2013 *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869; BARON-SZABO: 99, Pl. 1, Figs. 5, 7–8, Pl. 2, Figs. 1, 3–6.
 v2015 “Einzelkoralle”; BOLLIGER: 347, Fig. 13.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallites: 5.5–8 mm; height of corallites: 2–7 mm; number of septa: 40–96+s6.

Description: Steinkerns of cupolate coralla, generally circular in outline. In coralla of around 6 mm in diameter, septa arranged in four complete cycles in six irregular systems (= 48 septa).

Distribution: Middle to Upper Albian of England, Albian (Garschella Formation) of western Austria, upper Albian of eastern Switzerland (“Girensnitz-Kalk”), Campanian–Maastrichtian of eastern Switzerland (Schörgisknorren [“Schörgisknorren-Bank”] at Oberriet [referring to specimen NMSG–7B.34.33, KÜRSTEINER coll.]; this paper).

Material: VNS–P.5300 (Weißenfluhalpe); –P.13604; –P.13606; –P.17299 (Bezau at Bregenz Forest); –P.10296; –P.10298; –P.23852; –P.23939 (Plattenwald); –P.12605; –P.12611 (Kraftwerk Ebensand); –P.24442; –P.24830 (Sattelberg); –P.14413 (Hohenems); NMSG–SB-DIV9 (BOLLIGER coll.) (Sântis).

Remarks: Recent studies carried out on type and original material of *P. mammiliformis* by BARON-SZABO (2013: 99) showed that in corallites with diameters of 5–7 mm, there are usually four complete cycles of septa in six irregular systems (= 48 septa); in corallites with diameters of around 10 mm, there are around 80 septa; and in corallites that have a diameter of 12 mm and larger, there are at least five complete cycles of septa in six irregular systems (96 or 96+s6 septa). In some specimens, however, five complete cycles in six systems are already developed in a corallite diameter of around 8 mm. In such cases the number of septa does not or only very little increase any further even though the corallite diameter can increase.

Podoseris sp.

Pl. 1, Figs. G–H

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: around 19 mm; number of septa: around 60.

Description: Steinkern of cupolate solitary coral. Septa long, thin, and straight, subequal in thickness. They are developed in 4–5 size orders.

Distribution: Albian (Garschella Formation; this paper) of western Austria.

Material: VNS–P.24350 (Sattelberg).

Remarks: Because the material from western Austria is preserved as an incomplete “steinkern”, the total range of the dimensions of its skeletal elements cannot be identified. However, based on the fact that the number of septa of around 60 occurring in a rather large corallite of at least 19 mm differs from the known species of the genus *Podoseris*, the current specimen might belong to a new species.

Family Siderastreidae VAUGHAN & WELLS, 1943

Genus *Synhelia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1849

Type species: *Lithodendron gibbosum*: MÜNSTER, in GOLDFUSS, 1829, Cenomanian of Germany (Bochum, North Rhine-Westphalia).

Diagnosis: Colonial, dendroid. Budding extracalicular. Corallites circular, elliptical, or polygonal in outline, slightly projecting. Peritheca granulated on the upper surface. Costosepta compact, confluent or subconfluent. Columella styliform, slightly compressed, or made of a small number of fused papillae. Endothecal dissepiments thin, sparse. Synapticulae present. Wall parasynapticulothecal.

Synhelia gibbosa (MÜNSTER, in GOLDFUSS, 1829)

Pl. 1, Figs. I–K

- v*1829 *Lithodendron gibbosum*; MÜNSTER, in GOLDFUSS: 106, Pl. 27, Fig. 9.
- 1850 *Synhelia Sharpeana*; MILNE EDWARDS & HAIME: 53, Pl. 9, Figs. 3–3a.
- v1887 *Synhelia gibbosa* GOLDF. sp.; POČTA: 50, Pl. 2, Fig. 12, Text-Fig. 27.
- 1987 *Synhelia sharpeana* EDWARDS & HAIME, 1851; KUZMICHÉVA: 93, Pl. 10, Fig. 1.
- v1992 *Synhelia gibbosa* (GOLDFUSS 1829); ELIÁŠOVÁ: 409–410, Pl. 8, Figs. 1–5.
- v1994 *Synhelia gibbosa* (GOLDFUSS 1829); LÖSER: 62–64, Pl. 9, Fig. 1, Text-Fig. 50 (older synonyms cited therein).
- v1997 *Synhelia gibbosa* (GOLDFUSS 1827); ELIÁŠOVÁ: 248ff., Text-Figs. 10.
- v2002 *Synhelia gibbosa* (GOLDFUSS 1829); BARON-SZABO: 133, Pl. 93, Figs. 3–4.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallites (including wall): 4.5–6.5 mm, (lumen) 3.5–5.5 mm; distance of corallite centers: 5–6.5 mm; number of septa: 20 up to around 30.

Description: Dendroid colony. Corallites are circular to polygonal in outline. Costosepta developed in 3–4 size orders in unclear symmetry.

Distribution: Albian of western Austria (this paper), Upper Albian of eastern Switzerland (“Girensnitz-Kalk”; this paper), Cenomanian–Turonian of the Czech Republic and Germany, Turonian of England (Dover, Kent) and Ukraine.

Material: VNS–P.24576 (Plattenwald); NMSG–SB–DIV 1 (BOLLIGER coll.) (Sântis).

Genus *Enallhelia* D’ORBIGNY, 1849

Type species: *Lithodendron compressum* MÜNSTER, in GOLDFUSS, 1829, Upper Jurassic of southern Germany (Heidenheim area).

Diagnosis: Colonial, dendroid. Budding extracalicular-sympodial, lateral and more or less regularly alternating, branches covered by granulation of trabecular peritheca. Corallites cylindrical. Costosepta compact, with smooth distal edges. Axial edges of septa have auriculae. Lateral flanks of septa have acute granules. Pali and synapticulae absent. Columella styliform. Wall probably paraseptothecal. Peritheca well developed or not.

Enallhelia cf. *tubulosa* BECKER, 1875

Pl. 2, Fig. A

- v*1875 *Enallhelia tubulosa* BECKER; BECKER: 132–133, Pl. 36, Figs. 1a–c.
- 1904 *Enallohelia tubulosa*, BECKER; KOPY: 2–3, Pl. 1, Figs. 2–2a.
- v1991 *Enallhelia tubulosa* BECKER, 1875; LAUXMANN: 131–132, Pl. 3, Fig. 2 (older synonyms cited therein).
- 1995 *Enallhelia* cf. *tubulosa* BECKER, 1875; NOSE: 119, Fig. 86.
- 2012 *Enallhelia tubulosa* BECKER, 1875; MORYCOWA: 10–11, Figs. 3E–F.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 2–3 mm; number of septa: 16+; width of branch: 4.5–7 mm.

Description: Dendroid-sympodial corallum, some parts of which are preserved as ‘steinkern’ while others are present as moulds. In some corallites that are preserved as ‘steinkern’, structures of a styliform columella can be seen. Septa appear to be arranged in 2–3 cycles in eight systems.

Distribution: Kimmeridgian of Portugal, lower Tithonian of Germany, Tithonian of Poland, upper Tithonian of the Czech Republic (Štramperk), upper Hauterivian–lower Barremian (Tierwis Formation, Altmann Member) of eastern Switzerland (Alpstein, Appenzell Alps, NMSG–AS–O–0009 [TSCHANZ coll.]; this paper), Albian of western Austria (this paper).

Material: VNS–P.25401 (Bezau at Bregenz Forest).

Enallhelia sp.

Description: Fragments and steinkerns showing dendroid-sympodial coralla, typical of the genus *Enallhelia*. Corallite diameters ranging between 3.5–4 mm; number of septa: 16 to around 20; width of branch: 4.5 to around 6 mm. Because of the insufficient preservation of the material, a specific determination cannot be made.

Distribution: Albian of western Austria (this paper).

Material: VNS–P.6686 (?and –P.24583) (Plattenwald).

Family Micrabaciidae VAUGHAN, 1905

Genus *Stephanophyllia* MICHELIN, 1841

Type species: *Fungia elegans* BRONN, 1838, Miocene of Italy (MILNE EDWARDS & HAIME, 1849).

Diagnosis: Solitary, cupolate with flat base. Corallum porous but sturdy. Costae have two rows of aligned granules; granules equal to or thicker than intercostal spaces. Septa of all cycles fuse with nearest ones of former cycle. Septa lamellar and perforate only near base. Marginal shelf narrow, developed regularly or irregularly, absent in some places. Synapticulae present. Pali absent. Columella solid and compact, lamellar or lenticular. Wall probably a marginotheca.

Stephanophyllia plattenwaldensis n. sp.

Pl. 2, Figs. B–C, F

v1986 *Trachocyathus* sp.; FÖLLMI: 372.

Holotypus: VNS–P.24623, designated here.

Derivatio nominis: Refers to the location from which the material was collected (Plattenwald, Vorarlberg, Austria).

Locus typicus: Plattenwald, Vorarlberg, Austria.

Stratum typicum: Garschella Formation, Plattenwald Bed, Albian.

Diagnosis: *Stephanophyllia* having 96 septa, half of which (48) occur in the central part of the corallum. Corallite diameter ranging between 13–18 mm, corallite height up to around 8 mm.

Description: Cupolate corallum, partially in “steinkern” preservation, irregularly circular to subpolygonal in outline. Marginal shelf narrow (usually less than 2 mm wide) occurs irregularly, absent in places. In peripheral areas, septa irregularly alternate in thickness (often ranging between 300–650 µm). Toward corallite center they become nearly equal in thickness and much thinner (generally ranging between 150–300 µm). About 20 septa reach axial part of corallite where their axial ends fuse with lamellar segments of the columella.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of (complete?) corallite: 18 mm; height of corallum: 8 mm; number of septa: 96.

Comparison: In having a corallite diameter of 18 mm and 96 septa, the new species differs from both *S. indica* DUNCAN, 1880, which has only around half the number of septa (48 [?+s5]) in corallites ranging from 15–18 mm, and from *S. lanquinei* ALLOITEAU, 1936, which has 96 septa in a corallite of up to 11 mm in diameter. In both of the latter species, the number of septa occurring in the central part of the corallite is significantly less than half of the number occurring in the peripheral area of the corallum (around 12 septa in *S. indica* and around 30 in *S. lanquinei*).

Material: VNS–P.24623 (Plattenwald) (holotype); additional specimen (paratype): PIMUZ–32194 (FÖLLMI coll.) (Luitere Bed, Brisi Member, Feldkirch, Vorarlberg, Austria; see Text-Figs. 1 and 2).

Distribution: Upper Aptian (Garschella Formation at Ill Gorge, Margarethenkapf, Feldkirch) to Albian (Plattenwald Bed, Garschella Formation) of western Austria.

Remarks: From the upper Aptian of the Garschella Formation in the Feldkirch area (Ill Gorge at Margarethenkapf, Vorarlberg, Austria), an additional specimen (paratype) having a diameter of around 13 mm was collected that closely corresponds to the holotype of *S. plattenwaldensis* in having both the same corallite shape and septal developments.

Suborder Caryophylliina VAUGHAN & WELLS, 1943 Family Caryophylliidae DANA, 1846

Genus *Caryophyllia* LAMARCK, 1801

Type species: *Madrepora cyathus* ELLIS & SOLANDER, 1786, Recent, Mediterranean Sea.

Diagnosis: Solitary, turbinate or cylindrical, fixed or free. Costosepta laminar, compact. Septal margins smooth or nearly smooth. Pali opposite third cycle of septa or before 2nd group of septa where hexamer symmetry is lost. Columella formed by twisted trabecular segments. Endothecal dissepiments few in number or absent. Wall septothecal.

Caryophyllia konincki (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)

Pl. 2, Fig. 1

v*1848 *Cyathina Koninckii*; MILNE EDWARDS & HAIME: 290.

v1850 *Cyathina cylindrica*; MILNE EDWARDS & HAIME: 45.

v1850 *Cyathina Bredae*; MILNE EDWARDS & HAIME: 46.

1850 *Cyathina Debeyana*; MILNE EDWARDS & HAIME: 46.

v1863 *Caryophyllia decemplex*; DE FROMENTEL: 168, Pl. 21, Figs. 2–2b.

1873 *Caryophyllia arcotensis* STOLICZKA: 7, Pl. 1, Figs. 1–10 (non FORBES, 1846).

1880 *Caryophyllia compressa*, Duncan; DUNCAN: 17, Pl. 1, Figs. 1–4.

1880 *Caryophyllia Indica*, Duncan; DUNCAN: 17, Pl. 1, Figs. 5–7.

1880 *Caryophyllia Feddeni*, Duncan; DUNCAN: 18, Pl. 1, Figs. 8–10.

v1933 *Caryophyllia stephensoni* n. sp.; WELLS: 124, Pl. 12, Figs. 6–7, Pl. 14, Figs. 15–18.

v1933 *Caryophyllia mississippiensis* n. sp.; WELLS: 126, Pl. 14, Figs. 19–20.

1952b *Cylindrocycathus popenguinensis* nov. sp.; ALLOITEAU: 11, Pl. 1, Figs. 3–4.

1955 *Caryophyllia kongieli* n. sp.; ROZKOWSKA: 251, Pl. 1, Figs. 1–2, Pl. 2, Fig. 4, Text-Figs. 7–8.

1970 *Caryophyllia aegyptiaca* sp. nov.; HASSAN & SALAMA: 82, Pl. 2, Figs. 1a–c.

1970 *Caryophyllia phanerocosta* sp. nov.; HASSAN & SALAMA: 83, Pl. 3, Figs. 3a–b, Text-Fig. 6.

- 1970 *Caryophyllia quadragenaria* var. *vigentipali* var. nov.; HASSAN & SALAMA: 84, Pl. 2, Figs. 4a–b.
- 1970 *Asterosmilia decapali* sp. nov.; HASSAN & SALAMA: 89, Pl. 3, Figs. 5a–c.
- 1972 *Caryophyllia andreasi* sp. n.; FLORIS: 40, Pl. 2, Figs. 1A–5.
- 1975 *Caryophyllia matesovae* sp. nov.; KUZMICHEVA: 23, Pl. 2, Figs. 8–9.
- ?1995 *Caryophyllia konincki* (EDWARDS & HAIME, 1847); TCHÉCHMÉDJÉVA: 55, Pl. 10, Fig. 10.
- 1995 *Caryophyllia cylindrica* (EDWARDS & HAIME, 1850); TCHÉCHMÉDJÉVA: 56, Pl. 11, Fig. 7, Pl. 12, Fig. 1.
- 1995 *Caryophyllia debeyana* (EDWARDS & HAIME, 1850); TCHÉCHMÉDJÉVA: 57, Pl. 12, Figs. 2–3.
- 1995 *Caryophyllia bredae* (EDWARDS & HAIME, 1850); TCHÉCHMÉDJÉVA: 57, Pl. 12, Fig. 4.
- 1996 *Caryophyllia jasmundi* WANNER, 1902; SCHUSTER: 80.
- v2002 *Caryophyllia decemplex* FROMENTEL, 1863; BARON-SZABO: 157, Pl. 117, Figs. 4, 7.
- v2002 *Caryophyllia stephensoni* WELLS, 1933; BARON-SZABO: 157, Pl. 117, Figs. 5–6.
- 2005 *Caryophyllia danica*; BERNECKER & WEIDLICH: 16ff., Fig. 7A, Figs. 7 (2–3).
- v2008 *Caryophyllia konincki* (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848); BARON-SZABO: 48–51, Text-Figs. 2A–I (older synonyms cited therein).

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 5 mm; height of corallum: about 3 mm; number of septa: 24+s6.

Description: Solitary corallum, nearly circular in outline. Costosepta are developed in four incomplete cycles in six systems.

Distribution: Upper Albian of eastern Switzerland (“Girenspitz-Kalk”; this paper), Senonian of England (Northfleet), Upper Campanian of Bulgaria and Germany, Maastrichtian of Belgium (Ciply), the Netherlands, Libya (Sofeggin), India (Arrialoor Group), ?Germany, and Senegal, Upper Maastrichtian of the USA (Navarro Formation, Mustang River, Texas), Campanian–Maastrichtian (Ladakh) and Danian of Pakistan (Laki Range, Sind), Paleocene of Egypt and Ukraine, Danian of Denmark (Greenland and Faxe [formerly Fakse]), Upper Danian of Poland and Turkmenistan.

Material: NMSG–SB-DIV 7h (BOLLIGER coll.) (Säntis).

Remarks: For extensive discussion on the species *C. konincki* including ontogenetical features see BARON-SZABO (2008: 48–51).

Genus *Stylocyathus* D’ORBIGNY, 1850

Type species: *Stylocyathus dentalinus* D’ORBIGNY, 1850, Cenomanian of France (Le Mans, Sarthe).

Diagnosis: Solitary corallum, turbinate or ceratoid-subtrichoid, fixed or free. Costosepta compact. Pali in one irregular crown opposite first two cycles. Columella trabecular, substyliform to lamellar, or formed by a small number

of twisted to sublamellar laths. Endothecal dissepiments sparse. Wall septothecal.

Stylocyathus cf. *dentalinus* D’ORBIGNY, 1850

Pl. 2, Figs. K–L

- v*1850 *Stylocyathus dentalinus* D’ORB., 1849; D’ORBIGNY: 181 (vol. 2).
- 1862 *Stylocyathus dentalinus*; DE FROMENTEL: Pl. 5, Figs. 3–3a.
- 1863 *Stylocyathus dentalinus*; DE FROMENTEL: 188.
- 1881 *Stylocyathus dentalinus*; QUENSTEDT: 930–931, Pl. 179, Figs. 43, 43X.
- v2002 *Stylocyathus dentalinus* D’ORBIGNY, 1850; BARON-SZABO: 160, Text-Fig. 59.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallites: 4–6.5 mm; height of corallum: up to around 5 mm; number of septa: 40–50.

Description: Solitary, turbinate, elliptical in outline. Costosepta developed in 4–5 irregular size orders. Columella made of a small number of sublamellar segments.

Distribution: Upper Albian of eastern Switzerland (“Girenspitz-Kalk”; this paper), Cenomanian of France (Le Mans, Sarthe).

Material: NMSG–SB-DIV 7b, –c; SB-DIV 8 (BOLLIGER coll.) (Säntis).

Remarks: For comparison, a sketch of the cross view of the holotype of *Stylocyathus dentalinus* D’ORBIGNY (Natural History Museum, Paris [MNHN], Mo3643) is provided on Plate 2, Figure J.

Genus *Trochocyathus* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848

Type species: *Turbinolia mitrata* GOLDFUSS, 1826, Campanian of Germany (Aachen, Zevenwegen beds) (see MILNE EDWARDS & HAIME, 1848).

Diagnosis: Solitary, variably conical, often turbinate to ceratoid, or discoidal, fixed or free. Costosepta compact, finely granulated laterally. Pali or paliform lobes in two crowns opposite all but last cycle. Columella fascicular or spongy. Wall septothecal. Endothecal dissepiments vesicular. Epithecal s.l. wall present or absent.

Trochocyathus antsiranensis COLLIGNON, 1931

Pl. 2, Fig. G

- v*1931 *Trochocyathus Antsiranensis* nov. sp.; COLLIGNON: 52, Pl. 1, Figs. 16–19.
- v1958 *Trochocyathus antsiranensis* COLLIGNON; ALLOITEAU: 153.
- v2002 *Trochocyathus antsiranensis* COLLIGNON, 1931; BARON-SZABO: 158, Pl. 118, Figs. 7–8.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 7.5–8.5 mm; number of septa: 40–48.

Description: Solitary corallum, circular in outline. Costosepta developed in four size orders irregularly alternating in length and thickness.

Distribution: Albian of western Austria (this paper), Cenomanian of Madagascar.

Material: VNS–P.10476 (Plattenwald); –P.17297 (Bezau at Bregenz Forest).

Remarks: Regarding both the dimensions of skeletal elements and axial structure developments, the material from the Garschella Formation very closely corresponds to the type material of the Madagascan species.

Genus *Bathycyathus* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848

Type species: *Bathycyathus chilensis* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848, Recent, Pacific Ocean (off the coast of Chile).

Diagnosis: Solitary, turbinate or variably conical, fixed or free. Often circular in outline in juvenile stages, becoming compressed in later ontogenetical stages. Costosepta laminar, compact. Septal margins smooth or nearly smooth. Pali not distinct from columellar laths. Columella formed by twisted trabecular segments. Endothecal dissepiments few in number. Wall septothecal, septoparathecal when not properly thickened.

Bathycyathus laevigatus (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)

Pl. 2, Figs. D–E

- *1848 *Cyathina laevigata*; MILNE EDWARDS & HAIME: 290.
1850 *Cyathina laevigata*; MILNE EDWARDS & HAIME: 44–45, Pl. 9, Figs. 1–1d.
1987 *Bathycyathus laevigatus* EDWARDS & HAIME, 1850; KUZMICHIEVA: 120–121, Pl. 19, Fig. 8, Pl. 20, Figs. 1a–2, Text-Fig. 23A.
2002 *Bathycyathus laevigata* (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848); BARON-SZABO: 158.

Dimensions of skeletal elements: Diameter of corallite: 8 mm; number of septa: 42.

Description: Mould of a solitary corallum, circular in outline. Costosepta are developed in four incomplete cycles in six systems. S1–S3 are nearly equal in length, slightly alternating in thickness. S4 are much thinner and shorter, about half the length of septa of first three cycles. Columella large, occupying around a third of the corallum.

Distribution: Albian of western Austria (this paper), Turonian of Ukraine, Senonian of England (Wiltshire).

Material: VNS–P.23942 (Plattenwald).

Suborder *Microsolenina* MORYCOWA & RONIOWICZ, 1995

Family *Latomeandridae* ALLOITEAU, 1952a

Genus *Fungiastraea* ALLOITEAU, 1952a

Type species: *Fungiastraea laganum* ALLOITEAU, 1952a, Upper Turonian of France (Uchaux, Vaucluse).

Diagnosis: Colonial, massive, thamnasterioid to submeandroid. Budding intracalicular, occasionally extracalicular. Calicinal centers distinct. Septa compact to subcompact, confluent, moderately granulated and pennulated laterally. Columella spongy. Pali absent. Synapticulae present. Endothecal dissepiments thin, vesicular to subtabulate. Generally no wall between corallites.

Fungiastraea cotteai (DE FROMENTEL, 1857)

Pl. 2, Fig. H

- *1857 *Thamnastraea Cotteai*; DE FROMENTEL: 60, Pl. 9, Fig. 2.
1886 *Thamnastraea Cotteai*; DE FROMENTEL: 599, Pl. 176, Figs. 1–1b.
1961 *Thamnasteria cotteai* FROMENTEL; BENDUKIDZE: Pl. 3, Figs. 1a–b, Pl. 6, Fig. 1.
1981 *Thamnasteria cotteai* FROMENTEL 1857; TURNŠEK & MIHAJLOVIĆ: 35, Pl. 39, Figs. 1–2.
non1994 *Thamnasteria cotteai* DE FROMENTEL; LIAO & XIA: 127, Pl. 32, Figs. 6–7.
1998 *Fungiastraea* cf. *cotteai* (FROMENTEL, 1857); LÖSER: 180.
v2014 *Fungiastraea cotteai* (DE FROMENTEL, 1857); BARON-SZABO: 70, Pl. 76, Figs. 8–9.

Dimensions of skeletal elements: Distance of corallite centers: 6–10 mm, in areas of intense budding as low as 5 mm; number of septa (monocentric corallites): 16–20.

Description: Mould of a thamnasterioid to submeandroid colony. Septa are thin, straight to slightly wavy, nearly equal in thickness.

Distribution: Lower Hauterivian of France (Yonne), Hauterivian of Ukraine, lower Aptian of eastern Serbia, Albian of western Austria (this paper), upper Cenomanian of Germany.

Material: VNS–P.21604 (Bezau at Bregenz Forest).

Remarks: According to DE FROMENTEL (1857: 60), the species *F. cotteai* is characterized by a corallite diameter ranging from 8–10 mm and 16–20 septa. However, based on the original illustration of the holotype in DE FROMENTEL (1857: Pl. 9, Fig. 2), the range of corallite diameters seems to be larger than that given by him. If it is assumed that the largest corallite shown in the illustration is 10 mm, the smallest corallites would have to be as small as about 6 mm. In addition, in a few corallites the maximum number of septa appears to be up to 22 and 24?, respectively. Because repeated attempts to track down the type material of DE FROMENTEL'S species in the collections of the Natu-

ral History Museum Paris by the author of the current work failed, the dimensions of skeletal elements of *F. cotteai* are assumed to be as found in the original illustration of the type material (DE FROMENTEL, 1857: Pl. 9, Fig. 2).

In having corallite diameters of mainly 5 mm (full range of corallite diameters of 3–7 mm), the material described from the upper Aptian–Albian of Tibet by LIAO & XIA (1994) differs from the species *cotteai* and is, therefore, excluded.

Acknowledgements

My thanks and gratitude go to DENNIS OPRESKO (Knoxville, Tennessee), DRAGICA TURNŠEK (Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana), and STEVE CAIRNS (Smithsonian Institution, Washington, D.C., USA) for many discussions on coral taxonomy.

Type material and additional study material was made accessible to me by GEORG FRIEBE (“Inatura”, Dornbirn, Austria), HEINZ FURRER (University of Zurich, Switzerland), PETER KÜRSTEINER (Naturmuseum St. Gallen, Switzerland), GÜNTHER SCHWEIGERT (Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, Germany), SYLVAIN CHARBONNIER and CHRISTINE PERRIN (both Museum d’Histoire Naturelle de Paris, France), JILL DARRELL (The Natural History Museum, London, UK), and MARTIN SANDER (formerly University of Bonn, Germany). GEORG FRIEBE (Dornbirn, Austria) provided updates of locality and stratigraphical data.

As a Research Associate of the Smithsonian Institution (SI) Washington, D.C., USA, and an Honorary Researcher at the Research Institute Senckenberg, Frankfurt, Germany, the author would like to express her deep appreciation for the continuing support from these institutions. I am especially grateful for the financial support by both the “Inatura”, Dornbirn, Austria, and the Encyclopedia of Life (EOL).

Plate 1

- Fig. A: *Calamophylliopsis compressa* (D'ORBIGNY, 1850)
VNS-P.24701; upper surface of colony fragment, cross view, partially polished (photograph courtesy GEORG FRIEBE); Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 7 mm.
- Figs. B–C: *Calamophylliopsis* cf. *cervina* (ÉTALLON, 1864)
Fig. B: PIMUZ-32195 (FURRER coll.); cross view of corallite, slightly oblique, polished surface (photograph courtesy HEINZ FURRER); lower Aptian–lower Cenomanian (Garschella Formation at southwestern flank of Girenspez, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 2.5 mm.
Fig. C: NMSG-SB-CE3a-1a (BOLLIGER coll.); cross view of corallite, oblique, polished surface (photograph courtesy THOMAS BOLLIGER); upper Albian (Garschella Formation [“Girenspez-Kalk”] at Girenspez, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 4 mm.
- Fig. D: *Cladocora* cf. *brevis* SEGUENZA, 1882
NMSG-SB-CE3b1a (BOLLIGER coll.); cross view of corallite, polished surface (photograph courtesy THOMAS BOLLIGER); upper Albian (Garschella-Formation [“Girenspez-Kalk”] at Girenspez, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 1 mm.
- Figs. E, L: *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869
Fig. E: VNS-P.23939; “steinkern”, cross view of corallum; Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 2 mm.
Fig. L: VNS-P.24830; “steinkern”, cross view of corallum; Albian (Garschella Formation at Sattelberg, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 2.5 mm.
- Figs. F, M–P: *Podoseris elongata* DUNCAN, 1869
Fig. F: VNS-P.24580; “steinkern”, oblique view of corallum; Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 2.5 mm.
Figs. M–N: VNS-P.12616; Albian (Garschella Formation at Kraftwerk Ebensand, Vorarlberg), western Austria.
Fig. M: “steinkern”, lateral view of corallum; scale bar: 4.5 mm.
Fig. N: “steinkern”, cross view of corallum; scale bar: 4.5 mm.
Figs. O–P: VNS-P.23777; Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria.
Fig. O: “steinkern”, oblique view of corallum; scale bar: 5 mm.
Fig. P: “steinkern”, cross view of corallum; scale bar: 5 mm.
- Figs. G–H: *Podoseris* sp.
VNS-P.24350; Albian (Garschella Formation at Sattelberg, Vorarlberg), western Austria.
Fig. G: “steinkern”, cross view of corallum; scale bar: 5 mm.
Fig. H: contrast inverted image of Figure G.
- Figs. I–K: *Synhelia gibbosa* (MÜNSTER, in GOLDFUSS, 1829)
NMSG-SB-DIV 1 (BOLLIGER coll.); upper Albian (Garschella Formation [“Girenspez-Kalk”] at Girenspez, Säntis), eastern Switzerland.
Fig. I: upper surface of colony, polished; scale bar: 4.5 mm.
Fig. J: close-up of Fig. I; scale bar: 3.5 mm.
Fig. K: close-up of Fig. I; scale bar: 3.5 mm.
-

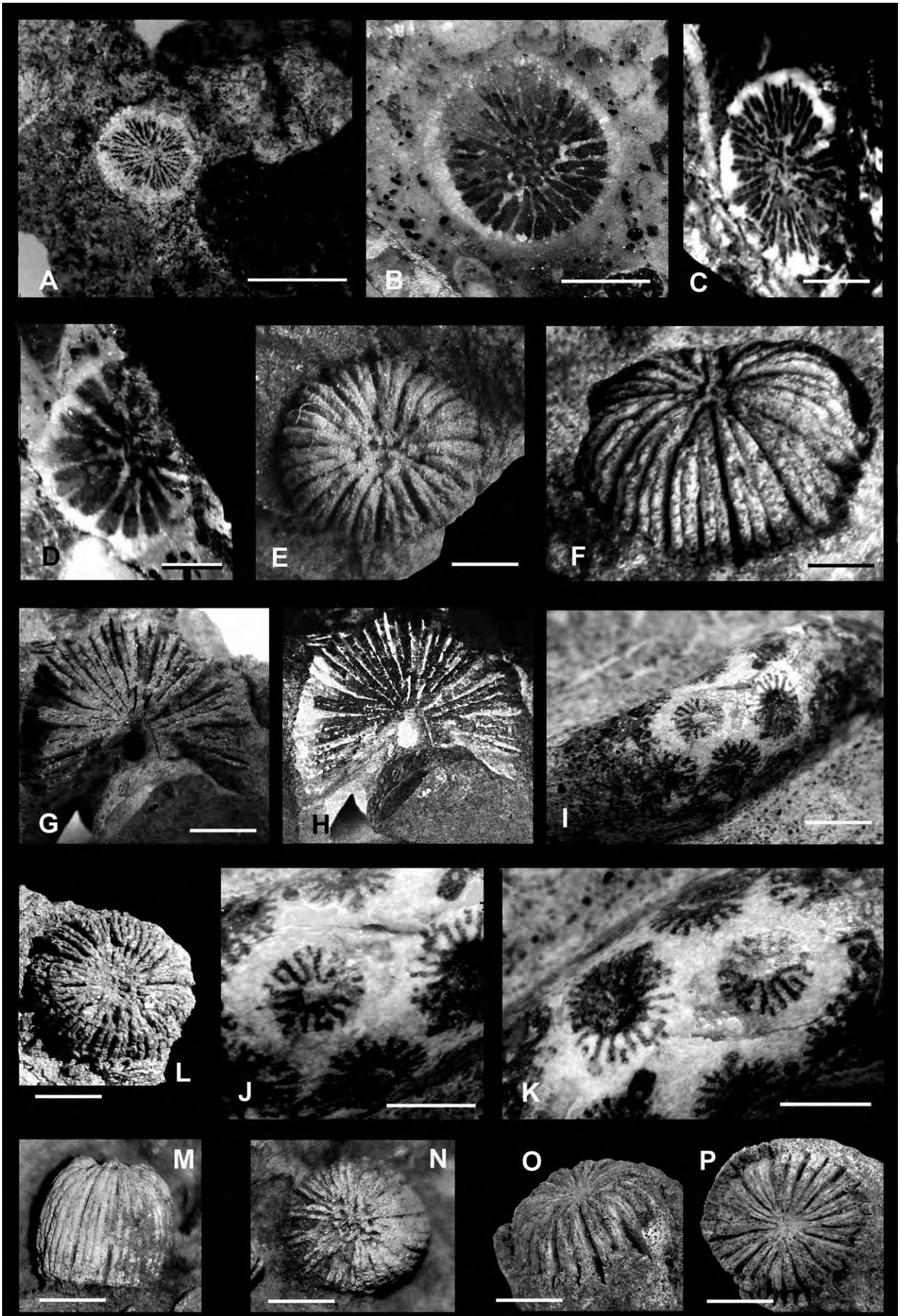
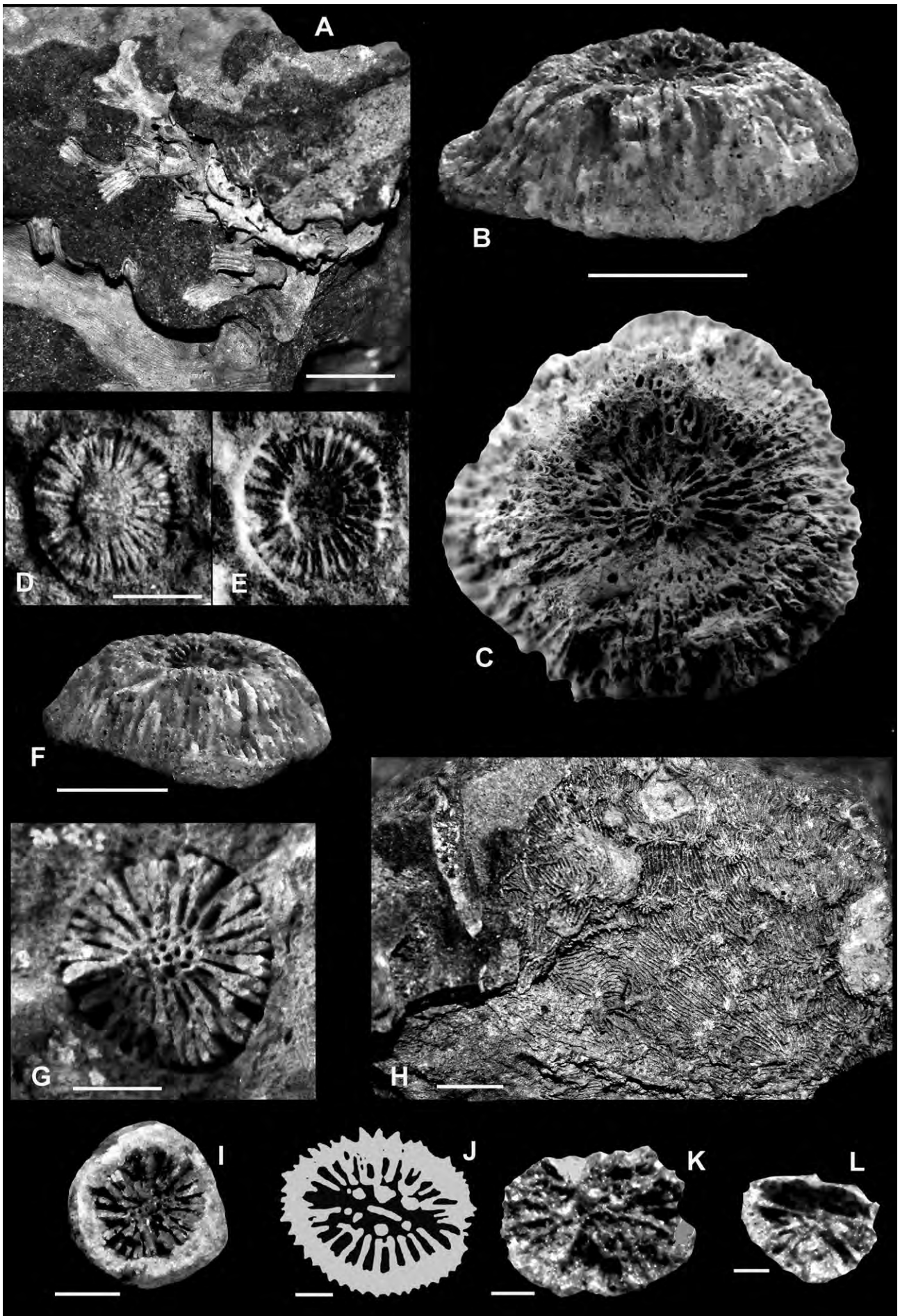


Plate 2

- Fig. A: *Enallhelia* cf. *tubulosa* BECKER, 1875
VNS-P.25401; lateral view of colony, preserved either as “steinkern” or as mould; Albian (Garschella Formation at Bezau, Bregenz Forest, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 6 mm.
- Figs. B–C, F: *Stephanophyllia plattenwaldensis* n. sp.
VNS-P.24623, holotype; Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria.
Fig. B: lateral view of corallum; scale bar: 7 mm.
Fig. C: cross view of corallum; scale bar: 7 mm.
Fig. F: lateral view of corallum; scale bar: 6.5 mm.
- Figs. D–E: *Bathycyathus laevigatus* (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)
VNS-P.23942; Albian (Garschella Formation at Plattenwald, Vorarlberg), western Austria.
Fig. D: mould of corallum, cross view; scale bar: 4 mm.
Fig. E: contrast inverted image of Figure D.
- Fig. G: *Trochocyathus antsiranensis* COLLIGNON, 1931
VNS-P.17297; cross view of corallum; Albian (Garschella Formation at Bezau, Bregenz Forest, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 3 mm.
- Fig. H: *Fungiastraea cotteaui* (DE FROMENTEL, 1857)
VNS-P.21604; mould, cross view of colony; Albian (Garschella Formation at Bezau, Bregenz Forest, Vorarlberg), western Austria; scale bar: 7.5 mm.
- Fig. I: *Caryophyllia konincki* (MILNE EDWARDS & HAIME, 1848)
NMSG-SB-DIV 7h (BOLLIGER coll.); cross view of corallite; upper Albian (Garschella Formation [“Girensnitz-Kalk”] at Girensnitz, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 2 mm.
- Figs. J–L: *Stylocyathus* cf. *dentalinus* D’ORBIGNY, 1850
Fig. J: Sketch of cross view of holotype of *Stylocyathus dentalinus* D’ORBIGNY, 1850 (Natural History Museum, Paris [MNHN], Mo3643) (adapted from BARON-SZABO, 2002: 160, Text-Fig. 59); scale bar: 1 mm.
Fig. K: NMSG-SB-DIV 7b (BOLLIGER coll.); cross view of corallum; upper Albian (Garschella Formation [“Girensnitz-Kalk”] at Girensnitz, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 1.5 mm.
Fig. L: NMSG-SB-DIV 7c (BOLLIGER coll.); cross view of corallum; upper Albian (Garschella Formation [“Girensnitz-Kalk”] at Girensnitz, Säntis), eastern Switzerland; scale bar: 1 mm.
-



References

- ABDEL-GAWAD, G.L. & GAMEIL, M. (1995): Cretaceous and Palaeocene coral fauna in Egypt and Greece (1). *Geology*. – Coral Research Bulletin, **4**, 1–36, Dresden.
- ALLOITEAU, J. (1948): Polypiers des couches albiennes à grandes trigonies de Padern (Aude). – Bulletin de la Société Géologique de France, 5e série, **18**, 699–738, Paris. (in French)
- ALLOITEAU, J. (1952a): Embranchement des Coelentérés. II. Madréporaires post-paléozoïques. – In: PIVETEAU, J. (Ed.): *Traité de Paléontologie*, **1**, 539–684, Paris (Masson). (in French)
- ALLOITEAU, J. (1952b): Sur des polypiers de Sénégal. – Bulletin de la Direction fédérale des Mines et de la Géologie, **14**, 9–18, Dakar.
- ALLOITEAU, J. (1958): Monographie des Madréporaires fossiles de Madagascar. – *Annales Géologiques de Madagascar*, **25**, 1–118, Tananarive. (in French)
- BARON-SZABO, R.C. (1993): Korallen der höheren Unterkreide („Urgon“) von Nordspanien (Playa de Laga, Prov. Guernica). – *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (E)*, **9**, 147–181, Berlin.
- BARON-SZABO, R.C. (2002): Scleractinian corals of the Cretaceous. A compilation of Cretaceous forms with descriptions, illustrations and remarks on their taxonomic position. – 539 pp., Knoxville (privately published).
- BARON-SZABO, R.C. (2008): Corals of the K/T-boundary: Scleractinian corals of the suborders Dendrophylliina, Caryophylliina, Fungiina, Microsolenina, and Stylinina. – *Zootaxa*, **1952**, 244 pp., Auckland, New Zealand (Magnolia Press).
- BARON-SZABO, R.C. (2013): On the Cretaceous genus *Podoseris* DUNCAN, 1869 (Scleractinia; Albian; England). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153/1–4**, 97–106, Wien.
- BARON-SZABO, R.C. (2014): Scleractinian corals from the Cretaceous of the Alps and Northern Dinarides with remarks on related taxa. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **68**, 287 pp., Wien.
- BARON-SZABO, R.C. & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1997): Cretaceous scleractinian corals from the Albian of Cabo de Ajo (Cantabria Province, N-Spain). – *Paläontologische Zeitschrift*, **71**, 35–50, Stuttgart.
- BARON-SZABO, R.C. & GONZÁLEZ-LEÓN, C.M. (1999): Lower Cretaceous stratigraphy (Cerro de Oro and Lampazos areas) and corals from the Bisbee Group, Sonora, Mexico. – *Cretaceous Research*, **20**, 465–497, London.
- BARON-SZABO, R.C. & GONZÁLEZ-LEÓN, C.M. (2003): Late Aptian-Early Albian corals from the Mural Limestone of the Bisbee Group (Tuape and Cerro de Oro areas), Sonora, Mexico. – In: SCOTT, R.W. (Ed.): *Bob F. Perkins Memorial Volume: Special Publications in Geology*, 187–225, Golf Coast Section SEPM Foundation, Tulsa.
- BARON-SZABO, R.C., HAMEDANI, A. & SENOWBARI-DARYAN, B. (2003): Scleractinian corals from Lower Cretaceous deposits north of Esfahan (central Iran). – *Facies*, **48**, 199–216, Berlin-Heidelberg.
- BARON-SZABO, R.C., DARRELL, J.G. & ROSEN, B.R. (2010): 3. Corals. – In: YOUNG, J.R., GALE, A.S., KNIGHT, R.I. & SMITH, A.B. (Eds.): *Fossils of the Gault Clay*. – *Field Guide to Fossils*, **12**, 28–32, The Palaeontological Association, London.
- BEAUVAIS, M. (1982): Révision systématique des Madréporaires des couches de Gosau (Crétacé supérieur, Autriche). – *Travaux du Laboratoire de Paléontologie des Invertébrés*, **1**, 1–256; **2**, 1–278; **3**, 1–177; **4** (atlas), Pl. 59; **5** (atlas), Paris. (in French)
- BECHON, F., DECROUEZ, D. & VILLOUTREYS, O. DE (1984): Les collections du département de géologie e de paléontologie des Invertébrés du Muséum Genève. Partie 6: La collection F.-J. PICTET (Porifera, Coelenterata, Echinodermata). – *Revue de Paléobiologie*, **3/1**, 141–158, Genève.
- BECKER, E. (1875). Die Korallen der Nattheimer Schichten. – *Palaeontographica*, **21**, 121–164, Stuttgart.
- BENDUKIDZE, N.S. (1961): To the study of the Lower Cretaceous corals from the Crimea. – *Trudy Geologicheskogo Instituta Akademiiy Nauk Gruzinskoy SSR (Seriya Geologiya)*, **12**, 5–40, Moskva. (in Russian)
- BERNECKER, M. & WEIDLICH, O. (2005): Azooxanthellate corals in the Late Maastrichtian–Early Paleocene of the Danish basin, bryozoan and coral mounds in a boreal shelf setting. – In: FREIWALD, A. & ROBERTS, J.M. (Eds.): *Cold-water Corals and Ecosystems*, 3–25, Berlin-Heidelberg (Springer).
- BOLLIGER, T. (2015): Stromatolithe und weitere Fossilbelege aus der Garschella-Formation am Girenspitz (Säntis). – *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft*, **92**, 337–357, St. Gallen.
- BOURNE, G.C. (1900): Anthozoa. – In: LANKESTER, E.R. (Ed.): *Treatise on Zoology*, Volume **2**, 1–84, London (Adam & Charles Black).
- BRONN, H.G. (1838): *Lethaea Geognostica*. Zweiter Band. – 545–1346, Stuttgart (Schweizerbart).
- BUGROVA, I.Y. (1997): Corals. – In: ARKABEVA, V.V. & BOGDANOVA, T.N. (Eds.): *Atlas of the Cretaceous fauna in the south-west Crimea*, 18–39, St. Petersburg (Technical University).
- COLLIGNON, M. (1931): La faune du Cénomaniien à fossiles pyriteux du nord de Madagascar. – *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, **20**, 41–104, Paris.
- DANA, J.D. (1846): United States Exploring Expedition during the years 1838–1842 under the command of Charles Wilkes, U.S.N. 1–2: Zoophytes. – 740 pp., Philadelphia (Lea and Blanchard).
- DUNCAN, P.M. (1869): A monograph of the British fossil corals (2). Corals from the White Chalk, the Upper Greensand, and the Red Chalk of Huntstanton. – *Palaeontological Society Monographs*, **22**, 1–26, London.
- DUNCAN, P.M. (1880): A monograph of the fossil corals and Alcyonaria of Sind. – *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia Indica, Series 14*, **1**, 1–110, Calcutta.
- DUNCAN, P.M. (1889): On the Cretaceous species of *Podoseris*. – *Annals and Magazine of Natural History*, Series 6, **4**, 24–36, London.
- EGUCHI, M. (1951): Mesozoic hexacorals from Japan. – *Science Reports of the Tôhoku Imperial University, Second Series (Geology)*, **24**, 1–96, Sendai.
- EHRENBERG, C.G. (1834): Die Corallenthiere des rothen Meeres physiologisch untersucht und systematisch Verzeichnet. Beiträge zur physiologischen Kenntniss der Corallenthiere im Allgemeinen, und besonders des Rothen Meeres, nebst einem Versuche zur physiologischen Systematik derselben. – *Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, **1832**, 225–380, Berlin.
- ELIÁŠOVÁ, H. (1992): Archaeocoeniina, Stylinina, Astraeoina, Meandrina et Siderastraeidae (Scleractiniaires) du Crétacé de Bohême (Cénomaniien supérieur–Turonien inférieur; Turonien supérieur, Tchecoslovaquie). – *Věstník Českého Geologického Ústavu*, **67/6**, 399–414, Praha. (in French)

- ELIÁŠOVÁ, H. (1997): Coraux crétacés de Bohême (Cénomaniens supérieur; Turonien inférieur–Coniacien inférieur), République tchèque. – *Věstník Českého Geologického Ústavu*, **72/3**, 245–265, Praha. (in French)
- ELLIS, J. & SOLANDER, D. (1786): The Natural History of many curious and uncommon Zoophytes, collected from various parts of the Globe. Systematically arranged and described by the late Daniel Solander, **4**, 1–206, London (Benjamin White & Son).
- ÉTALLON, A. (1864): Classe des Polypes. – In: THURMANN, J. & ETALLON, A. (Eds.): *Lethea Bruntrutana ou études paléontologiques et stratigraphiques sur les terrains jurassiques supérieurs du Jura bernois et en particulier des environs de Porrentruy*. – *Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften*, **20**, 357–412.
- FLORIS, S. (1972): Scleractinian corals from the Upper Cretaceous and Lower Tertiary of Nûgssuaq, West Greenland. – *Muséum de Minéralogie et de Géologie de l'Université de Copenhague, Communications paléontologiques*, **183**, 132 pp., Copenhagen.
- FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Hevelitikum. – *Mitteilungen des geologischen Instituts der ETH und Universität Zürich, N.F.* **262**, 391 pp., Zürich.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss Journal of Geosciences*, **100/3**, 349–369, Basel.
- FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian – Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlberges. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80/1**, 141–191, Basel.
- FORBES, E. (1846): Report on the fossil Invertebrata from southern India, collected by Mr. Kaye and Mr. Cunliff. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **7**, 97–174, Edinburgh.
- FRIEBE, J.G. (1999): Zur paläontologischen Erforschung Vorarlbergs: Die wissenschaftlichen (Auslands-) Kontakte SIEGFRIED FUSSENEGGERS zwischen 1924 und 1939. – In: LOBITZER, H. & GRECULA, P. (Eds.): *Geologie ohne Grenzen. Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**, 159–164, Wien.
- FROMENTEL, E. DE (1857): Description des Polypiers fossiles de l'étage Néocomien. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Yonne*. – 78 pp., Auxerre (Perriquet et Rouillé). (in French)
- FROMENTEL, E. DE (1862): Zoophytes, terrains crétacés (2–3). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): *Paléontologie Française, Volume 8*, 49–144, Paris (Masson). (in French)
- FROMENTEL, E. DE (1863): Zoophytes, terrains crétacés (4–5). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): *Paléontologie Française, Volume 8*, 145–240, Pls. 37–60, Paris (Masson). (in French)
- FROMENTEL, E. DE (1873): Zoophytes, terrains crétacés (9). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): *Paléontologie Française, Volume 8*, 385–432, Paris (Masson). (in French)
- FROMENTEL, E. DE (1886): Zoophytes, terrains crétacés (14–15). – In: D'ORBIGNY, A. DE (Ed.): *Paléontologie Française, Volume 8*, 561–608, Paris (Masson). (in French)
- GOLDFUSS, A. (1826–1829): *Petrefacta Germaniae. Volumes 1–2*. – 164 pp., Düsseldorf (Verlag von Arnz & Co.).
- HASSAN, M.Y. & SALAMA, S.A. (1970): Contribution to the coral fauna of the Maestrichtian-Paleocene "paper shales" and "snow white chalk" of the oases of the southwestern desert of Egypt. – *Bulletin de l'Institut d'Égypte*, **51**, 73–101, Cairo.
- HEIM, A., SEITZ, O. & FUSSENEGGER, S. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, **69/2**, 310 pp., Zürich.
- KOBY, F. (1887): Monographie des polypiers jurassiques de la Suisse (7). – *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse (= Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft)*, **14**, 353–400, Genève. (in French)
- KOBY, F. (1897): Monographie des polypiers crétacés de la Suisse (2). – *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse (= Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft)*, **23**, 29–62, Genève. (in French)
- KOBY, F. (1904): Description de la faune jurassique du Portugal, polypiers du Jurassique supérieur. – *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1–88, Lisboa. (in French)
- KUZMICHEVA, E.I. (1966): Stratigraphical and facial distribution of hexacorals (scleractinians) in the Neocomian of the Mountain Crimea. – *Prirodnye i Trudovye Resursy Levoberezhnoy Ukrainy i ikh Ispolzovanie, Geologija i poleznye iskopaemye*, **6**, 163 pp., Moskva (Nedra).
- KUZMICHEVA, E.I. (1972): Novye dannye po ekologii rannemelovykh skleraktinij Kryma, Malogo Kavkaza i Sredney Azii [New data on the ecology of Early Cretaceous scleractinians from the Crimea, Malyy Kavkaz and Middle Asia]. – *Byulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody, Otd. Geologicheskij*, **47**, 112–120, Moskva. (in Russian)
- KUZMICHEVA, E.I. (1975): Ranne i srednepaleogenovye korally nekotorykh rajonov Evropejskoj chasti SSSR [Early and Middle Paleogene corals from some European parts of Russia]. – In: MENNER, V.V., MOKSVIN, M.M. & NADYN, N. (Eds.): *Razvitie i smena organicheskogo mira na rubeshemezozoya i kaynozoya*, 15–31, Moskva (Nauka).
- KUZMICHEVA, E.I. (1987): Verkhneelovye paleogenovye korallij SSSR [Upper Cretaceous and Paleogene corals of the USSR]. – 187 pp., Moskva (Nauka). (in Russian)
- LAMARCK, J.B.P. DE (1801): *Système des animaux sans vertèbres*. – 423 pp., Paris (Lamarck et Deterville). (in French)
- LAMARCK, J.B.P. DE (1816) *Histoire naturelle des animaux sans vertèbres*. – 568 pp., Verdier, Paris.
- LAUXMANN, U. (1991): Bemerkungen zu den meandroiden Korallen des höheren Oberjura der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland). – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B (Geologie und Paläontologie)*, **181**, 1–19, Stuttgart.
- LIAO, W. & XIA, J. (1994): Mesozoic and Cenozoic scleractinian corals from Xizang. – *Palaeontologica Sinica, New Series B*, **184**, 252 pp., Beijing. (in Chinese with English summary)
- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J.-L., GAINON, F. & FÖLLMI, K.B. (2006): The Early Aptian Grûnten Member: Description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **99**, 327–341, Basel.
- LINNÉ, C. V. (1767): *Madrepora. Systema Naturae, Editio Duodecima, Reformata. Tomus I*. – 1272–1282 pp., Holmiae [= Stockholm] (Laurentius Salvius).
- LÖSER, H. (1994): La faune corallienne du mont Kassenberg à Mülheim-sur-la-Ruhr (bassin crétacé de Westphalie, Nord Ouest Allemagne). – *Coral Research Bulletin*, **3**, 1–93, Dresden.
- LÖSER, H. (1998): Die Korallen der Sächsischen Oberkreide – eine Zwischenbilanz und Bemerkungen zu Korallenfaunen des Cenomans. – *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, **43/44**, 173–187, Dresden.

- LÖSER, H. (2012): *Podoseris* – a poorly known solitary coral from the Albian of England (Scleractinia). – *Palaeodiversity*, **5**, 7–11, Stuttgart.
- LÖSER, H. (2013): An Early Albian shallow marine coral fauna from Southern France – insight into evolution and palaeobiogeography of Cretaceous corals. – *Palaeodiversity and Palaeoenvironment*, **93**, 1–43, Berlin–Heidelberg.
- LÖSER, H., CASTRO, J.M. & NIETO, L.M. (2013): Late Albian Scleractinian corals from the Prepetic Zone (SE Spain). – *Palaeontographica, Abteilung A: Palaeozoology-Stratigraphy*, **301/1–2**, 1–62, Stuttgart.
- MICHELIN, H. (1841): *Iconographie zoophytologique. Description par localités et terrains des polypiers fossiles de France.* – Volume 2, 18–40, Paris (Bertrand).
- MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1848): *Recherches sur les polypiers (2). Monographie des turbinolides.* – *Annales de Sciences Naturelles, Série 3, Zoologie*, **9**, 211–344, Pls. 7–10, Paris. (in French)
- MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1849): *Mémoire sur les polypiers appartenant à la famille des oculinides, au groupe intermédiaire des Pseudoastréides et à la famille des Fongides.* – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **29**, 67–73, Paris. (in French)
- MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1850): *A monograph of the British fossil corals (1). Tertiary and Cretaceous.* – *Monographs of the Palaeontographical Society*, **3**, i–lxxxv, 1–71, Pls. 1–11, London.
- MORYCOWA, E. (2012): Corals from the Tithonian carbonate complex in the Dabrowa Tarnowska-Szczucin area (Polish Carpathian Foreland). – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **82**, 1–38, Krakow.
- MORYCOWA, E. & MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. (2002): Albian corals from the subpelagonian zone of central Greece (Agrostylia, Parnassos region). – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **72**, 1–65, Krakow.
- MORYCOWA, E. & RONIEWICZ, E. (1995): Microstructural disparity between Recent fungine and Mesozoic microsolenine scleractinians. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **40**, 361–385, Warszawa.
- NOSE, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse der Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. – *Profil*, **8**, 237 pp., Stuttgart.
- D'ORBIGNY, A. (1850): *Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle.* – **2**, 428 pp., Paris (Masson). (in French)
- PANDEY, D.K., FÜRSICH, F.T., BARON-SZABO, R.C. & WILMSEN, M. (2007): Lower Cretaceous corals from Koppeh Dagh, NE-Iran. – *Zitteliana*, **A47**, 3–52, Munich.
- POČTA, P. (1887): *Die Anthozoen der Böhmisches Kreideformation.* – *Abhandlungen der Königlichen Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften*, **7**, 1–60, Prag.
- QUENSTEDT, F.A. (1881): Röhren- und Sternkorallen (Teil 3). – In: QUENSTEDT, F.A.: *Petrefactenkunde Deutschlands*, 913–1099, Leipzig (Fues's Verlag).
- REYEROS DE CASTILLO, M.M. (1983): Corales de algunas formaciones cretácicas del estado de Oaxaca. – *Paleontología Mexicana*, **47**, 1–67, México, D.F. (Universidad Nacional Autónoma de México).
- RÓZKOWSKA, M. (1955): Koralowce okolic Sochaczewa z warstw z *Crania tuberculata* [Some corals from the *Crania tuberculata* zone in the vicinity of Sochaczew near Warsaw]. – *Acta Geologica Polonica*, **5**, 241–272, Warszawa.
- SCHUSTER, F. (1996): Paleocology of Paleocene and Eocene corals from the Kharga and Farafra Oases (Western Desert, Egypt) and the depositional history of the Paleocene Abu Tartur carbonate platform, Kharga Oasis. – *Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe A, Geologie, Paläoontologie, Stratigraphie*, **31**, 1–96, Tübingen.
- SEGUENZA, G. (1882): *Studi geologici e paleontologici sul cretaceo medio dell'Italia meridionale.* – *Atti della Reale Accademia dei Lincei, Memorie della Classe di Scienze, Fisiche, Matematiche e Naturali, Serie III*, **12**, 152 pp., Roma.
- SIKHARULIDZE, G.Y. (1979): Albiskie korally sela Tshanari [Albian corals from the village Tskhanari]. – *Trudy Geologicheskogo Instituta Akademiyi Nauk Gruzinskoy SSR (Seriya Geologiya)*, **63**, 1–49, Moskva. (in Russian)
- SQUIRES, D.F. (1958): *The Cretaceous and Tertiary corals from New Zealand.* – *New Zealand Geological Survey Palaeontological Bulletin*, **29**, 1–107, Wellington.
- STOLICZKA, F. (1873): *The corals or Anthozoa from the Cretaceous rocks of South India.* – *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia Indica (4)*, **8**, 130–202, Calcutta.
- SULSER, H. & FRIEBE, G. (2002): *Brachiopods from the Plattenwald Beds (Albian, Cretaceous) of the Helvetic Alps of Vorarlberg (Austria).* – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **95**, 415–427, Basel.
- TCHÉCHMÉDJIEVA, V. (1995): *Crétacé supérieur, Chaetetes (Porifera) et Anthozoaires (Coelenterate).* – *Fossilia Bulgarica*, **5b**, 143 pp., Sofia (Presses Universitaires "St. Kliment Ohridski"). (in French)
- TOMES, R.F. (1885): *Observations on some imperfectly known Madreporaria from the Cretaceous formation of England.* – *Geological Magazine (Decade 3)*, **2**, 541–553, Oxford.
- TURNŠEK, D. (1997): *Mesozoic corals of Slovenia.* – 512 pp., Ljubljana (Znanstvenoraziskovalni Center SAZU).
- TURNŠEK, D. & MIHAJLOVIC, M. (1981): *Lower Cretaceous cnidarians from eastern Serbia.* – *Razprave Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti (4)*, **23**, 1–54, Ljubljana.
- TURNŠEK, D., LEMONE, D.V. & SCOTT, R.W. (2003): *Tethyan Albian corals, Cerro de Cristo Rey Uplift, Chihuahua and New Mexico.* – In: SCOTT, R.W. (Ed.): *Bob F. Perkins Memorial Volume: Special Publications in Geology*, 147–185, Gulf Coast Section SEPM Foundation, Tulsa.
- VAUGHAN, T.W. (1905): *A Critical Review of the Literature on the Simple Genera of the Madreporaria Fungida, with a Tentative Classification.* – *Proceedings of the United States National Museum*, **28/1401**, 371–424, Washington, D.C.
- VAUGHAN, T.W. & WELLS, J.W. (1943): *Revision of the suborders, families, and genera of the Scleractinia.* – *Geological Society of America, Special Papers*, **44**, 345 pp., Baltimore.
- VERRILL, A.E. (1865): *List of polyps and corals sent by the Museum of Comparative Zoology to other institutions in exchange, with annotations.* – *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, **1**, 29–60, Cambridge (Massachusetts).
- WELLS, J.W. (1933): *Corals of the Cretaceous of the Atlantic and Gulf Coastal Plains and Western Interior of the United States.* – *Bulletins of American Paleontology*, **18**, 207 pp., Ithaca, NY.
- WELLS, J.W. (1944): *Cretaceous, Tertiary and Recent corals, a sponge and an alga from Venezuela.* – *Journal of Paleontology*, **18**, 429–447, Tulsa.

Die GeoHistoryTrail-Gösting App: ein digitaler Wanderführer zur Burgruine Gösting bei Graz

BERNHARD HUBMANN¹ & PATRICK RIEDNER²

2 Abbildungen, 1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000
 BMN / UTM
 164 Graz / NL 33-02-29 Graz

*Mobiler Geologie-Führer
 Graz-Gösting
 Grazer Paläozoikum
 Geomorphologie
 Bausteinbestand Ruine Gösting*

Inhalt

Zusammenfassung	261
Abstract	261
Einleitung	262
Beschreibung	262
Tour 1	263
Tour 2	264
Tour 3	264
Inhaltliche Schwerpunkte	264
Geologie der Umgebung der Burgruine Gösting und bauhistorische Entwicklung der Burg	264
Literatur	265
Tafel	266

Zusammenfassung

Für den nordöstlichen Grazer Stadtbezirk Gösting existiert seit kurzer Zeit ein auf Smartphones kostenlos installierbarer Wanderführer der besonderen Art: die „GeoHistoryTrail-Goesting App“. Diese App stellt der Benutzerin/dem Benutzer Informationen über geologische und geomorphologische Phänomene entlang des für Grazer Tagestouristen äußerst beliebten Wanderweges zur Burgruine Gösting in Echtzeit zur Verfügung bzw. kann über GPS direkt zu solchen Punkten hinführen. Zudem, dass am 4,3 km langen Weg derzeit 14 Stationen mit erdwissenschaftlichen Informationen erfasst sind, bietet die App an 14 weiteren Stationen im Bereich der Burgranlage Auskünfte über die Baugeschichte und die Naturstein-Baumaterialien der Burg.

The GeoHistoryTrail-Goesting App: a digital hiking guide to the castle ruin of Gösting near Graz

Abstract

For Gösting, the northeastern urban district of Graz, a very special hiking guide has been available for smartphones: the “GeoHistoryTrail-Goesting App”. This app provides information about geological and geomorphological phenomena along the very popular hiking route to the castle ruin Gösting in real time or can lead via GPS directly to such points. In addition to the fact that currently 14 stations are provided with information on the region's geology and geomorphology, the app offers information on the building history and the building materials of the castle at 14 further stations in the area of the castle complex.

¹ BERNHARD HUBMANN: NAWI Graz Geozentrum (Bereich Paläontologie und Stratigraphie), Heinrichstraße 26, 8010 Graz. bernhard.hubmann@uni-graz.at
² PATRICK RIEDNER: Stiftsgymnasium St. Paul, Gymnasiumweg 5, 9470 St. Paul im Lavanttal. patrick_riedner@gmx.at

Einleitung

„Die Zeiten, in denen man Karten und Bestimmungsbücher im Rucksack mitzuschleppen hatte, sind vorbei, denn heutzutage hat man mit seinem Smartphone alles dabei was man braucht.“ Mit solchen und ähnlichen Sätzen werden unterschiedliche Smartphone-gestützte Touren-Apps beworben. Die Kernaussage des vorangestellten Satzes ist auch für die hier beschriebene „GeoHistoryTrail-Goesting App“ gültig.

Seit den 1970er Jahren, als der von Süden über den Frauenberg zur Burgruine Gösting führende Forstweg (Abb. 1) angelegt bzw. ausgebaut wurde und dabei an den Bergflanken Profilabfolgen des unteren und mittleren Devons (Emsium, Eifelium) des Grazer Paläozoikums freigelegt wurden, war der als „Forstweg Attems“ bezeichnete Weg in Teilabschnitten Ziel vieler Exkursionen im Rahmen geologischer Fachtagungen (FLÜGEL, 1972; HUBMANN & HASENHÜTTL, 1995; HUBMANN & STINGL, 1997; HUBMANN et al., 2003; HUBMANN & FRITZ, 2004; HUBMANN & MESSNER, 2005; SUTTNER et al., 2009; EBNER & HUBMANN, 2012; HUBMANN & GROSS, 2015).

Der Weg führt aber auch durch botanische Raritäten, nämlich zu Reliktgesellschaften der postglazialen Wärmezeit (Atlantikum) mit Flaumeiche (*Quercus pubescens*), Rosskümmel (*Laser trilobum*), Österreich-Schwarzwurzel (*Scorzonera austriaca*) u.a. Dementsprechend wird der Weg auch vom Institut für Pflanzenwissenschaften der Universität Graz für botanische Exkursionen genutzt.

Die zahlenmäßig wohl größte Nutzergemeinde des Weges zur Ruine Gösting wird aber durch naturverbundene Tagestouristen gestellt, welche die Grazer Nähe und gute öffentliche Erreichbarkeit durch die Holding Graz-Linien für Ausflüge nutzen. Das Hauptinteresse dieser Personengruppe gilt der Ruine Gösting und dem von der Burgtaverne weit in das Oststeirische Riedelland hin offenen

Fernblick. Dabei fällt bei der Betrachtung der hochmittelalterlichen Mauerreste das sehr bunte Bild der Naturbausteine (weiße Dolomite, gelbliche Sandsteine, rötlich-violette Tuffite) auf, die einen abwechslungsreichen Gesteinsuntergrund des Burgberges vermuten lassen. Ebenso mag manchem Besucher beim Fernblick Richtung Südosten in das Grazer Feld und in die Oststeiermark der krasse Gegensatz des Alpenostrandes zum flachen Vorland auffallen. Oder die morphologische Gliederung des Oststeirischen Beckens durch die am Horizont bei klarem Wetter sichtbaren reliktschen Vulkanbauten von Gleichenberg und Straden (Taf. 1, Fig. A). Auch mag sich so mancher Wanderer über den so gänzlich anders orientierten Verlauf des Thaler Baches, ehe er in die Mur mündet, verwundert haben ...

Um diesen erwähnten Personengruppen („Geologie-Laien“) entsprechende Informationen bereitzustellen, welche die genannten Fragen beantworten, wurde das Projekt zur Erstellung eines mobilen Lehrpfades in Angriff genommen. Bei der Zielgruppendefinition galt es ein breites Publikum anzusprechen, wobei auch besonderes Augenmerk auf die im AHS-Lehrplan verordneten Lernziele bezüglich geologischer Inhalte gelegt wurde. Dadurch ergab sich, dass Jugendliche ab der 7. Schulstufe bzw. 3. Klasse Unterstufe die untere Grenze der Zielgruppen bilden; eine Festlegung der Altersobergrenze wurde unterlassen. Dadurch, dass sich diverse Inhalte des Trails mit den im Lehrplan verordneten Lernzielen decken und die Möglichkeit besteht, den „GeoHistoryTrail-Gösting“ in der Gruppe zu absolvieren, eignet sich der Lehrpfad auch hervorragend für den Outdoor-Unterricht in Biologie und Umweltkunde, wie auch in Geografie und Wirtschaftskunde.

Beschreibung

Der „GeoHistoryTrail-Gösting“ befindet sich im XIII. Grazer Stadtbezirk Gösting, der im Nordwesten der steirischen

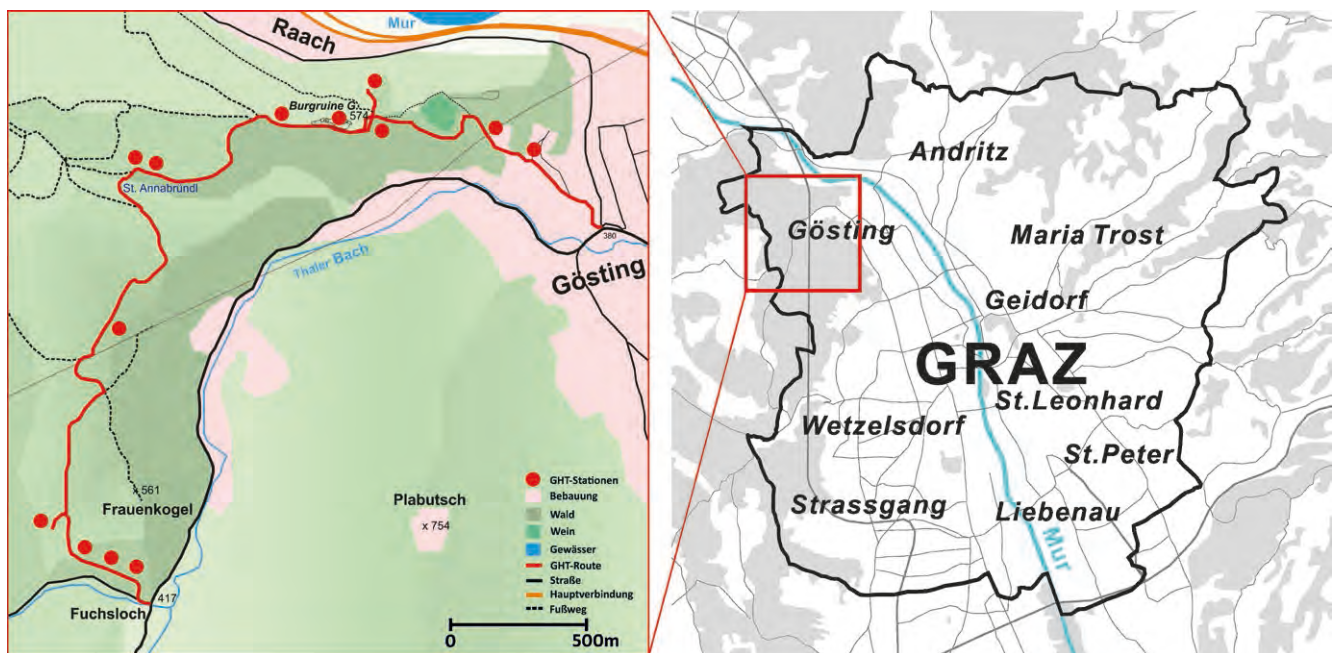


Abb. 1. Verlauf des „GeoHistoryTrail“ (GHT) im Nordwesten des Grazer Stadtgebietes (Bezirk Gösting). Der südliche Teil des Weges vom Fuchsloch bis zur Burgruine wird als Forstweg Attems, der Abschnitt von der Ruine bis zum Talboden bei Gösting als Ruinenweg bezeichnet.

Landeshauptstadt liegt. Etwa in der Mitte der Bezirksfläche liegt auf einem Ausläufer des Steinkogels (742 m) die im 11. Jahrhundert erbaute Burg Gösting, die heute nur mehr als Ruine vorhanden ist. Die Burgranlage befindet sich in einer strategisch günstigen Lage, da hier die Mur durch das Engtal bei Weinzödl in das Grazer Becken fließt und Verkehr und Handel von und nach Graz leicht kontrollierbar war. Diese Talenge, die der Mur einen geknickten Flussverlauf aufzwingt, wird auf der Nordseite durch den Admonter Kogel (566 m) bzw. vom Kanzelkogel (615 m) begrenzt. Im Süden wird der Göstinger Burgberg vom Plabutsch durch den Thaler Bach, der teilweise als Göstinger Bach bezeichnet wird, getrennt.

Der Wegverlauf des „GeoHistoryTrail-Gösting“ erstreckt sich vom „Fuchsloch“ im Süden über die Burgruine bis zum „Schlossplatz Gösting“. Die Erreichbarkeit des südlichen Einstiegs in die Tour ist durch öffentliche Verkehrsmittel über die Buslinie „48“ der Holding Graz-Linien leicht gegeben. Der Weg beginnt etwa 100 m nach der Haltestelle „Thalwinkel“. Von hier führt der Weg zunächst leicht ansteigend entlang der westlichen Bezirksgrenze von Gösting und schwenkt dann nach Osten, um die Burgruine zu erreichen. Von der Burgranlage gelangt man zunächst zu einer nahegelegenen, zur Mur steil abfallenden Felswand, dem sagenumwobenen „Jungfernsprung“, von dem sich „Anna von Gösting“, eine Tochter von Wulfing von Gösting,

dem letzten Besitzer der Burg, durch einen Sprung in die Mur auf tragische Art und Weise das Leben genommen haben soll. Über den teilweise steilen „Ruinenweg“ erreicht man von hier schließlich den Talboden beim Schlossplatz Gösting, wo man wieder einen Anschlusspunkt an den öffentlichen Verkehr über die Buslinien „58“ und „40“ der Holding Graz-Linien findet.

Direkt entlang dieses Weges, der zum Großteil verkehrsfrei und ganzjährig begehbar ist, befinden sich 28 Stationen, zu denen unterschiedliche erdwissenschaftliche, geomorphologische und (bau)historische Informationen aufbereitet wurden. Diese Informationen wurden in Zusammenarbeit mit der Start-Up Firma AIONAV Systems AG (Autonomous Indoor and Outdoor NAVigation) zu einem mobilen „GeoHistoryTrail-Gösting-Führer“ zusammengestellt und stehen nun über das Internet kostenfrei zur Verfügung. Da alle Informationen über Smartphones und Tablets (Android 4.2 oder jünger und iOS) verfügbar sind, waren Informationstafeln im Gelände verzichtbar. Lediglich an den beiden Enden (Start- und Endpunkt) des Weges sowie an zwei markanten Weggabelungen sind Informationsschilder angebracht, die auf den Lehrpfad aufmerksam machen. Diese Informationsschilder (Abb. 2) sind mit einem QR-Code versehen, der zum Download der App verlinkt (siehe <https://play.google.com/store/apps/details?id=com.aionav.apps.geotrailGoesting>).

Hat man die App auf sein Handy geladen,

- werden Informationen vor Ort in Echtzeit zur Verfügung gestellt;
- kann man sich zu Suchpunkten entlang des Weges über GPS in Echtzeit leiten lassen;
- können weiterführende Erklärungen oder Begriffsdefinitionen aus dem Internet (Wikipedia) abgerufen werden;
- können eigene Fotos, Filme und Notizen für spätere Verwendung eingebaut bzw. über Facebook geteilt werden. Mit dieser Option wird speziell Schulklassen die Möglichkeit geboten, verschiedene Inhalte auszuarbeiten, um sie später miteinander „online“ zusammenzuführen.

Der „GeoHistoryTrail-Gösting“ kann in drei Touren untergliedert werden, die sich in ihrer Weglänge und in ihrer Anzahl an Stationen unterscheiden. Diese Touren können einzeln, oder integrativ zu einer Gesamttour vereinigt, konsumiert werden.

Tour 1

Mit einer Länge von 4,3 km und einer Gesamtanzahl von 28 Stationen ist dieser Wegverlauf der umfangreichste bezüglich der Informationen und der Entfernung. Der Startpunkt befindet sich bei der Bushaltestelle Thalwinkel am Fuchsloch und führt die Nutzerinnen und Nutzer der mobilen App in die Thematik ein. Danach geht es etwa 3 km entlang des Forstweges Attems, westlich des Frauenkogels, am St. Annabründl vorbei bis zur Burgruine, wobei sich 14 Stationen in der unmittelbaren Umgebung der Burg bzw. direkt in der Burgranlage befinden. Bei den Stationen „Aufschlüsse Forstweg Attems“ werden insgesamt drei unterschiedliche geologische Aufschlüsse behandelt. Die Stationen innerhalb der Burgranlage sind identisch mit den



Abb. 2. Informationstafel des „GeoHistoryTrail-Gösting“ am Schlossplatz in Gösting (im Hintergrund das 1724 bis 1728 erbaute Schloss Gösting). Die grafische Gestaltung der Tafel wurde von FRITZ MESSNER, Feldkirchen, durchgeführt.

Stationen von Tour 3. Anschließend verläuft die Wegstrecke nach einem Zwischenstopp am Jungfernsprung entlang des Ruinenweges bis zum Schlossplatz, der den Zielpunkt darstellt. Am Schlossplatz in Gösting befinden sich das Barockschloss Gösting, Einkehr- und Parkmöglichkeiten sowie der Anschlusspunkt für den öffentlichen Verkehr.

Tour 2

Die Tour 2 startet vom Schlossplatz in Gösting aus und führt entlang des steil ansteigenden Ruinenweges (1,3 km) bis zur Burgruine Gösting, wobei dieser Streckenverlauf insgesamt 17 Stationen aufweist. Oben angelangt durchläuft man die Stationen innerhalb bzw. nahe der Burg, die mit den Stationen von Tour 3 identisch sind. Anschließend folgt man dem Ruinenweg wieder zurück zum Ausgangspunkt am Schlossplatz, der gleichzeitig der Endpunkt von Tour 2 ist.

Tour 3

Der dritte Weg widmet sich in 14 Stationen jenen Besonderheiten, die ausschließlich die unmittelbare Nähe der Ruine bzw. die Burganlage selbst betreffen.

Inhaltliche Schwerpunkte

Der „GeoHistoryTrail-Gösting“ weist drei thematische Schwerpunkte auf:

- Geologie der Umgebung der Burgruine Gösting.
- Geomorphologische Prozesse in der Umgebung der Burgruine.
- Historische Entwicklung der Burg.

Diese Themenschwerpunkte ergänzen einander in ihren Inhalten und sind untereinander vernetzt. Informationen über die Geologie entlang des Weges beinhalten Aspekte bezüglich der stratigrafischen Abfolge, der paläogeografischen Entwicklung des Raumes und der Genese der einzelnen Formationen sowie des tektonischen Baues. Die Gesteine werden beschrieben und auf ihre Bedeutung als Baumaterial der Burg hingewiesen. Ebenso werden grundlegende Kenntnisse der Geobiologie und der Tektonik vermittelt. Über das praktische „Einmessen“ der Einfallrichtung und des Einfallswinkels von Schichtverstellungen wird zudem ein handlungsorientierter Zugang erreicht.

Der Themenschwerpunkt der geomorphologischen Prozesse widmet sich vorrangig der Entstehung von Dolinen und Erosionsrinnen. Als spezielles lokales Phänomen wird die epigenetische Entwicklung des Thaler Baches besprochen.

Der dritte Themenschwerpunkt behandelt die historische Entwicklung der Burg Gösting. Diese Thematik verknüpft die Burrgeschichte mit der Gliederung und der Beschreibung der lokalen Bausubstanz, diese ist wiederum mit den aus der Umgebung stammenden Baumaterialien verbunden (HUBMANN & MOSER, 2016). Diese Gegebenheit zeigt deutlich die Vernetzung der hier dargestellten Themen und gibt der Konzeption einen roten Faden, denn jede Umweltbildungseinrichtung sollte die Sinnhaftigkeit der vermittel-

ten Informationen verdeutlichen. Die Nutzer des „GeoHistoryTrail-Gösting“ sollten nach dem Besuch zur Erkenntnis gelangen, dass Gestein nicht gleich Gestein ist und dass die an sich starr wirkende Landschaft einer Dynamik unterliegt.

Geologie der Umgebung der Burgruine Gösting und bauhistorische Entwicklung der Burg

Im Bereich um die Burgruine Gösting, also westlich der Murenge zwischen Judendorf und Weinzödl, südlich der neogenen Verebnungen von Straßengel und nördlich der ebenfalls neogenen Verebnung bei Winkeln/Oberbichl, sind obersilurisch bis mitteldevisonische Abfolgen der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums aufgeschlossen. In einem Radius von ca. 1,5 km um die Burgruine sind nahezu alle lithostratigrafischen Einheiten der Rannach-Decke vorhanden, und zwar die Kehr-, die Parmasegg-, die Flösserkogel-, die Plabutsch-, die Kollerkogel-, die Steinberg- und die Sanzenkogel-Formation. Die Gesteine fallen generell flach gegen NW–NNW ein, Brüche zeigen einen NW–SE- bis NE–SW-Verlauf. Südlich der Achse Burgberg–Höhenkogel zeigt sich ein weiteres Bruchsystem, welches in Richtung Ost–West verläuft. Folgt man nun dem Ruinenweg vom Schlossplatz aus in Richtung Burgruine, so findet man im Sockelbereich des Burgberges zunächst die Kehr-Formation vor. Diese ist im Liegenden geprägt von grünlichen, mergeligen Tonschiefern und geht im Hangenden allmählich (durch den zunehmenden Karbonatgehalt) in Flaserkalke über. Die darüber befindlichen gelblichen, laminierten Siltsteine und mürben Sandsteine werden der Parmasegg-Formation zugeschrieben (HUBMANN & MOSER, 2016). Der Bereich zum Höhenberg bzw. zum Flösserkogel zeichnet sich durch die bunte Gesteinsfolge der Flösserkogel-Formation aus. Diese Formation verfügt über eine Entwicklung, die im Liegenden durch gelbliche Sandsteine (Göstinggraben-Subformation), darüber durch hellblaue bis weiße Dolomite (Pffarenkogel-Subformation), die sich teilweise mit den Sandsteinen verzahnen, und durch eingeschaltete Vulkanite bzw. Vulkanoklastika (v.a. Aschen- und Lapillituffite) der Admonterkogel-Subformation gekennzeichnet ist (FLÜGEL, 2000). Mächtige Hangschuttbildungen aus dem Quartär prägen die Ostseite des Burgberges sowie des Flösserkogels bzw. die Nordseite des Raacherkogels.

Die klare zeitliche Einordnung der Bausubstanz der Burg ist nur schwer möglich, jedoch kann einzelnen Bauphasen unterschiedliches Bruchstein-Baumaterial zugeordnet werden. Die älteste erhaltene Bausubstanz reicht bis in die Entstehungszeit der Burg, also bis in die erste Hälfte bis Mitte des 12. Jahrhunderts zurück. Zu dieser zählen Teile des Bergfrieds, des Ur-Palats, der diese Bereiche umgrenzenden inneren Ringmauer und des im Westen liegenden Fünfeckturms. Diese Bausubstanz ist durch streng lagerhaftes, kleinteiliges Quadermauerwerk charakterisiert. Die prägenden Bausteine der ersten Bauphase waren gelbliche Sandsteine der Göstinggraben-Subformation. Sie wurden in der Nähe der Wehranlage, vermutlich aus dem Gebiet der Verebnung unter der Burg bzw. aus dem Bereich zwischen Burg und Jungfernsprung gewonnen. Diese Sandsteine eignen sich durch ihre Bankung und ihre gleichmäßige Klüftung besonders gut als Baumaterial und wurden in der „Opus spicatum-Technik“ (lateinisch „Ährerentechnik“) verbaut. Diese Bautechnik erfolgte durch eine

spezielle lageweise Anordnung der Bausteine, die hochkant schräg zueinander versetzt angeordnet verbaut wurden und dadurch dem Bau ein fischgrätartiges Aussehen gaben. In den darauffolgenden Bauphasen verwendete man neben diesen Sandsteinen auch hellgraue Dolomite. Diese gehören der Pfaffenkogel-Subformation an und entstammen ebenfalls der unmittelbaren Umgebung. Als dritter Baustein treten Vulkanite der Admonterkogel-Subformation auf, die nordwestlich der Burg anstehen. Diese violetten Vulkanite wurden vor allem in späteren Bauphasen in der nördlichen Ringmauer und im Palas verbaut (HUBMANN & MOSER, 2016).

Einen besonderen Stellenwert nehmen Bausteine ein, die nicht aus der unmittelbaren Umgebung der Burg stammen. Besonders markant treten diese „exotischen“ Bausteine an der Fassade der schmalen romanischen Burgkapelle, die an der Ostseite dem Bergfried vorgelagert ist und vermutlich in der Mitte des 13. Jahrhunderts errichtet wurde, hervor. Es handelt sich dabei einerseits um Kantensteine an den Wandabschlüssen und um Fensterlaibungen. Betrachtet man die Architektur der Kapelle, so fällt zunächst das helle, lagerhafte und regelmäßige Bruchsteinmauerwerk auf, das vorwiegend aus gelbem Sandstein und untergeordnet weißem Dolomit besteht. Zudem bieten die

Ecksteine aus dunkelbraunem, teilweise gradiertem Sandstein einen scharfen Kontrast (Taf. 1, Fig. B). Diese Ecksteine stammen aus dem Gebiet von Kainach und Afling und sind der Kainacher Gosau (Oberkreide) zuzuordnen. Sie werden auch als „Kainachtaler Sandsteine“ (entspricht der Hemmerberg-Subformation; EBNER & RANTITSCH, 2000) bezeichnet und mussten über eine große Distanz nach Gösting transportiert werden. Der Grund für diese dunkle Einfassung kann aufgrund der bautechnisch eher minderwertigen Qualität (Verwitterungsanfälligkeit) nur in der Ästhetik liegen. Möglicherweise liegt der Verwendung der Kainachtaler Sandsteine ein religiöser Hintergrund zugrunde, da sie nur in der Burgkapelle anzutreffen sind. Eine mögliche Deutung wäre durch einen biblischen Hinweis (Ps 118.22 im Neuen Testament bzw. Mk 12.10f., Eph 2.20, 1 Petr 2.6) auf Christus als der „Eckstein“ der katholischen Kirche (HUBMANN & MOSER, 2016: 137) gegeben. Ein weiteres ästhetisches Merkmal der Kapelle sind die Laibungen der romanischen Trichterfenster. Diese bestehen, wie die Kantensteine des Bergfrieds, aus Leithakalk. Dieser Baustein war bereits den Römern bekannt und wurde entweder aus römischen Ruinen entnommen („recycelt“) oder vom nächsten Vorkommen bei Weißenegg (Wildon) hierher transportiert.

Literatur

EBNER, F. & HUBMANN, B. (2012): The Rannach Facies of the Graz Palaeozoic (Eastern Alps, Austria). – *Journal of Alpine Geology*, **54**, 145–187, Wien.

EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach – ein Überblick. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 157–172, Wien.

FLÜGEL, H.W. (Hrsg.) (1972): Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz. – 239 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). – In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **13**, 7–59, Wien.

HUBMANN, B. & FRITZ, H. (2004): Faziesarchitektur des Grazer Paläozoikums. – *Exkursionsführer Pangeo 2004*, Institut für Erdwissenschaften der Universität Graz, 42 S., Graz.

HUBMANN, B. & GROSS, M. (2015): The vicinity of Graz: Upper Silurian to upper Carboniferous of Graz Palaeozoic, upper Cretaceous of the Kainach Gosau and middle Miocene of Gratkorn. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **111**, 41–73, Wien.

HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. – *Exkursionsführer zur 2. Tagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft*, 1–43, Graz.

HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2005): Grazer Paläozoikum. – *Exkursionsführer zur 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, Institut für Erdwissenschaften Graz*, 47 S., Graz.

HUBMANN, B. & MOSER, B. (2016): Der Bausteinbestand der Burgruine Gösting (Graz, Steiermark). – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **12**, 128–140, Graz.

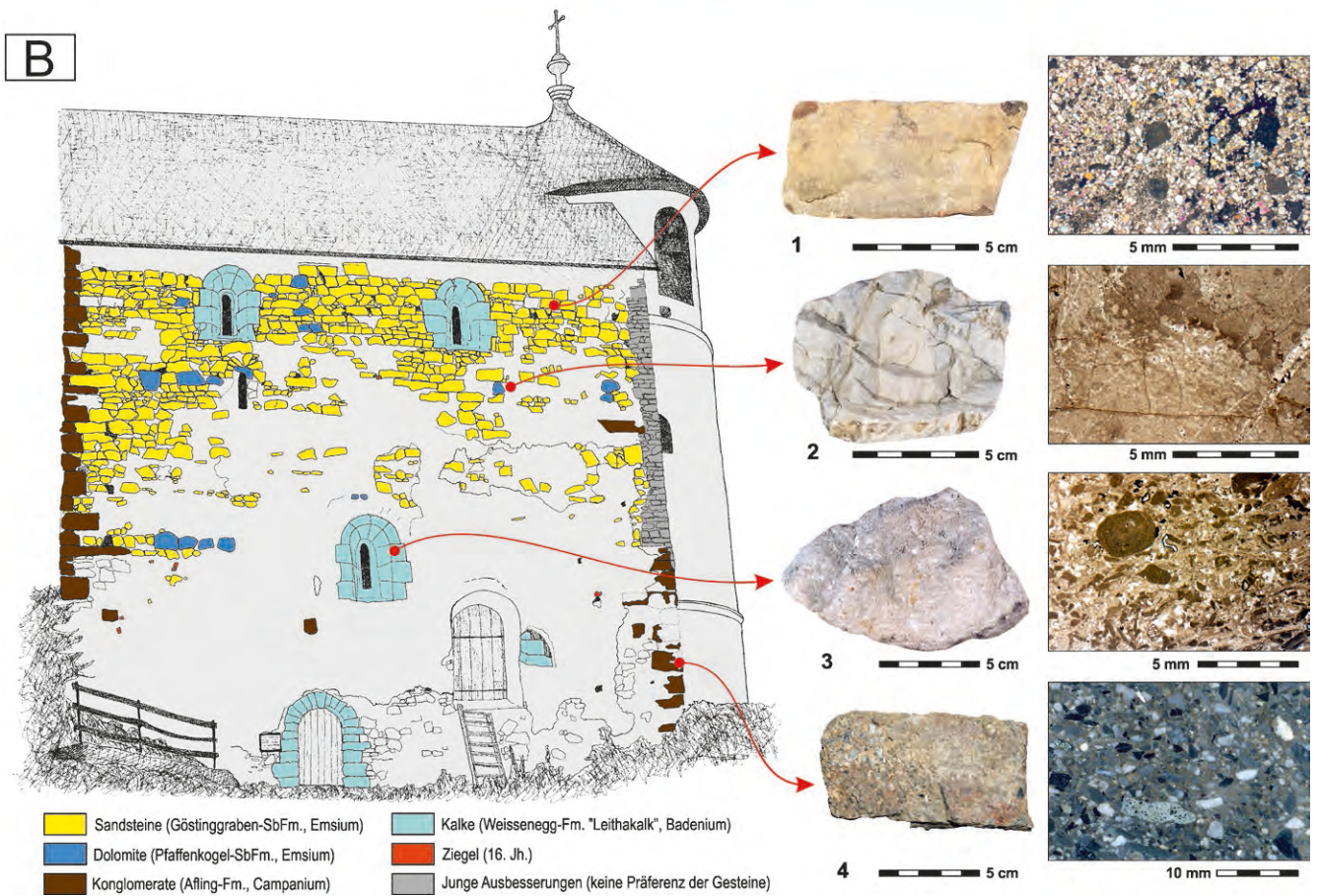
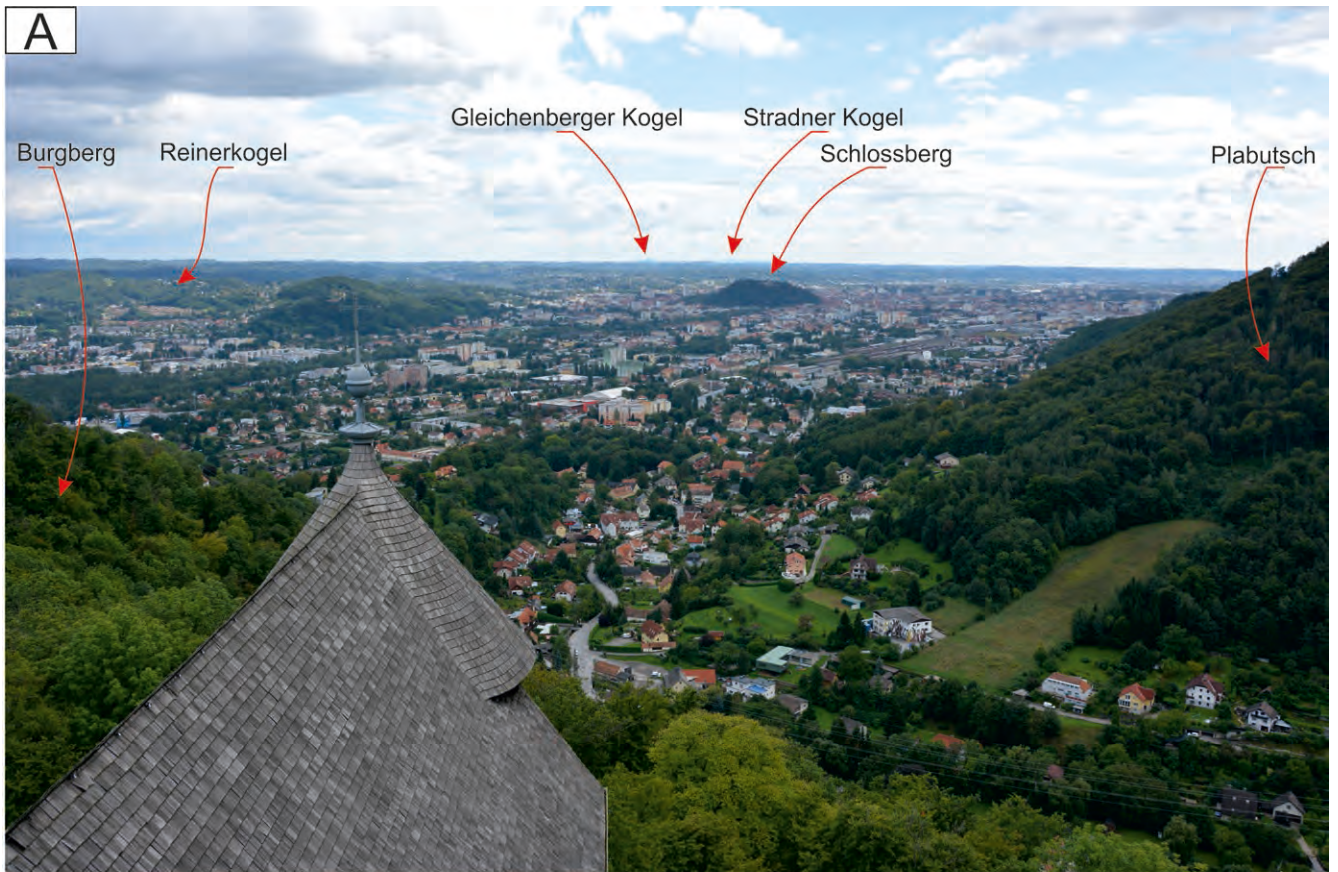
HUBMANN, B. & STINGL, K. (Hrsg.) (1997): Fossile Florenfundpunkte der Mittelsteiermark. *Exkursionsführer. – Paläobotanische Forschung 100 Jahre nach Freiherr Constantin von Ettingshausen*, 1–62, Graz.

HUBMANN, B., POHLER, S., SCHÖNLAUB, H.-P. & MESSNER, F. (2003): Paleozoic Coral-Sponge Bearing Successions in Austria. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **61**, 91 S., Wien.

SUTTNER, T.J., BERKYOVA, S., HUBMANN, B., KOPTIKOVA, L. & SLAVIK, L. (2009): Regional Devonian Workshop Prague & Graz: Prague, 25th–27th May 2009. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **79**, 124 S., Wien.

Tafel 1

- Fig. A: Panoramablick vom Burgfried über das Dach der Burgkapelle Richtung Osten in das Grazer Feld und in das Oststeirische Becken: Im Vordergrund ist der nach Süden bzw. Südwesten abfallende Burgberg als Teil des auslaufenden Steinkogels sichtbar, der im Wesentlichen aus den Sandsteinen (Göstinggraben-Subformation) und weißen Dolomiten (Pfaffenkogel-Subformation) der Flösserkogel-Formation besteht (Unterdevon, Pragianum–Emsium). Rechts von der Kapelle sieht man zum Tal des Thaler Baches und dahinter ansteigend auf die Nord- und Nordostflanke des Plabutsch, der von Dolomiten der Flösserkogel-Formation und dunkelblauen bis schwarzen Kalken der Plabutsch-Formation (Mitteldevon, Eifelium) aufgebaut wird. Im Mittelgrund des linken Bildausschnittes markieren die bewaldeten, fingerartig nach Süden vorgreifenden Ausläufer des Reinerkogels die abtauchenden Metabasalte der Schöckel-Einheit (Taschen-Formation, ?Devon), die südlich von Kiesen und Sand-Ton-Wechselfolgen der Gleisdorf-Formation (Miozän, oberes Sarmatium) überlagert werden. Der Stadtboden des Grazer Feldes geht, mit Ausnahme des markanten, isolierten „Inselberges“ des Grazer Schlossberges mit seinen weißlichen Dolomiten (Flösserkogel-Formation), morphologisch kaum sichtbar zunächst in die Nieder- (Würm) und Hochterrasse (Riß) über und steigt zu den pannonischen Abfolgen (Gleisdorf-Formation, Ries-Formation etc.) gegen den Horizont an. Markante Erhebungen am Horizont stellen die beiden aus Trachyandesit und Basalt bestehenden Gleichenberger Kogeln (Miozän, Karpatium–Badenium) und der nephelinbasaltische Stradner Kogel (Pliozän) dar.
- Fig. B: Verteilung der Bausteine an der SSW-Fassade der Göstinger Burgkapelle. Links: Kartierung der Fassade. Rechts: verwendete Natursteine im Handstück und Dünnschliffbild. 1: Teilweise laminierte, gelbliche, dolomitisch verkittete Sandsteine der Göstinggraben-Subformation; 2: Hellgraue bis weiße Dolomite der Pfaffenkogel-Subformation mit cyanobakteriellem Gefüge; 3: Fossilenschuttkalke (Corallinaceen-Foraminiferen-Mollusken-Packstone) der Weissenegg-Formation („Leithakalk“; mittleres Miozän, Badenium); 4: Polymiktes Fein-Konglomerat (paläozoische Karbonat-, Metabasalt und Lydit-Komponenten) der Hemmerberg-Subformation (Oberkreide, Campanium).





The primeval world by the Austrian painter Josef Hoffmann (1831–1904) – A cross over between art and science and its export to Mexico

STEFANIE JOVANOVIC-KRUSPEL¹ & OMAR OLIVARES²

4 Text-Figures, 1 Table, 9 Plates

Primeval images
Painter
History of Science
Darwinism
Art
Earth Science
Reconstruction
Palaeontology

Contents

Abstract	269
Zusammenfassung	269
Introduction	270
Imagining Primeval Times	270
The decorative programme of Hall X	271
Josef Hoffmann's primeval paintings	272
Velasco's Geological Series for the Instituto Geológico Nacional	274
Acknowledgements	278
References	279
Plates	281

Abstract

The artistic programme of the Natural History Museum Vienna (NHMW) is unique. Although many museums of the 19th century are extensively decorated, the NHMW's assignment of the decoration as a didactic tool to convey the museum's scientific narrative to the visitors stands quite alone in museum's history. The first director, Ferdinand von Hochstetter (1829–1884), made Darwin's theory of evolution the core narrative of the museum. This article focuses on one part of the decorative programme: the pictures of the primeval world by Josef Hoffmann in the most prominent exhibition hall of the museum (hall X). Its paintings are a fascinating cross-over between art and science. They shed light on the way Hochstetter tried to use the artistic program of the NHMW to communicate the Darwinian narrative to the visitor and by this shaping the museum into a place that can be best described with the term "Darwinian class room". The painter was given scientific advice and access to the paleo-botanic collections of the Imperial Geological Institute (by Dionýs Štúr, 1827–1893). It will be shown that Josef Hoffmann's paintings have their origin in a tradition of earlier primeval images like in "Die Urwelt" (UNGER, 1851) by the Austrian paleo-botanist Franz X. Unger (1800–1870). Josef Hoffmann partly adopted this pictorial tradition for hall X. Challenged by limited space and the architectural framework he found new forms of composition, which already hint towards the style language of the Art Nouveau.

Probably not least because of this modern style, these images had an impact on the artistic furnishing of new scientific museums elsewhere. Hoffmann's paintings became a role model for the 1906 opened Instituto Geológico Nacional in Mexico. Some of the images by Hoffmann were "exported" one-to-one to Mexico, to the Instituto Geológico Nacional (today: Museo de Geología de la UNAM). The Mexican landscape painter José María Velasco (1840–1912) used Josef Hoffmann's compositions as overt templates. However, by several amendments in their content and by the addition of three more paintings, Velasco altered the meaning and function of the complete series.

Die Urwelt des österreichischen Malers Josef Hoffmann (1831–1904) – ein „cross-over“ von Kunst und Wissenschaft und sein Export nach Mexiko

Zusammenfassung

Das künstlerische Programm des Naturhistorischen Museums Wien (NHMW) ist einzigartig. Obwohl viele Museen des 19. Jahrhunderts umfassend künstlerisch ausgestaltet waren, ist das NHMW mit seiner Nutzung der Dekoration zur Vermittlung der Leitidee an den Besucher in der Museumsgeschichte ohne Vorbild. Der erste Direktor, Ferdinand von Hochstetter (1829–1884), machte Darwins damals neue Evolutionstheorie zum Hauptthema. Dieser Artikel befasst sich mit einem Teil des künstlerischen Dekorationsprogrammes: den erdgeschichtlichen Bildern des Malers Josef Hoffmann (1831–1904) im prominentesten Schausaal des Museums

¹ STEFANIE JOVANOVIC-KRUSPEL: Natural History Museum Vienna, 2nd Zoological Department, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria. stefanie.jovanovic@nhm-wien.ac.at

² OMAR OLIVARES: Postgraduate Art History, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, Av. Universidad 3000, 04510, Mexico City, Mexico. omar.olivares.s@gmail.com

(Saal X). Die Bilder sind das Resultat eines faszinierenden „cross-over“ zwischen Kunst und Wissenschaft. Sie erhellen Hochstetters Bemühen, die Lehre Darwins im neuen NHMW durch das künstlerische Programm an den Besucher zu kommunizieren. Hochstetter schuf damit einen öffentlichen Erkenntnisraum, der hier mit dem Begriff „Darwinistisches Klassenzimmer“ beschrieben werden soll. Die wissenschaftlichen Informationen erhielt Hoffmann durch den Geologen Dionýs Štúr (1827–1893), der ihm den Zugang zu den Sammlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt ermöglichte. Es wird gezeigt, dass Josef Hoffmanns Werke in einer Tradition früherer erdgeschichtlicher Bilder wie „Die Urwelt“ (UNGER, 1851) des österreichischen Paläobotanikers Franz X. Unger (1800–1870) wurzeln. Josef Hoffmann nutzte diese Bildtradition für den Saal X. Eingeschränkt durch die engen Raummöglichkeiten und das architektonische Rahmenwerk, entwickelte Hoffmann neue Bildkompositionen, die bereits auf die Stilsprache des Jugendstils verweisen. Vermutlich nicht zuletzt wegen ihrer modernen Stilistik sollten diese Bilder Einfluss auf die künstlerische Ausstattung anderer neuer naturwissenschaftlicher Museen haben. Hoffmanns Bilder wurden – wie gezeigt werden soll – zum Vorbild für das 1906 eröffnete Instituto Geológico Nacional in Mexiko (UNAM). Einige der Bilder Hoffmanns wurden eins zu eins nach Mexiko, in das dortige Instituto Geológico Nacional, dem heutigen Museo de Geología de la UNAM, „exportiert“. Der mexikanische Landschaftsmaler José María Velasco (1840–1912) verwendete offenkundig Hoffmanns Kompositionen als Vorlage. Durch inhaltliche Adaptionen und das Hinzufügen von drei weiteren Bildern erweitert Velasco die Bedeutung und Funktion der gesamten Serie.

Introduction

Ferdinand von Hochstetter was one of the most prominent earth scientists of the 19th century. Beside his work as a scientist, Hochstetter was a very popular proponent of public education and a fervent Darwinist (MARENZI, 1874). As one of the founding members of the “Society for the dissemination of scientific knowledge” (“Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse”, founded in 1860) he held several talks for broad audiences. Beside this, a great number of very successful textbooks made him famous. His first school book “Allgemeine Erdkunde” was published in 1872 (HANN et al., 1872). It can be considered the first Darwinistic school book in German language. The acceptance of such a pro-Darwinist book for Austrian schools is remarkable. In Germany this was watched with envy: In the congratulation-booklet for Darwin’s 70th birthday (ANONYMOUS, 1878: 358) the authors stated: “...we wish from the heart, our government would take the Austrian as a role model, which accepts the splendid “guide of earth science” by Hann, Hochstetter and Pokorny, which is based on the new cosmovision without any objections as a course book in their schools”.

Appointed tutor of the Crown Prince Rudolf (1858–1889) in 1872 (ANONYMOUS, 1872) Hochstetter reached the summit of his career and in public education in his role as director of the new NHMW, which was planned as a first rank scientific research institute but also as the most important public educational institute for natural sciences. The exhibition had to be designed as a visual instruction for everyone (HOCHSTETTER, 1884). HOCHSTETTER (1884) praised the liberal support by the emperor, indicating that he was free to form the museum with a new concept, for this concept we suggest the term “Darwinian Class Room”. Darwin’s theory was strongly discussed all over Europe but with special intensity within the Catholic Austrian Empire. But whereas during the 1860s public support of Darwinism could still lead into serious troubles with the church and state authorities this changed 1867 after the Austro-Hungarian Compromise (“Ausgleich”). Since then the Liberals dominated for several years the Austrian half of the Empire. Due to this political supremacy also the scientific climate changed significantly (MASON, 1997). It is surely no accident that in 1871 (the year in which Darwin’s “The Descent of Man, and Selection in Relation to Sex” was published) Charles Darwin was appointed corresponding member (with permission by the Emperor himself) of the Austrian Academy of Sciences and in 1875 honorary member. With this, Austria was not among the first in Europe but also not among the last (GLICK & SHAFFER, 2014). In addition to this 1881 a portrait bust of Darwin was put on

the façade in, thus being the only portrait of a living scientist within the decorative program of the NHMW. Despite a reluctant start it seems that with delay Darwin’s theory found more support in Austria than in any other European country.

Imagining Primeval Times

The first attempt to create realistic primeval landscapes in German speaking Europe was by the Austrian paleobotanist Franz X. Unger with his book “Die Urwelt in ihren verschiedenen Bildungsepochen” published in 1851 (UNGER, 1851; RUDWICK, 1992). Unger (1800–1870) worked together with the painter and lithographer Josef Kuwasseg (1799–1859) who created 14 lithographic landscapes. The clerical press attacked Unger for this undertaking. Not only was the idea to show life’s development as a process of millions of years opposed to bible’s creation, but also Unger’s text emphasised the idea of development (seven years before Darwin’s theory of evolution was published; PFAFFL, 1977). The book became very successful. It was published in German and French and later in English (UNGER, 1863). The illustrations of Unger’s book became the epitomes of how to imagine primeval times. They were copied in many popular science books like Bernhard Cotta’s “Geologische Bilder” (COTTA, 1852) and Rudolf Ludwig’s “Das Buch der Geologie oder die Wunder der Erdrinde und der Urwelt” (LUDWIG, 1855) (pointed out by HOFFMANN, 2006). In Vienna the *laterna magica*-artist Paul Hoffmann (1829–1888) made Kuwasseg’s pictures even more popular by producing lantern slides which he presented in so called “Geological performances” (from 1858 until the 1860s; HOFFMANN, 2006). The *laterna magica* performances (with Kuwasseg’s images and lectures by Paul Hoffmann) toured through Germany. On July 5th 1869 the “Wiener Sonn- und Montags-Zeitung” wrote about the performance: “In Rome they still hold onto the seven days of creation and it is a miracle, that Professor Hofmann was allowed to show us the history of creation that is counting in millennia; in Mainz it was forbidden by the bishop Ketteler [bishop in Mainz].” (ANONYMOUS, 1869). The “*laterna magica*-slides” and “dissolving views” made Kuwasseg’s images popular not only in Europe, but even in the USA (WIESER, 1901; BENEDIKT, 1920). A collection of Unger-slides was recently rediscovered at the College of Wooster (Ohio, USA). They were produced by “T.H. Mc Allister Optician, N.Y.”, the most prominent producer of lantern slides (WILSON, 2016; WOOSTER GEOLOGISTS BLOG, Dec. 2016). Most probably also in 1858 Kuwasseg created another splendid watercolour cycle of

elaborately coloured 18 pictures (“Urwelt” held in UNIVERSITY OF VIENNA, Historical Collection of the Department for Botany and the Science of Biodiversity; SVOJTKA, 2015).

A project similar to Unger was Hochstetter’s only children’s book: “Geologische Bilder der Vorwelt und der Jetztwelt” (HOCHSTETTER, 1873). The initiative came from Jakob Ferdinand Schreiber (1809–1867). The Schreiber-publishing house (founded 1831) was very successful with children’s and nature books and card kits. Schreiber convinced Hochstetter who was at first very reluctant because well aware of the difficulties related to that task. The children’s book was based on the theory of evolution (although Darwin’s name was not mentioned in the context of the origin of men).

The inspiration came from Unger (UNGER, 1851). But Hochstetter did not want to copy it like COTTA (1852) and LUDWIG (1855). He changed the focus from flora to fauna. The most important difference to Unger’s concept was Hochstetter’s decision to combine the eras with recent “character-pictures”. Six of the 24 pictures show primeval landscapes, one shows Palaeozoic fossils whereas the remaining majority of 17 plates are “character pictures”. Although the creator-god was not mentioned, the number of six eras reminds of the “six stages of creation”. Regardless of Darwin’s theory, the biblical narrative still shaped the perception of evolution. Hochstetter worked together with the illustrator Emil Rose (1821–1896). Born in Nuremberg he lived most of his life in Munich (STADTARCHIV MÜNCHEN). He worked for several publishing houses in Germany, illustrating children’s books (e.g. BRAUN, 1873; STÖCKL, 1882).

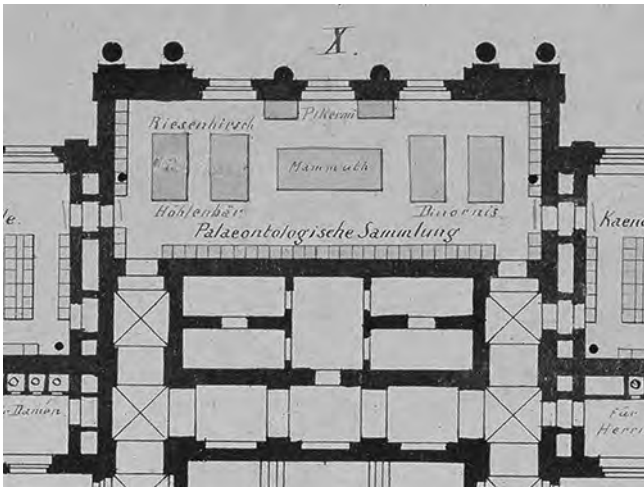
Hochstetter was not entirely convinced by Rose’s illustrations: “*even if the result does not completely satisfy my expectations, I still hope that it serves the purpose.*” (HOCHSTETTER, 1873: preface). It was the decorative programme of hall X that gave Hochstetter another chance for a more satisfactory realisation of the same idea.

The decorative programme of Hall X

The upper ground floor of the Natural History Museum Vienna (Text-Fig. 1) houses 19 halls with mineralogical, palaeontological, prehistoric and anthropological exhibitions and a lecture room. The decorations were – according to Gottfried Semper’s “Gesamtkunstwerk” (SEMPER & SEMPER, 1884; EGGERT, 1978) – not only in perfect tune with the museum’s principal purpose but also in closest relation to the collections displayed. All rooms were decorated with paintings and five of them (in the corners and the central hall) with additional “caryatides”. According to HOCHSTETTER (1884), the idea stemmed from Carl Hasenauer, but Semper already made very detailed plans much earlier (JOVANOVIĆ-KRUSPEL & SCHUMACHER, 2014: 132f.). Altogether 111 paintings of landscapes, famous buildings, ethnographic scenes and primeval eras illustrate and explain the exhibitions. Their content was in Hochstetter’s responsibility. Already in June 1882 the awarding of contracts for the wall-pictures started. On 5th September, the final commissioning was on the agenda (JOVANOVIĆ-KRUSPEL & SCHUMACHER, 2014: 162). Many of the paintings (al-



Text-Fig. 1.
Facade of the Museum of Natural History Vienna in the late 19th century (Anonymous, photoarchive, NHMW).



Text-Fig. 2.
Hall X, detail of a plan (signed by Hochstetter 1877) of the upper ground floor ("Hochstetter Collection Basel", Geological department, NHMW).

most 20 %) were completed by September 1883 (letter Hochstetter to Haast in: NOLDEN, 2007: 404). By May 1885, more than half of the pictures (61) were finished.

Hall X has a very distinct position due to four reasons:

1. It is the largest hall on this floor.
2. It is located in central position.
3. Its decorative programme consists of paintings and caryatides.
4. It is at the crossing point between the world before man and the beginning of cultural evolution.

Hall X was planned to present the collection of fossil birds and mammals with eleven Moa skeletons, a skeleton of an Irish Giant Deer and the skeletons of cave-predators as highlights (Text-Fig. 2). The collection of fossil plants was to be displayed on the back wall.

Nine of the total 17 pictures are by Josef Hoffmann, six by Heinrich Otto (1858–1923) and two by Robert Russ (1847–1922). Josef Hoffmann described the decorative concept of hall X in his booklet "Erläuterungen zu den Gemälden. Die Bildungs-Epochen der Erde und Charakterbilder für Asien und Central-Afrika" (HOFFMANN, without date) like this: "The plan drawn up by the late Director, Ferdinand von Hochstetter, was to present characteristic pictures of the five continents of the world: Central Africa, South Asia, South America and South Australia should each be in one of the four corners of the room, while Europe should be represented on the main wall of the room through the portrayal of the various eras of the Earth with "The marine fauna and flora of the Silurian and Devonian periods", "The animal world of the Carboniferous period", "Characteristic picture of the Carboniferous period in Bohemia", "Characteristic picture of the Triassic period", combining the Northern and the Southern Limestone Alps, "The marine fauna and flora of the Jura in south-west Germany", "The chalk period in Lower Austria at the Hohe Wand near Wiener Neustadt" and "The Miocene period". On the opposite wall, the main types of today's world of plants are to be symbolised by examples of cactus, lilies, orchids and aroids. The last four pictures and the paintings of America and Australia are not yet to be executed." (HOFFMANN, without date: 1).

Also the two "continent pictures" commissioned to Hoffmann had botanical topics: "Central Africa, character picture, baobab trees" and "Character Picture East India, Banyan tree" (finished in 1886).

After Hochstetter's death (1884), in 1886 the programme was slightly changed: Instead of just four, six paintings illustrating recent vegetation were commissioned: "Jungle at the River Amazon" and "Mangrove wood near Goa", both by Robert Russ (both missing today), "Giant cactus, *Cereus giganteus*, Mexico", "Spruce, *Pinus*, Europe", "Australian jungle, *Eucalyptus*" and "Giant sequoia, *Wellingtonia*, California" (last one missing today), all by the painter Heinrich Otto (1858–1923).

Also two large faunistic paintings were added: "*Elephas primigenius* Blum., mammoth" and "*Dinornis*, Moa, New Zealand" both by Heinrich Otto (HAUER, 1886: 29).

Josef Hoffmann's primeval paintings

A cycle of seven pictures are dedicated to palaeontology. The fact that life on earth was shown as development over millions of years (like UNGER, 1851) already stood in opposition to the biblical creation. Additionally, the position of this cycle on the edge to the beginning of human history (with the prehistory collection starting in the next hall) underlines their role in the museum of evolution.

The idea to decorate nature museums with primeval pictures was not completely new: A similar decorative idea had already been realised between 1875–1877 by Benjamin Waterhouse Hawkins (1807–1894). In 1875, Hawkins was commissioned with a series of 17 huge panoramic paintings of the geological eras. The paintings were hung in the new Elizabeth Marsh Museum of Geology and Archaeology at the College of New Jersey (now Princeton University). As GOSSE (2010: 3) states with this a new museum's tradition was started: "*Hawkins' murals are the first paintings illustrating this theme, setting a precedent for natural history museums in the decades to come.*" It seems very likely that Hochstetter knew about this and was encouraged for his own plan. Like Hawkins' also Hoffmann's paintings were created "conscientiously and strictly according to all the results of science." (HOFFMANN, without date: 1). The director of the Imperial Geological Institute, Dionýs Štúr (1827–1893) served as scientific adviser. He and Hochstetter had agreed that Hoffmann would be sent to him to get to know the subjects of his paintings (ŠTÚR, 1886). Hoffmann said he could not have completed the pictures without the richness of the Imperial Geological Institute's collections (RANZONI, 1885).

Like in Hochstetter's children's book (HOCHSTETTER, 1873) Hoffmann combined ideal landscapes of primeval eras with "character-pictures". In both (eras and character-pictures) Hoffmann put the emphasis on botany (like UNGER, 1851). It seems that the depiction of fossil animals was of minor importance for four reasons:

1. As already explained 24 caryatides by Rudolf Weyr (1847–1914) show primeval plants but also many animals as attributes: among them are the first Austrian 3-D-reconstructions of a flying dinosaur, an ichthyosaur and a plesiosaurus.

2. As the skeletons of the Cenozoic period were on display, the need to depict the animals might have seemed less important.
3. The paleo-botanic Unger-illustrations had become the iconographic epitomes of the primeval world.
4. Paleo-botany was one of the main topics of the exhibition.

The palaeontological pictures by Hoffmann can be divided into landscapes (size: approx. 380 cm x 190 cm) and into still-lives (size approx. 95 cm x 190 cm): Three landscapes show primeval eras (Carboniferous, Triassic and Cretaceous period; Pl. 1, Fig. 3; Pl. 2, Fig. 3; Pl. 6, Fig. 1). Two of these are still very much in the tradition of Emil Rose and Josef Kuwasseg (1799–1859). Especially the depiction of the “Carboniferous period” shows the reluctant iconographic transition. As the figures below show, all three pictures (Kuwasseg’s, Rose’s and Hoffmann’s) are quite similar in their principal composition (Pl. 1, Figs. 1–3).

They show a swamp with the typical plants, like the Sigillaria trees and ferns. Like Kuwasseg Josef Hoffmann (Pl. 1, Figs. 1, 3) concentrates on the flora, but it has to be said that also in Rose’s illustration (Pl. 1, Fig. 2) the animals are understated. Only Archegosaurus and some fish inhabit the landscape. Hoffmann himself said about his painting: “the fauna was only hinted at” (HOFFMANN, without date: 7).

The scene of the Triassic period shows the most “peculiar primeval Austrian flora”, which is so unique that it cannot be found in any other museum in the world (ŠTŮR, 1886). It is another example for the strong pictorial tradition that shaped Hoffmann’s compositions (Pl. 2, Figs. 1–3).

The main difference between Hoffmann and his predecessors can be seen in the more dramatic lighting atmosphere. The light-impressions seem to have become more important than the authentic representation of the landscapes. Nevertheless, the realistic depiction was astonishing for the audiences: “The trees, ferns and horsetails appear so realistic and familiar like the sycamore trees or the trees of heaven in our city park or the white poplars and chestnut trees in Prater.” (RANZONI, 1885: 4). The third primeval landscape “Idealized scene from the Late Cretaceous period, Alps in Lower Austria” (Pl. 6, Fig. 1) is a rather free composition. Josef Hoffmann chose a reknown Austrian area with the mountain formations “Hohe Wand” and “Wechsel” as a background. As Štúr pointed out, this painting is “through and through an Austrian picture” (ŠTŮR, 1886: 346). But despite this Kuwasseg’s images still were an important source. As Josef Hoffmann states in his booklet the palm tree in the middle of the painting is a one-to-one quote from Unger’s “Urwelt”: “Almost in the middle of the picture is the beautiful feather palm tree [German: Fiederpalme] of the new world, that already Unger published” (HOFFMANN, without date: 10).

Apart from the landscapes, which are still in the tradition of Unger, Josef Hoffmann created also some very independent picture-compositions. The four still-lives: “Marine fauna and flora, Jura” (Pl. 3, Fig. 1), “Marine fauna and flora, Silurian and Devonian” (Pl. 4, Fig. 1) “Fauna and flora of Carboniferous coal deposits, Bohemia”, and “Fauna and flora, Miocene” (Pl. 5, Fig. 1) are mainly characterised by their ornamental compositions.

The reason for these ornamental arrangements was: “The limited space that was provided for the paintings forced to

restriction [...] starting with the Silurian and Devonian period even these two periods had to be contracted into one painting, which had to get a more ornamental form to present all items in the same clearness.” (HOFFMANN, without date: 4). Some art-critics were critical about this: “I wished the artist had had more room, maybe whole walls, to make use of all the previous studies and sketches he made.” (R., 1885: 434f.), but others praised the results (RANZONI, 1885; two sketches are held at WIEN MUSEUM: M1130-165093 and M1130-165092).

From today’s point of view Hoffmann’s still-life compositions seem far more innovative than his landscape paintings. Whereas the landscapes still vary the tradition, the still-lives point in a future direction (Pl. 3). Their resemblance to images created later by Anton Seder (1850–1916; “Die Pflanze in Kunst und Gewerbe”, SEDER, 1886–1890; Pl. 3, Fig. 2) or Ernst Haeckel (1834–1919; “Art forms of Nature”, HAECKEL, 1899–1904; Pl. 3, Fig. 3) which shaped the arts and crafts of Art Nouveau proves their progressive potential.

Especially Haeckel’s “Art forms of Nature” dwell on a similar idea. Haeckel and Hoffmann – both opened a completely new source for art. For Haeckel it was the microscopic world: “The main purpose of my art forms was an aesthetic one. I wanted a wider circle of educated people to gain access to the wonderful treasures of beauty, which are hidden in the depth of the seas or can only be seen through the microscope because of their small size.” (HAECKEL, 1899–1904 cited in LÖTSCH, 1998: 354). Hoffmann instead opened the fossil world. 1853 already Bernhard Cotta had urged artists to use fossil forms as an art source: “Until now only a few artists tried to dwell on this source to gain their patterns and motives from the primeval world. Almost the only attempt to treat the fossil world in an artistic way, were Unger’s primeval landscapes; but their purpose is still the instruction [...]. Why should the primeval forms not become the subject and the mean of art as such?” (COTTA, 1871: 338).

Beside their educative purpose, Hoffmann’s paintings used fossils in a realistic but also a free way for his compositions. He even gave up the exact proportions for better artistic results (HOFFMANN, without date: 4). The same can be seen with Haeckel. He also beautified his observations for the benefit of the aesthetic effect. In contrast to his own statements that his art forms were true to nature and “all stylistic and decorative use” was left to the visual artist (HAECKEL, 1899–1904; see FRANZ, 1998) a description (BÄTSCHMANN, 1989 in FRANZ, 1998: 476) pins down what every beholder intuitively feels: “What can be found in nature from the simplest water beasts to the hummingbirds or antelopes was artfully organised on plates by Haeckel and Giltsch [Chromolithographer Adolf Giltsch 1852–1911], fitted into the higher framework of a complex symmetry to engage directly with the sense of beauty.” This same ethos of being true to nature and science and the desire to achieve beauty guided Hoffmann. At least as a side remark, it should be pointed out that Haeckel probably knew Hoffmann’s paintings and might have seen them as an inspiration.

Josef Hoffmann’s paintings were broadly discussed in public. Soon after their completion (May to June 1885) the paintings were exhibited at the “Österreichischer Kunst-Verein” with the booklet as catalogue (HOFFMANN, without

date). Most probably at the same time (in 1885/1886) the Imperial and Royal court photographer Josef Löwy took photographs of the paintings (Pl. 4, Fig. 2; Pl. 5, Fig. 2; Pl. 6, Fig. 2), which Hoffmann distributed to various institutions like the Academy of Sciences, the Imperial Geological Institute and the NHMW (ANONYMOUS, 1886; NHMW / Archive for the History of Science; ŠTÚR, 1886). Hoffmann held talks about their content for the interested public (June 3rd, 1885 see RANZONI, 1885). The catalogue was meant as an instruction for the beholder. “Whoever takes the trouble to read the catalogue and to look at the paintings would learn more in one hour’s time about the evolution of earth than by sitting for half a day over a geological book” (RANZONI, 1885: 4). The paintings were meant to instruct the viewer and by this they contributed to Hochstetter’s aim to establish the new museum as a public class room. But apart from their pedagogic aspect some of Hoffmann’s paintings had progressive artistic potential and their impact is still understudied. Thanks to the distribution of Hoffmann’s catalogue and the Löwy-photos, the images even found their way to Mexico. The next part of this article will focus on this astonishing “export”.

Velasco’s Geological Series for the Instituto Geológico Nacional

In September 1906, the Instituto Geológico Nacional opened its new headquarters in Mexico City. This new space was envisioned as a cosmopolitan institution devoted to the development of geology and the building was conceived within a broader project of urban transformation of the capital city. Between the 1880s to the 1910s, the city saw the creation of multiple scientific and cultural institutions. During this period, known as the *Porfiriato*, a reference to General Porfirio Díaz (1830–1915), who held the presidential seat for seven terms between 1876

to 1911, the architecture of the city saw several changes in order to realise an ideal and a cosmopolitan city in the lead up to celebrations for the centennial anniversary of Mexican Independence in 1910. That same year the Mexican Revolution erupted (TENORIO TRILLO, 1996).

Located in Santa María la Ribera, in the northwest area of the city, where many of the privileged neighborhoods for urban development were located, the building for the Instituto Geológico Nacional was constructed by the architect Carlos Herrera López. It was designed in the neoclassical style, popular during the epoch, and had two floors. On the ground level, the entrance of the building had three main doors with semicircular arches. The upper floor, had details such as a large balcony, Ionic columns, and medallions that decorated the walls. The building façade was decorated with figures of shells, fish, and reptile fossils (Text-Fig. 3).

Antonio del Castillo (1820–1895), a prominent Mexican mineralogist and geologist, who introduced Charles Lyell’s theories in Mexico, founded the institution in 1888. The institute’s main goal was to create a national geological cartography and to expand the field of geological studies, which until then was dominated by knowledge about mining (AZUELA BERNAL, 2005: 170). After del Castillo’s death in 1895, his student José Guadalupe Aguilera (1857–1941) took over directorship of the institute and advanced the projects begun by the former. Aguilera materialised the project with the construction of the building in 1906. For the building’s inauguration, Aguilera commissioned a series of ten paintings depicting the geological eras to José María Velasco, who was the most well-known landscape painter in the country at the time (ALTAMIRANO PIOLLE, 1993: 442).

Inside the institute’s building, the collections of minerals and fossils were exhibited on the ground level. This space was conceived as a museum exhibition of many geological objects, from minerals to fossil specimens. The upper lev-



Text-Fig. 3. Facade of the Museum of Geology (Anonymous, Gelatin-silver plate. Photographic archive of the Division of Graduate Studies of the ENAP, San Carlos).



Text-Fig. 4.
Upper part of the main foyer of the Museum of Geology (Anonymous, Gelatin-silver plate. Photographic archive of the Division of Graduate Studies of the ENAP, San Carlos).

el housed the offices and workspaces and in the corridor Velasco's paintings were displayed (Text-Fig. 4). There one can see an allegory of geology, stained glass windows depicting places and geological features of the country, and in a prominent way, Velasco's geological series.

Plenty of similarities can be found between the *Instituto Geológico* and the Natural History Museum in Vienna. The most stunning similarity is the iconography of the *Eras* series, which was almost copied from Josef Hoffmann's series in Vienna. The exact date in which Velasco's paintings were created is unknown, but, for the reasons explained below, we can assume that it was in 1905. Fact is that the series of ten large canvases was already there when the institution opened in 1906. The Mexican landscapist added three more pictures to complete the geological series that Hoffmann created in Vienna.

It is worth comparing Hoffmann's and Velasco's professional careers. Both artists were landscape painters by training and, similar to other artists of the time, deeply involved in scientific endeavours. These two artists were part of a nineteenth century wave of scientific visualisation catalysed by the beginning of a broad circulation of image reproduction.

Velasco's formal education began in 1858 at the *Academia de Bellas Artes de San Carlos*. Founded in the eighteenth century, the *Academia* installed the neoclassic style and the aesthetics appreciated by the Spanish Bourbon monarchy in New Spain. It was not until 1855 that the teaching of landscape started at the academy, through the Italian landscape painter Eugenio Landesio (1810–1879), who was Velasco's teacher. Landesio was essential to Velasco's engagement in science (NULMAN MAGIDIN, 2009), but also the flexible curricula during that period in the Academy allowed the young student to take lessons at scientific institutions like the *Escuela Nacional de Medicina* (National School of Medicine) where he studied zoology and botany (TRABULSE, 1992: 137).

As a landscape painter, Velasco yielded much success. He was an appointed teacher of landscaping at the Academy in 1877, and he was responsible for the entries of Mexican painting for the Paris Exposition Universelle of 1889. Throughout his entire career, Velasco's landscapes showed a meticulous attention to drawing and composition. Moreover, the Mexican painter was successful also in field of science. He was member of the *Sociedad Mexicana de Historia Natural* (Mexican Natural History Society) and collaborated with the magazine of the institution *La Naturaleza* (Nature) by creating hundreds of scientific images. He contributed his own scientific studies to the magazine including an article about the "Axolotls" (an amphibian: *Ambystoma velasci*, DUGÈS 1888) that questioned the observations and conclusions of August Weismann's neo-Darwinist approach about the same species (TRABULSE, 1992: 212).

All these qualifications made Velasco the ideal artist to produce the visualisation of the geological eras for the *Instituto Geológico*, fundamental for a coherent representation of the "deep-time". Velasco's work would qualify as a copy in the way that he took the photographs of Josef Hoffmann's series and translated them into the canvas, in a homogenous vertical format (Pl. 6; Pl. 2, Fig. 3; Pl. 7, Figs. 1, 2). Because the paintings underwent restoration in the 1990s, it is unclear if the signatures on them are the painter's originals. In some cases, the phrase "Velasco copió" (Velasco copied) is visible. This gives the impression that the intention was to leave testimony to the fact that what he was doing was a kind of reproduction.

As already stated above, Josef Löwy captured the photographs of Hoffman's paintings probably about 1885/1886. Most likely José Guadalupe Aguilera, the commander of the *oeuvre*, delivered them to Velasco. There are two hypotheses regarding how these photographs ended up in the hands of Velasco. The first is that Antonio del Castillo, during his visit to the Vienna Natural History Museum in

1888, acquired a copy of the photographs, perhaps distributed by the museum to foreign institutions and delegations (Löwy-photographs: Pl. 4, Fig. 2; Pl. 5, Fig. 2; Pl. 6, Fig. 2). The second is based on the fact, that Aguilera was in Vienna for the 9th session of the International Geological Congress (IGC) in 1903, where he could have retrieved them as well (ANONYMOUS, 1904: 81).

Regardless of whoever appropriated these photographs, what is clear is the solid bond between Austrian and Mexican geology during these years. Only three years after the 9th International Geological Congress (IGC) in Vienna, the Mexican capital hosted the 10th session of the IGC, where at least 31 Austrian geologists participated. From the press coverage in national newspapers, we know that Emil Tietze (1845–1931) and Carl Diener (1862–1928) gave opening lectures. (ANONYMOUS, 1906a; ANONYMOUS, 1907).

This event was covered in detail by national newspapers and international reports, depicting Mexico City as a cosmopolitan metropolis and a country with advanced sciences. During the conference, many foreign geologists gave their presentations and travelled across the country to conduct fieldwork. For many of them these short trips were a great opportunity to observe the geological particularities of America. Additionally, the Díaz regime utilised this conference for propaganda: it showcased the facilities granted to the international guests and promoted the fact that they were travelling securely throughout the country, mainly by train (ANONYMOUS, 1906b).

From this point of view, Velasco's series can be seen as part of a general effort to construct Mexico as being on a not so distant level with Europe. Most likely, when visiting the *Instituto Geológico* the Austrian geologists were able to identify the iconographic source of the paintings and even perceived the changes in style introduced by the Mexican landscapist (Pls. 4–7). In a certain way, this observation could have led them to feel an affinity with Mexico (a land not so long ago ruled by Maximilian of Habsburg) and to be proud of the outreach of Austrian sciences overseas. From a different point of view, the relation between Austrians and Mexicans went far beyond mimicry. The visualisation of the eras challenged prevailing notions of nature as a place of harmonious order; it also defined a set of coordinates in time, space and species that were used to give boundaries to the object of the geological discipline.

Although Velasco and Aguilera, like their Austrian counterparts Hoffmann and Hochstetter, would have been able to create a genuine representation of the *Eras*, they chose to copy it. There is no doubt that Aguilera and researchers at the Institute knew the different geological strata of the country very well. In 1893 he published his study *Datos para la geología de México (Elements for Mexico's Geology)*, in which he tried to do a systematization of the geological areas of the entire country (AGUILERA & ORDOÑEZ, 1893). Carl E. Burckhardt (1869–1935), an Austrian geologist, became a researcher at the *Instituto Geológico* in 1904 and specialised in the fossils of the Mesozoic. Burckhardt also systematised several marine invertebrates found in Mexican soil in his work *Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain (Summary study of the Mesozoic in Mexico)*, published until 1930 (BURCKHARDT, 1930). Velasco and Aguilera had other sources on which to rely for the task of depicting geological time, like the Spanish edition

of Louis Figuier's *Earth Before the Deluge (El mundo antes de la creación del hombre, 1870)* (FIGUIER, 1870a). However, for practical reasons or not, they preferred the particularly compact solution, in seven episodes, that Hochstetter-Hoffmann had created.

It has to be pointed out that Velasco added to the seven episodes taken from Hoffmann's iconography (e.g. Pl. 4–7) three more paintings (Pl. 8, Fig. 2; Pl. 9, Figs. 3, 4). For this ending trilogy, he relied on other sources. Therefore, an examination of the ten paintings has to use two orientations: first, an iconographic and stylistic comparison between Hoffmann and Velasco's series, and secondly, a comparison in style, composition and subject of Velasco's last three scenes with the rest of the Mexican and Austrian representations.

Even though it is probable that Velasco could not identify the species represented by Hoffmann when he copied them from the plates he had, he did it in a very accurate way, making it possible for viewers to recognise each figure. Unlike Hoffmann, neither Velasco nor Aguilera wrote a description explaining the iconography. In the first painting of the series, the representation of Silurian and Devonian eras (Pl. 4, Figs. 1–3), Hoffmann painted a sort of winged fish with a shell (described by Hoffmann as “gepanzerte Flügelfische”), a *placoderm*, probably from the genus of *Bothriolepis*, present in the late Devonian period.

In the paintings by Velasco almost every specimen is presented but with little modifications, such as the former shelled-fish, with its two seemingly winged-fins, without the appearance of having a shell. Velasco interpreted it, as it was only a kind of winged fish; he did not go so far as to investigate the correct morphology of the specimen. The study of the palaeontologist SILVA-BÁRCENAS (1991), based only on the Mexican paintings, attempted to name all of the species represented. For this first image of the series, he found the following species: a moss from the genus: *Entalophora*; an *Archimides*; the coral *Rhipidiogorgia*; the cephalopod of the genus *Lituites*; a gastropod *Eumophalus*; a crinoid *Scyphocrinites*; and an alga *Chorda*.

Hoffmann did not describe in detail every species he drew, but for the alga represented we know that it was a *Zostera marina* L. 1753, (“Bandtang”), not a *Chorda*. It results then that today, based on Hoffmann's description, a new interpretation of the represented specimens is possible. Table 1 proposes certain amendments to Silva-Bárcenas description.

Although Velasco respected almost every element in some cases he changed, the drawing dramatically and by this transformed also its meaning profoundly. An example of this is the fourth painting of the series: *Characteristics of the Trias Period: the Northern and Southern Chalk Alps* (Pl. 7, Figs. 1, 2, compare to Pl. 2, Fig. 3). In this image, the full process from transporting the iconography can be observed.

In the original painting by Hoffmann (Pl. 2, Fig. 3) a “frog dinosaur” (“Froschsaurier”) is painted on the right side, near the ground, standing in a marsh. Because not very clear in the photograph, Velasco did not represent it in his first sketch (Pl. 7, Fig. 1) of the final painting. This was not the case for the animals in the centre of the scene: a *Plesiosaurus* CONYBEARE 1821 and a *Belodon* VON MEYER, 1844 identified as such by Hoffmann, and consistently repre-

Title*	Eras/periods in contemporary scale	Species according to SILVA-BÁRCENAS (1991)	Species proposed in this work
1. The Silurian and Devonian marine, fauna and flora.	<i>Era:</i> Palaeozoic. <i>Period:</i> A) Silurian; B) Devonian.	Entalophora; Archimedes; Rhipidiogorgia; Lituites; Eumophalus; Scyphocrinites; Chorda	<i>Zostera marina</i> (L., 1753).
2. Animal and plants of the coal period.	<i>Era:</i> Palaeozoic. <i>Period:</i> Carboniferous.	Sigillaria, Lepidodendron; Calamites.	<i>Archaeocalamites radiatus</i> (LACEY & EGGERT, 1964). <i>Calamites suckowi</i> (BRONGNIART, 1828). <i>Noegethria</i> , <i>Rhacopteris</i> .
3. Characteristics of the Coal period in Bohemia.	<i>Era:</i> Palaeozoic. <i>Period:</i> Carboniferous.	Labyrinthodontia <i>Eryops</i> ; Urocordylus, Dolichosoma; Mishoptera; Pteridospermas; Gimnosperma; Calamites	<i>Westlothiana lizziae</i> (SMITHSON & ROLFE, 1990).
4. Characteristics of the Trias period: the northern and southern Chalk Alps.	<i>Era:</i> Mesozoic. <i>Period:</i> Triassic.	Calamites; Neocalamites	
5. Marine fauna and flora in the Jura period.	<i>Era:</i> Mesozoic. <i>Period:</i> Jurassic.	Amonnoidea <i>Macroscaphites</i> ; Gastropoda <i>Murex</i> ; Crinoids <i>Scyphocrinites</i> ; sponges <i>Craticharia</i> , <i>Tremadictyon</i> ; corals <i>Leptoria</i> , <i>Cladangia</i> , <i>Isastrea</i> ; cefalopodes; fishes; Bryozoans <i>Archimedes</i> , <i>Diastopora</i> , <i>Bugula</i> ; Crinoids <i>Batocrinus</i> ; Cephalopoda <i>Belemnioidea</i> .	
6. Characteristics of the Chalk period in Lower Austria: Hohe Wand near Wiener Neustadt.	<i>Era:</i> Mesozoic. <i>Period:</i> Cretaceous.	Angiosperms	
7. Animals and plants of the Miocene period.	<i>Era:</i> Cenozoic. <i>Epoch:</i> Miocene.	Rhinocerotidae <i>Teleoceras</i> ; Schizoteriinae <i>Moropus</i> ; Pongidae; Conifers.	<i>Palaeotherium</i> (CUVIER, 1804) <i>Cercopithecus</i> (L., 1758).
8. Flora and fauna of Quaternary Pliocene-Pleistocene.	<i>Era:</i> Cenozoic. <i>Periods:</i> A) Neogene; B) Quaternary.	<i>Similodon californicus</i>	<i>Machairodus</i> (KAUP, 1833).
9. Scene from the Quaternary Inferior Palaeolithic.	<i>Era:</i> Cenozoic. <i>Period:</i> Quaternary.	<i>Homo neanderthalensis</i>	<i>Homo sapiens</i>
10. Scene from the Quaternary Superior Palaeolithic.	<i>Era:</i> Cenozoic. <i>Period:</i> Quaternary.	Cro-Magnon man	<i>Homo sapiens</i>

Tab. 1.

List of species depicted in Velasco's paintings at the Museo de Geología (UNAM).

*The titles listed here are taken from the names in English visible on the paintings' photographs. From number 8 to 10 the names follow the proposal by SILVA-BÁRCENAS (1991).

sented in former iconographies about the era, for example in Franz X. Unger's *Ideal Views of the Primitive World* (UNGER, 1863). Velasco ambiguously sketched the two reptiles to appear more like serpents or *Tetrapodes*. He decided not to represent any animal in the final version (Pl. 7, Fig. 2). In this image, the representative fauna established by many iconographies was completely omitted. The era was interpreted as mainly vegetative, subjected to violent geological changes, represented synthetically by the two smoky volcanoes in the background, and the impression of polluted air.

The suppression of fauna can also be seen in other images in the series, like *Characteristics of the Chalk Period in Lower Austria: Hohe Wand near Wiener Neustadt* (Pl. 6). In the original painting by Hoffmann (Pl. 6, Fig. 1), and depicted as well in the photograph (Pl. 6, Fig. 2), there is a recognisable topography of Austrian lowlands, where the local spectator could see the ancient geological and ecological features of *Wiener Neustadt* as an ancient lake. Near to the right margin of the canvas, an *Iguanodon* MANTELL, 1825 climbing a tree is depicted. In contrast, Velasco's version (Pl. 6, Fig. 3) removed the dinosaur, as well as many of the important vegetation and the mountain landscape.

The scene painted by Hoffmann possibly intends to represent the recent geological studies in a familiar space. The Mexican landscapist instead created an ideal and almost-universal place by narrowing down the things represented and by smoothing out the background. Velasco did not want to present a specific place. Instead, he tried to achieve an abstraction of time. We can conclude that Velasco made changes not only in iconography but also in style, which were fundamental for giving his series new meaning.

In all of Velasco's pictures actions of suppression, slimming down, production of a depth-field, and space openness are repeated. This contributes to a much more schematic sequence. By cutting the three Hoffmann images horizontally and transforming them into a vertical format, Velasco made all canvases uniform. These changes are evident in the pictures Hoffmann called "still-life" ("Stilleben"): the images for the Silurian and Devonian (Pl. 4, Figs. 1–3), the "Coal Period" (Carboniferous; Pl. 7, Fig. 3), and for the Jurassic (compare Pl. 3, Fig. 1 with Pl. 7, Fig. 4). In every case, Velasco lightened the arrangement of all objects, opened the margins and gave depth to the composition. If Hoffmann, for these cases, was using the visual characteristics of the "still-life" in almost a two-dimension-

al representation, Velasco applied the conventions of landscape view to compose his three images. This is particularly evident for the scenes of Silurian-Devonian eras and the Jurassic period: in both he added a diffuse light in the background to emphasise a feeling of space depth. Moreover, this stylistic attitude is equally valid for the rest of Velasco's series.

All these changes raise the question about the continuity of the series' general meaning for the Mexican context. The visualisation of the eras had several implications for an evolutionist point of view of Earth's history. The perception of lengthened time, carried by the view of "eras", was central to the explanation of evolution, and its visualisation in "ecological" scenes was key in order to put the pieces together between many different realms of nature's observation (RUDWICK, 1992). There is no doubt that Josef Hoffmann held an evolutionist point of view when he expressed his opinion on the significance of fossils. However, Velasco, a fervent catholic who directly fought evolution theory decades before, was most likely not thoroughly subscribing to the same idea of evolution as Hoffmann but instead to a progression of natural stages that brought better conditions for human living. This can be exemplified in Velasco's final addition to Hoffmann's series (Pl. 8, Fig. 2; Pl. 9, Figs. 3, 4).

Who had the idea to continue the geological series by adding three more paintings? It was either Velasco or Aguilera; we do not know with certainty. However, there is no doubt that one of them had the intention to give a proper "finale" to Earth's history. The three ending scenes Velasco painted to complete the series demonstrate a serious departure from Hoffmann's quest and rely completely on different sources. The three scenes added are not representing the same time scale. The first one is dedicated to the Pleistocene and the following two are representing the Holocene. The "Flora and Fauna of Quaternary: Pliocene-Pleistocene" represented a Saber-toothed tiger, from the genus *Machairodus* (Pl. 8, Fig. 2). The original source of the scene "Quaternary Scene from the Superior Paleolithic" can be found in the illustrations for HENRY ROBERT KNIFE'S (1854–1918) book, *Nebula to Man*, from 1905. Knife commissioned different artists to create a variety of images for his book. Lancelot Speed (1860–1931), a book illustrator and film director of silent movies, drew the image of the *Machairodus* (Pl. 8, Fig. 1). The result is very different compared to Hoffmann's representations (KNIFE, 1905: 162). The scene pretends to capture dramatically an instant in motion. It depicts two Saber-toothed tigers arriving to an open space in the jungle after hunting their prey: monkeys. The tiger in the foreground has stopped, turns his head to the monkey, and gestures a move as if about to jump. The tiger in the background has thrown himself onto his prey, hidden in the bush.

The other scene also taken from Knife's book is the ending image in Velasco's series (compare Pl. 9, Figs. 2–4). Two men and three women are gathered around a campfire, where a male engraves a drawing in a mammoth's tusk. The title of the image in the book was "Cave Men (Hunter-Artists)". This was another "scene", in the sense that it was capturing a concrete instant, even an anecdote. However, we have to consider that the original image in the book does not show as much as Velasco did in his canvas (Pl. 9, Fig. 4). In addition, strangely it was

not attributed to any artist as Knife did with several other pictures. It is probable that the image in the book was already a copy from another painting. It is surprising however, the short amount of time in which Velasco appropriated this iconography. Probably Velasco had been preparing his sketches in the same year Knife's book was published.

Knife's *Nebula to Man* sought to popularise the geological advancements of its epoch from an evolutionist insight. It was planned as an account of Earth's history from a nebula in space to the human "modern period", in the form of an epic poem of more than two hundred pages. The book served as a way to popularise science but also as platform to combine new arguments to establish relations between geological observations, evolution theory, and human descent. In fact the book broke with the tradition of representing "primitive humans" like modern humans, as it had been done before in LOUIS FIGUIER'S book "L'homme primitif" (1870b), and presented two drawings of hominids. One of them was the *Pithecanthropus* (today known as *Homo erectus*), drawn also by Lancelot Speed (Pl. 9, Fig. 1).

Certainly the scenes selected by Velasco and/or Aguilera were not the most controversial. They adopted the solution – by this time already conservative – of representing all prehistoric humans like modern human beings (Pl. 9, Figs. 3, 4). In addition to this, in formatting all images into the canvases' same vertical dimensions, Velasco created the appearance of continuity and succession of times. This was, without doubt, a key issue for the visualisation of eras and for geology itself in its goal to provide an explanation of change, even if there was not, in Velasco's final tri-sequence, an attempt to gather a multitude of species and to refer them to particular geological and environmental conditions – as Josef Hoffmann tried in his seven pictures.

Velasco's treatment of human evolution without framing it into a particular time-scheme, from catastrophism to uniformitarianism, avoided the question how humankind developed. Moreover, clearly, for a narrative on human evolution the ending scenes can be read as an improvement of life conditions and a sequence of cultural progression. Velasco tried with his series to make geological observation independent from any point of view. By this, it corresponded well to positivist ideals of late nineteenth century Mexico.

Velasco was not replicating the pictorial path of Hoffmann's paintings and past representations of geological eras. More than an interpretation of Earth's deep time, he was constructing a geological imaginary as cosmopolitan and objective knowledge. In this sense, the appropriation by Velasco was not simply an attempt to visualise geological time as to create a standard of it, that at the same time, could be replicated elsewhere through the global circulation of images.

Acknowledgements

We would like to thank ROSALÍA ROMERO for the revision of the text in English and MATTHIAS SVOJTKA for providing images of Josef Kuwasseg. We are also grateful to SABINE GAAL-HASZLER, ANDREAS KROH and THOMAS HOFMANN for their precious help and support.

References

- AGUILERA, J.G. & ORDÓÑEZ, E. (1893): Datos para la geología en México. – Imprenta y Fotocografía del “Cosmos”, México City.
- ALTAMIRANO PIOLLE, M.E. (1993): National Homage José María Velasco (1840–1912). – Museo Nacional de Arte, México City.
- ANONYMOUS (1869): Funken aus einer Asche. – Wiener Sonn- und Montags-Zeitung, **7/59**, 5. Juli 1869, 1–2, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wsz&datum=18690705&seite=1&zoom=33> [15.01.2018]
- ANONYMOUS (1872): Ein Lehrer des Kronprinzen. – Neues Wiener Tagblatt, **6/185**, 9. Juli 1872, 1–2, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nwg&datum=18720709&seite=1&zoom=33> [15.01.2018]
- ANONYMOUS (1878): Das versöhnende Element in der Darwinistischen Weltanschauung. – Kosmos, Oktober 1878–März 1879, **2**, 11, 351–359, Stuttgart.
- ANONYMOUS (1886): Josef Hoffmann übermittelt Photographien <fig. Titel>. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **23/6**, 37, Wien.
- ANONYMOUS (1904): Congrès Géologique International: Compte rendu de la IX. Session, Vienne 1903: Premier Fascicule – VIII + 520 pp. Wien (Hollinek).
- ANONYMOUS (1906a): El Congreso Internacional de Geología, su inauguración. – La Voz de México, 06/09/1906, **2**, México.
- ANONYMOUS (1906b): Las excursiones del Congreso Geológico. – El Mundo Ilustrado, 02/09/1906, 4–9, México.
- ANONYMOUS (1907): Congrès Géologique International. Compte rendu de la X^{ème} Session, Mexico 1906. – Secretaría de Fomento, México City.
- AZUELA BERNAL, L.F. (2005): De las minas al laboratorio: la demarcación de la Geología en la Escuela Nacional de Ingenieros (1795–1895). – Instituto de Geografía, UNAM, México City.
- BÄTSCHMANN, O. (1989): Entfernung der Natur. Landschaftsmalerei 1750–1920. – 358 pp., Köln.
- BENEDIKT, K. (1920): Ein Verkannter. Erinnerungen an einen Vater der Volksbildung in Oesterreich. Zu Franz Ungers fünfzigsten Todestag. – Neues Wiener Journal, **28 / Nr. 9437**, 13. Februar 1920, 3, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nwj&datum=19200213&seite=3&zoom=33> [15.01.2018]
- BRAUN, I. (1873): Aus der Kinderwelt. – Stuttgart (Hofmann & Hohl).
- BURCKHARDT, C. (1930): Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. – Mémoires de la Société paléontologique Suisse, **49/50**, 280 pp., Basel (Birkhaeuser).
- COTTA, B. (1852): Geologische Bilder. – 243 pp., Leipzig.
- COTTA, B. (1871): Die Vorwelt als Kunstquelle. – In: COTTA, B.: Geologische Bilder, 5. Auflage, 334–340, Leipzig.
- EGGERT, K. (1978): Gottfried Semper, Carl Hasenauer. – In: WAGNER-RIEGER, R. (Ed.): Die Wiener Ringstraße, **8/2**, 73–225, Wiesbaden.
- FIGUIER, L. (1870a): El mundo antes de la creación del hombre: origen del hombre, problemas y maravillas de la naturaleza. – 461 pp., México City (José Astor y Comp).
- FIGUIER, L. (1870b): L'homme primitif. – 446 pp., Paris.
- FRANZ, R. (1998): Stilvermeidung und Naturnachahmung. Ernst Haeckels „Kunstformen der Natur“ und ihr Einfluß auf die Ornamentik des Jugendstils in Österreich. – Stapfia, **56**, 475–480, Linz.
- GLICK, T. & SHAFFER, F. (2014): The Literary and Cultural Reception of Charles Darwin in Europe. – Volume **3/4**, 700 pp., London–New Delhi–New York–Sydney.
- GOSSE, A. (2010): The Victorians' Dinosaurs. – GardenStateLegacy.com, **10/2010**, 8 p., New Jersey.
http://gardenstatelegacy.com/files/The_Victorians_Dinosaurs_Gossen_GSL103.pdf [15.01.2018]
- HAECKEL, E. (1899–1904): Kunstformen der Natur. – Bibliographisches Institut, 1899–1904, Leipzig–Wien.
- HANN, J., HOCHSTETTER, F. v. & POKORNY, A. (1872): Allgemeine Erdkunde. Ein Leitfadens der astronomischen Geographie, Meteorologie, Geologie und Biologie. – 372 S., Prag.
- HAUER, F. v. (1886): Notizen. – Annalen des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums, **1886**, 29, Wien.
- HOCHSTETTER, F. v. (1873): Geologische Bilder der Vorwelt und der Jetztwelt. Zum Anschauungs-Unterricht und zur Belehrung in Schule und Familie. – 37 S., Esslingen.
- HOCHSTETTER, F. v. (1884): Das k. k. Hof-Mineralienkabinet in Wien, die Geschichte seiner Sammlungen und die Pläne für die Neuauftellung derselben in dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum. Zwei Vorträge, gehalten in den Sitzungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt am 5. und 19. Februar 1884. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **34**, 263–298, Wien.
- HOFFMANN, D. (2006): The Material Presence of the Past. Reflection on the Visibility of History. – In: RÜSEN, J.: Meaning and Representation in History, 183–209, New York.
- HOFFMANN, J. (without date): Erläuterungen zu den Gemälden. Die Bildungs-Epochen der Erde und Charakterbilder für Asien und Central-Afrika, 1–13, Wien.
- JOVANOVIC-KRUSPEL, S. (text) & SCHUMACHER, A. (photos) (2014): Das Naturhistorische Museum. Baugeschichte, Konzeption & Architektur. – 274 pp., Naturhistorisches Museum, Wien.
- KNIFE, H.R. (1905): Nebula to man. – 253 pp., Edinburgh (Colston & Coy).
- LÖTSCH, B. (1998): Gibt es Kunstformen der Natur? Radiolarien, HAECKELS biologische Ästhetik und ihre Überschreitung. – Stapfia, **56**, 339–372, Linz.
- LUDWIG, R. (1855): Das Buch der Geologie oder die Wunder der Erdrinde und der Urwelt: Naturgeschichte der Erde, Teil 2. – VI + 160 pp., Leipzig.
- MARENZI (1874): Die Gestaltung der Erdrinde. – Das Vaterland, **XV/148**, 31. Mai 1874, 2–3, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18740531&seite=2&zoom=33> [15.01.2018]
- MASON, J.W. (1997): The Dissolution of the Austro-Hungarian Empire 1867–1918. – 2nd edition, 140 pp., New York (Routledge).

- NOLDEN, S. (2007): The Letters of Ferdinand von Hochstetter to Julius von Haast. – PhD Thesis, University of Auckland, 500 pp., Auckland.
- NULMAN MAGIDIN, A. (2009): Eugenio Landesio y la Historia Natural. – Master diss, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Mexico City.
- PFAFFL, F. (1977): Zur Geschichte der Naturwissenschaftlichen Vereinigungen in Österreich. – *Der Bayerische Wald*, **11/1NF**, 3–27, Passau.
- RANZONI, E. (1885): Kunstblatt. Malerei. – *Neue Freie Presse (Abendblatt)*, Nr. **7460**, 6. Juni 1885, 4, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=18850606&seite=20&zoom=33> [15.01.2018]
- R., R. (1885): J. Hoffmann's geologische Bildwerke. – *Allgemeine Kunst-Chronik*, 30. Mai 1885, **IX/22**, 434–435, Wien.
<http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=okc&datum=18850530&seite=10&zoom=33> [15.01.2018]
- RUDWICK, M.J.S. (1992): Scenes from Deep Time: Early Pictorial Representations of the Prehistoric World. – 294 pp., Chicago (University of Chicago Press).
- SEDER, A. (1886–1890): Die Pflanze in Kunst und Gewerbe. – 30 Plates, Wien.
- SEMPER, M. & SEMPER, H. (1884): *Kleine Schriften von Gottfried Semper*. – 540 pp., Berlin–Stuttgart.
- SILVA-BÁRCENAS, A. (1991): La paleobiología en las pinturas de José María Velasco. – 64 pp., Sociedad Mexicana de Paleobiología, Mexico City.
- STÖCKL, H. (1882): Daheim und draußen. Für die Kleinen gedichtet. – 20 pp., München (Bassermann).
- ŠTŮR, D. (1886): Copien der Josef Hoffmann'schen geologischen Hof-Museums-Bilder. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1886**, 344–347, Wien.
- SVOJTKA, M. (2015): Eocenische Periode. – Online-Portal der Universität Wien: Die Sammlungen an der Universität Wien / Objekt des Monats / Februar 2015.
http://bibliothek.univie.ac.at/sammlungen/objekt_des_monats/009928.html [07.07.2017]
- TENORIO TRILLO, M. (1996): 1910 Mexico City: Space and Nation in the City of the Centenario. – *Journal of Latin American Studies*, **28/1**, 75–104, Cambridge.
- TRABULSE, E. (1992): José María Velasco: Un paisaje de la ciencia en México. – 333 pp., Instituto Mexiquense de Cultura, Toluca, Mexico.
- UNGER, F.X. (1851): Die Urwelt in ihren verschiedenen Bildungsperioden. 14 landschaftliche Darstellungen mit erläuterndem Texte. – 40 pp., 14 Tafeln, Wien.
- UNGER, F.X. (1863): *Ideal Views of the Primitive World in its Geological and Palaeontological Phases*. – 32 pp., London (S. Highley).
- WIESER, J. (1901): Franz Unger, Gedenkrede, Wien, 1901. – *Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft Österreich*, **52**, 50–65, Vienna.
- WILSON, M. (2016): Wooster's Fossils of the Week: Geological Magic Lantern Slides from the 19th Century (Part III) [December 16th, 2016]. – Online Portal: Wooster Geologists – World to Explore, Ohio.
<http://woostergeologists.scotblogs.wooster.edu/2016/12/16/woosters-fossils-of-the-week-geological-magic-lantern-slides-from-the-19th-century-part-iii/> [13.11.2017]

Archives and Sources

NHFW / Archive for the History of Science: Eight photographs of Hoffmann's paintings by Josef Löwy, Vienna.

NHFW / Department of Geology & Palaeontology: Hochstetter Collection Basel. Vienna.

STADTARCHIV MÜNCHEN, Munich.

WIEN MUSEUM: Sketches by Josef Hoffmann: "Marine Fauna and Flora, Silur and Devon" M1130–165093; "Marine Fauna and Flora, Jura" M1130–165092, Vienna.

UNIVERSITY OF VIENNA: The collections of the University of Vienna: Object of the month: Eocene period by J. Kuwasseg; Historical Collection of the department of botany and the science of biodiversity. See: SVOJTKA, M. (2015).

WOOSTER GEOLOGISTS BLOG / Wooster Geologists – World to Explore, Ohio.
<http://woostergeologists.scotblogs.wooster.edu/> [13.11.2017]
 See: WILSON (2016).

Plate 1

- Fig. 1: Josef Kuwasseg: Carbon, watercolour (ca. 1858), University of Vienna, Historical Collection of the Department of Botany and Biodiversity Research, Sign. P1 (photo: Matthias Svojtka).
- Fig. 2: Emil Rose: Carboniferous period, Europe (reproduced from HOCHSTETTER, 1873: Plate 2).
- Fig. 3: Josef Hoffmann: Carboniferous Period, Bohemia, NHMW, Hall X (photo: Alice Schumacher).



1



2



3

Plate 2

- Fig. 1: Josef Kuwasseg: Coloured Sandstone, watercolour (ca. 1858), University of Vienna, Historical Collection of the Department of Botany and Biodiversity Research, Sign. P1 (photo: Matthias Svojtka).
- Fig. 2: Emil Rose: Triassic period, Europe (reproduced from HOCHSTETTER, 1873: Plate 3).
- Fig. 3: Josef Hoffmann: Idealized scene from the Triassic period in Carinthia and Styria, NHMW, Hall X (photo: Alice Schumacher).

1



2



3



Plate 3

- Fig. 1: Josef Hoffmann: Marine fauna and flora, Jura, Hall X (photo: Alice Schumacher).
- Fig. 2: Reproduced from SEDER, 1886–1890: Plate 28.
- Fig. 3: Reproduced from ERNST HAECKEL, 1899–1904: Plate 6, „Tubulariae“.



Plate 4

- Fig. 1: Josef Hoffmann: Marine fauna and flora, Silurian and Devonian periods, NHMW, Hall X (photo: Alice Schumacher).
- Fig. 2: Josef Löwy: Josef Hoffmann, The Silurian and Devonian Marine, fauna and Flora, ca. 1885–1886, 9 x 14 cm, Velasco's family archive (reproduced from ALTAMIRANO PIOLLE, 1993: 445).
- Fig. 3: José María Velasco: The Silurian and Devonian Marine, fauna and Flora, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 140 cm, Museo de Geología, UNAM.

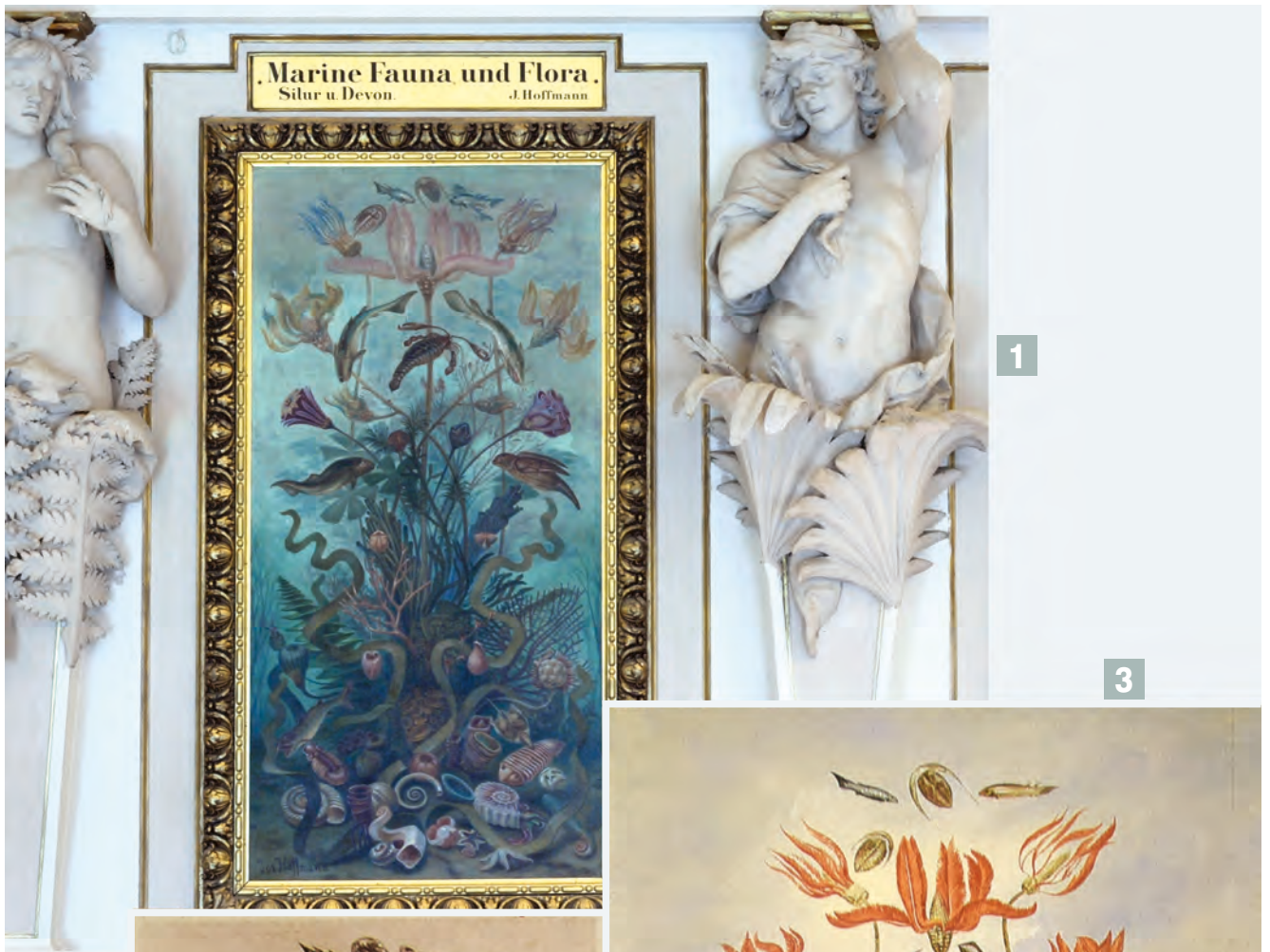


Plate 5

- Fig. 1: Josef Hoffmann: Fauna and flora Miocene, Hall X (photo: Alice Schumacher).
- Fig. 2: Josef Löwy: Josef Hoffmann, Animals and plants of the Miocene period, ca. 1885–1886, 9 x 14 cm, Velasco's family archive (reproduced from ALTAMIRANO PIOLLE, 1993: 451).
- Fig. 3: José María Velasco: Animals and plants of the Miocene period, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 136 cm, Museo de Geología, UNAM.

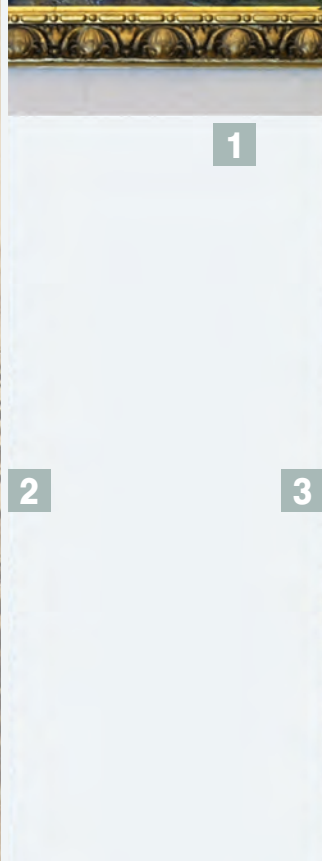


Plate 6

- Fig. 1: Josef Hoffmann: Idealized scene Late Cretaceous period, Alps in Lower Austria, NHMW, Hall X (photo: Alice Schumacher).
- Fig. 2: Josef Löwy: Josef Hoffmann, Characteristics of the Chalk period in Lower Austria: Hohe Wand near Wiener Neustadt, ca. 1885–1886, 9 x 14 cm, Velasco's family archive (reproduced from ALTAMIRANO PIOLLE, 1993: 450).
- Fig. 3: José María Velasco: Characteristics of the Chalk period in Lower Austria: Hohe Wand near Wiener Neustadt, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 154 cm, Museo de Geología, UNAM.



1



2



3

Plate 7

- Fig. 1: José María Velasco: Characteristics of the Trias period: the northern and southern chalk Alps [sketch], ca. 1905, oil on cardboard, 23 x 15 cm, Museo Nacional de Arte.
- Fig. 2: José María Velasco: Characteristics of the Trias period: the northern and southern chalk Alps, ca. 1905, oil on canvas, 260 x 110 cm, Museo de Geología, UNAM.
- Fig. 3: José María Velasco: Animal and plants of the coal period, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 136 cm, Museo de Geología, UNAM.
- Fig. 4: José María Velasco: Marine fauna and flora in the Jura period, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 152 cm, Museo de Geología, UNAM.



Plate 8

Fig. 1: Lancelot Speed: "*Machairodus*" (reproduced from KNIFE, 1905: 162.)

Fig. 2: José María Velasco: Flora and fauna of Quaternary Pliocene-Pleistocene, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 110 cm, Museo de Geología, UNAM.



1

2



Plate 9

- Fig. 1: Lancelot Speed: "Pithecanthropus" (reproduced from *KNIFE*, 1905: 165).
- Fig. 2: Anonymous: "Cave-men (Hunter-artists)" (reproduced from *KNIFE*, 1905: 162).
- Fig. 3: José María Velasco: Scene from the Quaternary Inferior Paleolithic, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 136 cm, Museo de Geología, UNAM.
- Fig. 4: José María Velasco: Scene from the Quaternary Superior Paleolithic, ca. 1905, Oil on canvas, 260 x 140 cm, Museo de Geología, UNAM.



3



4

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2010–2017

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 9 Retz

Bericht 2016 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz

MICHAEL MATZINGER & FRIEDRICH FINGER
 (Auswärtige Mitarbeiter)

Nach der ziemlich ausführlichen Bearbeitung des Abschnitts im Thayatal durch die Salzburger Arbeitsgruppe in den Jahren 2013–2015 (MATZINGER, 2016; MATZINGER & FINGER, 2016) wurde im Herbst 2015 die Westhälfte des Thayatal-Profiles durch das Moravikum beprobt. Im Folgenden werden geochemische und petrografische Daten für die verschiedenen Orthogesteine dieses Abschnitts vorgestellt. Angegebene Modalbestände für Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit beziehen sich auf normative Berechnungen aus den geochemischen Daten und wurden im Dünnschliff auf ihre Konsistenz überprüft.

Analysiert wurden einzelne Granitgneislagen in den Glimmerschiefern des Therasburg-Komplexes, Proben von Therasburger Gneis und Weitersfelder Stängelgneis aus dem Bereich des Umlaufberges, sowie 15 Proben des Bittesch-Gneises zwischen Hardegg und Vranov (Frain). Zusätzlich wurden noch vier Proben von Retzer Granitgneis mitbearbeitet, die beim Wolfsteich, 7,5 km NW von Retz genommen wurden, also ganz im Hangenden des Thayabatholiths.

Bittesch-Gneis

Die Proben von Bittesch-Gneis weisen alle ein Orthogneisgefüge mit variabel großen Kalifeldspatäugen auf.

Die SiO₂-Gehalte (Tab. 1) sind durchwegs hoch (meist > 72 Gew.%) und erreichen nicht selten sogar 75 Gew.%. Zwei Proben weisen etwas niedrigere SiO₂-Gehalte von ca. 68 Gew.% auf. Diese beiden Proben, welche von Aufschlüssen beim Schwalbenfelsen bzw. NE davon genommen wurden, haben auch leicht erhöhte Fe₂O₃-Gehalte (2,5 Gew.%). Abgesehen davon ist der Bittesch-Gneis allerdings durch sehr niedrige Eisen- und Magnesiumgehalte charakterisiert. Dementsprechend ist auch der normative Biotitgehalt generell niedrig (5 % und weniger). Trotz der verbreiteten Kalifeldspatäugen ist der Kaliumgehalt des Bittesch-Gneises mit 1–3 Gew.% nur moderat und die K₂O/Na₂O-Verhältnisse liegen generell unter 1. Aufgrund der daraus resultierenden Dominanz von normativem Plagioklas gegenüber Kalifeldspat kann der Bittesch-Gneis als leukogranodioritisch bis leukotonalitisch beschrieben werden.

Die Quarzgehalte liegen zwischen 25–35 %. Die Plagioklasgehalte erreichen in den leukotonalitischen Proben 50–60 % bei einem Kalifeldspatanteil von nur 3–6 %. Die leukogranodioritischen Varianten haben im Allgemeinen Plagioklasgehalte von 40–50 % und der Kalifeldspatanteil liegt hier meist zwischen 10–20 %.

Die Proben aus dem Thayatal weisen die für den Bittesch-Gneis allgemein sehr typischen niedrigen Rb/Sr- und hohen Sr/Zr-Verhältnisse (FINGER & RIEGLER, 2013) auf, wobei die Rb-Gehalte selten über 100 ppm (meist zwischen 20–80 ppm), die Sr-Gehalte zwischen 200 und 700 ppm und die Zr-Gehalte zwischen 60 und 170 ppm

liegen. Es muss hier angemerkt werden, dass Zr-Gehalte über 100 ppm im Bittesch-Gneis bisher nur sehr selten gemessen wurden (FINGER & RIEGLER, 2014). Umso überraschender ist also, dass 8 der 15 analysierten Proben von Bittesch-Gneis aus dem Thayatal mehr als 100 ppm Zr enthalten. Diese Proben weisen auch erhöhte CaO- (meist zwischen 2 und 3,8 Gew.%) und teilweise ausgesprochen hohe Sr-Gehalte (zwischen 450 und 725 ppm) auf. Auch die beiden zuvor erwähnten SiO₂-ärmeren Proben besitzen diese Eigenschaften. Affinitäten könnten zum Bittesch-Gneis von Mallersbach bestehen (BERNROIDER, 1989; FINGER & STURM, 1994).

Im Dünnschliff weisen die Proben des Bittesch-Gneises durchwegs eine feinkörnig rekristallisierte Quarz- und Plagioklasmatrix auf. Primäre Kalifeldspatauge – unterge-

ordnet auch Plagioklasauge – erreichen als magmatische Relikte Korngrößen bis zu 5 mm. Schieferungsparallel treten vielfach dünne Quarzlagen von bis zu 0,5 mm Dicke auf, in welchen der Quarz deutlich größere Ausbildung zeigt.

Der Biotit ist gewöhnlich braun und in dynamisch rekristallisierten Domänen konzentriert. In einer Probe (MM 104-15) zeigt der Biotit grüne Eigenfarbe und es tritt hier auch mehr Chlorit auf als in den anderen Bittesch-Gneis Proben. Gelegentlich (z.B. in Probe MM 105-15) dominiert feinschuppiger Muskovit über Biotit. Diese feinschuppigen, ebenfalls in dynamisch rekristallisierten Domänen angereicherten Muskovite sind ohne Zweifel metamorph gebildet. In einzelnen Fällen konnten aber auch nahezu idiomorphe Muskovite mit bis zu 3 mm Größe beobachtet

Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	MM 81-15	MM 84-15	MM 91-15	MM 92-15	MM 97-15	MM 101-15	MM 104-15	MM 105-15	MM 107-15	MM 109-15	MM 111-15
Gestein	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG
SiO ₂	74,65	73,02	73,08	70,90	67,87	67,34	74,30	74,58	73,16	72,29	72,67
TiO ₂	0,10	0,19	0,21	0,23	0,38	0,41	0,17	0,17	0,13	0,20	0,15
Al ₂ O ₃	14,35	14,98	15,76	16,11	16,75	17,42	13,55	13,89	15,05	15,22	15,13
Fe ₂ O ₃	1,09	1,38	1,02	1,60	3,10	2,78	1,80	1,46	1,28	1,57	1,36
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
MgO	0,54	0,76	0,26	0,44	1,42	1,39	1,74	0,95	0,28	0,40	0,31
CaO	0,28	2,45	2,43	2,44	3,20	2,61	0,71	1,19	1,82	1,94	1,94
Na ₂ O	4,86	5,99	5,80	5,19	5,14	5,30	5,74	5,36	4,35	4,99	4,51
K ₂ O	3,48	0,73	0,87	2,41	1,61	2,02	1,36	1,46	3,22	2,67	3,21
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,07	0,09	0,20	0,08	0,07	0,06	0,10	0,10	0,12
SO ₃	0,05	0,01	0,00	0,01	0,06	0,07	0,01	0,22	0,04	0,00	0,01
GV	0,99	0,44	0,72	0,61	0,72	0,86	0,78	1,04	0,89	0,50	0,50
Summe	100,49	99,99	100,23	100,05	100,49	100,32	100,25	100,41	100,36	99,91	99,94
Rb	127	27	20	46	49	65	63	56	102	77	124
Sr	168	530	479	725	561	508	211	225	397	611	459
Ba	643	161	316	953	425	531	97	155	744	887	769
Th	3	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	4	6	4	8	5
La	12	13	20	8	18	22	16	20	12	33	22
Ce	24	27	48	11	24	32	34	56	28	63	43
Nd	12	6	16	u.d.N.	15	13	10	20	11	31	23
Ga	17	15	16	19	19	20	17	14	17	19	20
Nb	7	5	8	9	12	8	6	4	9	9	9
Zr	64	149	123	115	116	174	90	105	80	112	91
Y	13	5	4	4	7	6	5	7	13	5	12
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	5	3	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	5	8	7	11	7	8	u.d.N.	u.d.N.	7	14	12
Zn	15	18	18	36	45	52	15	12	41	48	41
V	8	6	10	12	36	23	6	9	4	13	5
Co	u.d.N.	3	3	u.d.N.	5	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	3	u.d.N.
Cr	6	2	33	7	6	21	5	5	10	15	19
Ni	4	6	8	7	10	13	5	7	5	6	7
Koordinaten											
R	714900	714616	713755	713755	714313	713899	713726	713726	713533	713747	713452
H	413311	413335	413699	413974	414913	414294	415879	415879	416124	416408	416704

Tab. 1., Teil 1.

werden (z.B. in Probe MM 142-15), welche eventuell magmatischen Ursprungs sein könnten. Es ist hier anzumerken, dass SCHARBERT et al. (1997) an solchen großen Muskoviten aus dem Bittesch-Gneis prävariszische Ar-Ar-Alter nachgewiesen haben.

Die meisten Proben von Bittesch-Gneis aus dem Thayatal führen kleinen akzessorischen Granat, insofern wäre auch dieser Orthogneis für thermobarometrische Untersuchungen zur Klärung der variszischen Metamorphosezonierung im Moravikum sehr geeignet.

Weitersfelder Stängelgneis

Typisch für dieses meist leukokrate Gestein sind die ultramylonitischen Deformationsgefüge. Relikte magmati-

scher Minerale sind nur sehr selten in Form von ausgeprägten Kalifeldspat-Augen erhalten.

Von 14 (ultra)mylonitischen Proben des Stängelgneises wurden neun geochemisch analysiert (Tab. 1), wobei sowohl sehr helle, weißlich-gelbe als auch graue Varianten des Gesteins erfasst wurden.

Die Gesteine zeigen saure Zusammensetzung mit SiO₂-Gehalten zwischen 69 und 75 Gew.% bei 3–5,5 Gew.% K₂O und ca. 5 Gew.% Na₂O. Der normative Modalbestand der genommenen Proben pendelt zwischen granitisch und granodioritisch. Die Quarzgehalte liegen zwischen 25 und 35 %. Plagioklas ist mit 30–45 %, Kalifeldspat mit 15–33 % vorhanden. Die Biotitgehalte liegen zwischen 2 und 8 %.

Probe	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	MM 112-15	MM 142-15	MM 143-15	MM 149-15	MM 46-15	MM 47-15	MM 123-15	MM 124-15	MM 125-15	MM 126-15	MM 127-15
Gestein	BG	BG	BG	BG	MY	MY	MY	MY	MY	MY	MY
SiO ₂	73,39	74,02	72,07	73,21	73,62	74,83	70,75	73,46	72,01	71,01	68,41
TiO ₂	0,15	0,08	0,19	0,13	0,16	0,14	0,19	0,10	0,22	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	15,49	14,89	15,37	15,16	14,44	14,48	16,06	14,61	15,19	15,78	18,62
Fe ₂ O ₃	0,76	0,96	1,44	1,08	1,47	1,21	1,57	1,05	1,76	1,27	1,17
MnO	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02
MgO	0,14	0,14	0,60	0,37	0,31	0,28	0,37	0,04	0,43	0,34	0,77
CaO	0,91	1,15	2,87	1,49	0,68	0,42	0,95	0,33	1,14	1,26	2,10
Na ₂ O	6,63	3,91	5,76	6,25	4,88	4,63	4,70	4,40	4,97	3,42	4,68
K ₂ O	1,96	4,20	1,09	1,76	3,77	3,37	4,54	4,93	3,62	5,42	3,29
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,09	0,07	0,10	0,08	0,09	0,04	0,11	0,07	0,10
SO ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,32	0,00	0,00	0,00
GV	0,78	0,72	0,41	0,41	0,58	1,00	1,14	1,15	0,74	1,65	1,09
Summe	100,30	100,20	99,94	99,94	100,04	100,47	100,38	100,43	100,22	100,39	100,44
Rb	52	155	27	42	134	138	152	151	130	215	107
Sr	220	211	532	230	197	132	210	118	171	174	291
Ba	389	591	283	610	680	646	738	766	480	663	673
Th	4	u.d.N.	6	5	10	8	11	14	11	7	6
La	21	9	22	23	29	25	27	7	30	30	33
Ce	38	21	48	31	53	63	59	11	56	47	51
Nd	25	12	17	17	27	24	22	u.d.N.	20	24	22
Ga	17	17	14	18	17	16	18	19	20	19	23
Nb	8	10	7	7	9	8	11	14	9	10	8
Zr	97	51	106	88	100	105	125	233	117	96	122
Y	11	11	10	10	15	13	19	41	14	8	12
Sc	u.d.N.	u.d.N.	4	4	6	u.d.N.	u.d.N.	8	6	7	7
Pb	11	16	9	12	13	13	40	20	20	15	11
Zn	21	40	19	20	48	26	56	16	34	27	29
V	5	0	13	6	9	6	4	u.d.N.	14	3	25
Co	u.d.N.	u.d.N.	6	u.d.N.	6	4	u.d.N.	u.d.N.	3	2	3
Cr	10	5	12	6	23	4	39	13	8	13	14
Ni	6	5	12	7	9	6	6	5	8	7	9
Koordinaten											
R	713785	715208	712515	712583	717889	717796	717663	717655	717636	717529	717480
H	415453	413429	418039	417618	412067	411994	411823	411810	411793	411626	411564

Tab. 1., Teil 2.

Probe	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	MM 128-15	MM 129-15	MM 39-15	MM 40-15	MM 41-15	MM 43-15	MM 44-15	MM 119-15	MM 120-15	MM 121-15	MM 122-15
Gestein	MY	MY	TBG	TBG	TBG	TBG	TBG	RG	RG	RG	RG
SiO ₂	72,42	69,33	64,74	66,33	66,45	66,55	66,17	71,98	72,02	70,72	72,31
TiO ₂	0,17	0,33	0,73	0,73	0,69	0,71	0,74	0,26	0,25	0,27	0,21
Al ₂ O ₃	14,74	16,57	15,90	15,45	15,29	15,40	15,04	14,70	14,94	15,48	14,77
Fe ₂ O ₃	1,43	2,95	4,83	4,47	4,63	4,67	5,07	2,36	2,24	2,43	1,96
MnO	0,02	0,04	0,09	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04
MgO	0,36	0,57	2,20	2,20	1,87	2,04	3,31	0,66	0,61	0,81	0,55
CaO	1,39	1,08	2,39	3,00	2,52	3,07	0,61	1,59	1,38	1,44	1,37
Na ₂ O	4,09	5,02	4,06	4,02	4,17	4,06	4,85	4,02	4,29	4,23	3,71
K ₂ O	4,36	2,92	3,97	2,76	3,27	2,70	3,41	3,71	3,55	3,89	4,43
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,18	0,17	0,16	0,16	0,19	0,11	0,10	0,11	0,08
SO ₃	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
GV	1,42	1,55	1,32	1,16	1,28	0,82	0,99	0,75	1,01	0,95	0,73
Summe	100,49	100,51	100,43	100,37	100,41	100,26	100,45	100,19	100,45	100,39	100,17
Rb	156	109	124	106	133	103	123	138	105	133	141
Sr	250	253	206	216	207	184	91	283	303	318	271
Ba	710	633	2711	476	538	494	373	710	678	767	787
Th	9	5	10	10	9	11	9	7	6	8	6
La	30	22	31	29	32	34	33	28	19	26	30
Ce	52	38	49	57	63	64	64	47	35	62	52
Nd	19	23	27	26	27	30	28	23	15	22	24
Ga	17	17	19	18	17	18	19	17	19	19	18
Nb	10	8	10	10	9	8	8	10	13	10	10
Zr	118	157	207	226	200	199	182	139	148	147	120
Y	13	16	30	34	32	30	34	13	11	17	11
Sc	u.d.N.	9	9	10	15	9	11	8	u.d.N.	u.d.N.	6
Pb	12	2	16	14	12	19	9	10	12	11	11
Zn	16	36	80	61	61	64	43	55	42	47	47
V	7	11	62	56	57	51	60	9	14	18	7
Co	u.d.N.	3	11	12	11	10	11	4	2	u.d.N.	3
Cr	3	6	44	39	27	35	72	6	7	11	7
Ni	7	7	17	15	13	16	16	7	6	8	5
Koordinaten											
R	717445	716477	717578	717578	717613	718149	718010	718052	718057	717950	717968
H	411532	410422	411158	411158	411590	411897	411999	408223	408120	408034	407891

Tab. 1., Teil 3.

Wie bereits FINGER & RIEGLER (2011) anmerken, zeigt der Weitersfelder Stängelgneis eine ziemlich unauffällige Spurenelementgeochemie. Geochemische Alleinstellungsmerkmale, anhand derer der Weitersfelder Stängelgneis klar definiert werden könnte, fehlen leider.

Im Dünnschliff zeigt sich eine feine Matrix aus Quarz und Feldspäten mit Korngrößen im Submillimeterbereich. Biotit dominiert über Muskovit und tritt in Form feiner Lineale auf. Der Quarz ist elongiert und wie der Biotit straff eingeregelt.

Therasburger Gneis

Die fünf analysierten Proben von Therasburger Gneis stammen aus dem Bereich des östlichen Umlaufberges.

Das Gestein ist mittel- bis dunkelgrau und weist ein Augengneis- bis Mylonitgefüge auf.

Geochemisch kann der Gneis als intermediär/leicht sauer beschrieben werden (65–67 Gew.% SiO₂). CaO-Gehalte bis zu 3 Gew.% und Na₂O-Gehalte über 4 Gew.%, gegenüber 2,7–4 Gew.% K₂O, weisen auf einen granodioritischen Charakter des Materials hin. Die FeO-Gehalte sind mit 4,5 bis 6 Gew.% im Vergleich zu Bittesch-Gneis und Weitersfelder Stängelgneis wesentlich höher, ebenso wie die TiO₂- (~ 0,7 Gew.%), MgO- (1,8–3,3 Gew.%) und P₂O₅-Gehalte (0,16–0,19 Gew.%, Tab. 1). Die neuen Daten aus dem Thayatal passen gut zum bereits existierenden Datensatz für die Therasburger Gneise (SiO₂: 64–67 Gew.%, TiO₂: ~ 0,7 Gew.%, Fe₂O₃: ~ 5 Gew.%, Zr: ~ 200 ppm; FINGER & RIEGLER, 2006).

Probe	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
	MM 10-15	MM 11-15	MM 13-15	MM 14-15	MM 113-15	MM 114-15	MM 115-15	MM 116-15	MM 117-15	MM 118-15
Gestein	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB	G-TB
SiO ₂	75,29	74,86	72,02	75,69	73,86	73,45	72,29	69,22	73,52	72,98
TiO ₂	0,02	0,12	0,03	0,02	0,21	0,24	0,15	0,23	0,13	0,06
Al ₂ O ₃	14,24	14,29	16,83	14,77	13,76	14,30	14,80	16,69	14,36	14,77
Fe ₂ O ₃	1,07	1,07	0,80	0,79	1,49	1,39	0,98	1,60	1,39	0,44
MnO	0,16	0,01	0,22	0,15	0,04	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01
MgO	0,09	0,25	0,16	0,11	0,51	0,54	0,39	0,47	0,29	0,12
CaO	0,34	2,68	1,56	0,83	0,53	0,65	0,47	0,86	1,02	0,30
Na ₂ O	4,85	5,68	5,29	4,65	3,73	3,40	2,98	3,07	4,60	2,92
K ₂ O	3,46	0,53	2,44	2,15	5,23	5,37	7,32	7,12	4,10	7,78
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,10	0,10	0,09	0,10	0,14	0,08	0,12
SO ₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
GV	0,84	0,55	1,06	1,19	0,68	0,96	0,62	0,98	0,69	0,57
Summe	100,42	100,10	100,48	100,46	100,14	100,42	100,11	100,42	100,22	100,07
Rb	122	25	70	90	173	142	234	274	150	288
Sr	49	392	214	131	123	136	192	269	181	144
Ba	58	90	581	189	559	660	596	580	359	514
Th	12	7	10	10	49	60	28	36	9	9
La	9	15	13	32	82	53	20	42	23	9
Ce	28	48	19	58	159	152	45	78	44	19
Nd	19	11	24	32	69	55	17	38	21	14
Ga	23	15	19	26	16	15	16	20	18	15
Nb	27	4	17	40	9	9	7	16	11	5
Zr	30	89	62	42	161	137	85	49	93	49
Y	70	7	78	39	28	21	18	20	30	20
Sc	u.d.N.	u.d.N.	10	u.d.N.	5	6	5	6	u.d.N.	u.d.N.
Pb	25	12	13	23	18	23	63	37	17	34
Zn	12	13	11	19	22	20	47	42	35	12
V	3	12	9	u.d.N.	9	8	9	14	5	u.d.N.
Co	u.d.N.	2	u.d.N.	6	2	4	u.d.N.	2	u.d.N.	2
Cr	3	8	5	u.d.N.	13	7	7	6	u.d.N.	13
Ni	6	10	6	6	7	9	7	8	6	6
Koordinaten										
R	719688	719688	719732	719732	717866	717866	717831	717832	717832	717832
H	410767	410767	410801	410801	408384	408384	408522	408544	408544	408645

Tab. 1., Teil 4.

Röntgenfluoreszenzanalyse der beprobten Gesteine. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm. GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze, Koordinaten BMN M34; Proben 1–15: Bittesch-Gneis (BG), 16–24: Mylonite/Weitersfelder Stängelgneis (MY), 25–29: Therasburger Gneis (TBG), 30–33: Retzer Granitgneis (RG), 34–43: Granitgneislagen des Therasburg-Komplexes (G-TB).

Die dunkle Färbung des Gesteins ergibt sich aus den relativ hohen Biotitgehalten (15–21 % normativ). Die Quarzgehalte liegen zwischen 21–25 %, Plagioklas um 45 %, während die Kalifeldspatgehalte mit 7–14 % gering sind.

Im Dünnschliff zeigen sich bisweilen nestartige Verwachsungen von grünem Biotit und Epidot, ein Hinweis auf eine primäre, magmatische Hornblendeführung. Es ist sehr viel akzessorischer Titanit vorhanden, welcher meist eng mit Biotit verwachsen ist.

Retzer Granitgneis

Die Proben von Retzer Granitgneis beim Wolfsteich repräsentieren den hangenden Abschnitt des Thayabatholiths im Nahbereich zum Therasburg-Komplex. Es handelt sich um mittelgrauen, mittelkörnigen Granitgneis.

Die normativen Modalbestände liegen, wie für Retzer Granitgneis typisch, im Grenzbereich Granit-Granodiorit (MATZINGER, 2016). Mit SiO₂-Gehalten von 71–72 Gew.%, K₂O- und Na₂O-Gehalte um je 4 Gew.%, und auch was die Spurenelemente betrifft (120–150 ppm Zr, 270–320 ppm Sr), liegen die Proben in der normalen Bandbreite des Retzer Granitgneises. Die TiO₂-Gehalte von drei

der Proben liegen zwischen 0,25–0,27 Gew.% und entsprechen somit den allgemein höheren Ti-Werten in der Randzone des Retzer Granitgneises (MATZINGER & FINGER, 2016). Eine Probe im Liegenden des beprobten Abschnitts weist einen vergleichsweise geringeren TiO₂-Gehalt von 0,21 Gew.% auf und zeigt damit bereits Anklänge zur zentralen Fazies des Retzer Granitgneises (MATZINGER, 2016).

Im Dünnschliffbild zeigt der Retzer Granitgneis vom Wolfsteich eine feinkörnige, rekristallisierte Matrix aus Plagioklas und Quarz. Darin finden sich einige Porphyroklasten magmatischer Plagioklas, welche stark von Serizitisierung betroffen sind und zum Teil auch Epidot-/Klinozoisit-Einschlüsse führen. Feinste Muskovit- und Epidotmikrolithen finden sich auch innerhalb der rekristallisierten Matrix. Reliktische magmatische Kalifeldspäte erreichen bis zu 2 mm Größe und sind schwach perthitisch. An Akzessorien führen die Proben vom Retzer Granitgneis Apatit, Titanit, Allanit und Granat.

Granitgneislagen in den Glimmerschiefern des Therasburg-Komplexes

Die analysierten Proben stammen aus dem Liegenden des Therasburg-Komplexes nördlich von Niederfladnitz und aus dem Thayatal westlich der Wendelwiese. Die mittelkörnigen, oft nur mäßig deformierten Granitgneislagen in den Glimmerschiefern sind meist konkordant und von unterschiedlicher Mächtigkeit (dm- bis m), fallweise treten teils diskordante aplitische Körper auf.

Die Geochemie dieser Granitgneislagen variiert ziemlich stark. Drei Proben (MM 115-15, MM 116-15, MM 118-15) weisen extrem hohe K₂O-Gehalte (7–8 Gew.%) auf. Bei 69–73 Gew.% SiO₂, einem (normativen) Quarzgehalt von 22–26 %, einem Plagioklasgehalt von 21–25 % und einem Kalifeldspatanteil zwischen 43 und 50 % haben diese Proben leuko-syenogranitische Zusammensetzung. Die Fe-Gehalte liegen zwischen 0,4–1,6 Gew.%, was einem Biotitgehalt von 1–5 % entspricht.

Mit Quarz-, Plagioklas- und Kalifeldspatgehalten von jeweils ~ 30 % bzw. einem normativen Biotitgehalt von knapp 5 % sind zwei weitere Granitgneislagen vom Wolfsteich als leukogranitisch anzusprechen. Sie unterscheiden sich in den Spurenelementmustern deutlich von den K₂O-reichen Varianten, indem sie stark erhöhte LREE (light rare earth elements)-Gehalte (La: 53 bzw. 82 ppm, Ce: ~ 150 ppm, Nd: 55 bzw. 69 ppm) und hohes Th (49 bzw. 60 ppm) aufweisen. Zudem sind die Zr-Gehalte mit 137 bzw. 161 ppm gegenüber den anderen Granitgneislagen (< 100 ppm) erhöht.

Man kann somit festhalten, dass die Zusammensetzung der Granitgneislagen im Therasburg-Komplex nicht dem östlich anschließenden Retzer Granit entspricht. Die meisten dieser Granitgneislagen lassen sich auch nicht als

magmatische Differenziate des Retzer Granitgneises interpretieren und gehen auf andersartige Magmen zurück.

Im Dünnschliff zeigen sich die Granitgneislagen ebenfalls variabel. In Probe MM 116-15 sind die Biotite grün und zudem deutlich chloritisiert. Feiner metamorpher Muskovit ist in Aggregaten erkennbar. Die Plagioklas weisen eine sehr feinkörnige Füllung aus Muskovit und untergeordnet Epidotmineralen auf. Kalifeldspat (Mikroklin) bildet große idiomorphe Kristalle mit leichter perthitischer Entmischung. Die rekristallisierten Quarze treten oft zu Lagen zusammen. In Probe MM 117-15 tritt brauner Biotit auf und Muskovit ist nur sehr untergeordnet vorhanden. Größere Kalifeldspäte sind hier selten, einzelne Körner erreichen ca. 3 mm Größe. Quarz und Plagioklas sind praktisch vollständig rekristallisiert und bilden eine gut geregelte, feinkörnige Matrix.

Literatur

BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **2**, 349–373, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2006): Bericht 2005 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1+2**, 123–126, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2011): Bericht 2010 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151/1+2**, 91–92, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153/1–4**, 361–364, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2014): Bericht 2013 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154/1–4**, 255–258, Wien.

FINGER, F. & STURM, R. (1994): Bericht 1993 über petrographische Untersuchungen am grobkörnigen Gneis von Mallersbach auf Blatt 8 Geras. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137/3**, 539–541, Wien.

MATZINGER, M. (2016): Der Thayabatholith im Nationalpark Thayatal-Podyjí: Geochemie, Petrographie und Metamorphose. – Masterarbeit, Paris Lodron Universität Salzburg, 84 S., Salzburg.

MATZINGER, M. & FINGER, F. (2016): Bericht 2014 über geochemische und petrographische Untersuchungen im Thayabatholith im Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156/1–4**, 217–223, Wien.

SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The Cooling History of the Southern Bohemian Massif. – *Journal of the Czech Geological Society (Journal of Geosciences)*, **42/3**, 24, Praha.

Bericht 2015 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRIEDRICH FINGER (Auswärtiger Mitarbeiter),
MANFRED LINNER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Probennahmen in den diversen N–S streichenden Orthogneiszügen und schwach deformierten Granitkörpern im Raum Freischling, Sachsendorf, Eggendorf am Walde (Kartierungsgebiet Reinhard Roetzel 2015, Proben Fi */15 in Tabelle 1) bildeten die Grundlage für die im Jahr 2015 durchgeführten geochemischen und petrografischen Untersuchungen. Zusätzlich wurde ein Probensatz der Kartierung 2014 von Manfred Linner im Gebiet östlich vom Gipfel des Manhartsberges geochemisch analysiert und ausgewertet (Proben ML14-21-* in Tabelle 1).

Wir stellen die Ergebnisse unserer Untersuchungen im Folgenden regional von Westen nach Osten angeordnet vor und beginnen mit dem Bittesch-Granodioritgneis. Dieser wurde entlang der Straße zwischen Raan und Freischling an drei Lokalitäten beprobt (Proben Fi 13/15 bis Fi 15/15). Es handelt sich um stark mylonitisch deformierte Orthogneise mit Muskovit und sehr wenig feinschuppigem Biotit. Die Modalgehalte an Kalifeldspat und Plagioklas schwanken. Ein höherer Anteil an Kalifeldspat geht oft einher mit relativ viel Muskovit (Fi 13/15) und magmatisch zonierte Plagioklase können als Porphyroklasten erhalten sein (Fi 15/15). Die geochemischen Analysen lassen die typischen Eigenschaften des Bittesch-Granodioritgneises erkennen, nämlich leukogranodioritische Zusammensetzung mit hohem SiO_2 -Gehalt (73–75 Gew.%) und bei den Spurenelementen charakteristisch hohe Sr/Zr-Verhältnisse (> 4) bei niedrigen Zr-Gehalten (< 100 ppm).

Der deutlich an Biotit reichere Buttendorf-Granodioritgneis wurde mit zwei Proben, bei Raan (Fi 8/15) und westlich Kriegenreith (Fi 10/15), erfasst. Beide sind gekennzeichnet durch eine feine Augenstruktur mit Porphyroklasten aus Kalifeldspat und Plagioklas. Im Dünnschliff zeigt sich auch viel feinkörniger Klinozoisit/Epidot sowie etwas Amphibol. Geochemisch gesehen ist der dunkle Buttendorf-Granodioritgneis vor allem durch seine K_2O -Betonung bei intermediärem SiO_2 -Gehalt sowie durch hohe Ba-, Sr- (meist 800–1.300 bzw. 500–800 ppm) und Cr-Gehalte (70–170 ppm) definiert.

Wie schon in einem früheren Bericht angemerkt (FINGER & RIEGLER, 2013), ist ein zweiter, unmittelbar östlich von Buttendorf durchstreichender Orthogneiszug geochemisch andersartig. Dies ist umso bemerkenswerter, da die ebenfalls relativ dunklen Gesteine dieses Zuges dem Buttendorf-Granodioritgneis makroskopisch durchaus ähnlich erscheinen. Da der betreffende Orthogneiszug gleich östlich Kriegenreith besonders gut aufgeschlossen ist (Proben Fi 11/15 und 12/15), bietet sich als Arbeitsbegriff Kriegen-

reith-Granodioritgneis an. Die geochemischen Analysen zeigen zwar ähnlich mafische Zusammensetzung wie beim Buttendorf-Granodioritgneis (Fe_2O_3 um 5 Gew.%, bei SiO_2 um 66 Gew.%), aber vergleichsweise deutlich weniger Cr (< 40 ppm) und Sr (< 300 ppm). Auch die LREE-Gehalte sind markant niedriger. Die zwei im Berichtsjahr genommenen Proben erwiesen sich trotz makroskopisch frischem Aussehen geochemisch leider einigermaßen alteriert. Angezeigt durch ein hohes A/CNK-Verhältnis führte die Alteration vermutlich zu einem Verlust von CaO. In den Dünnschliffen ist eine starke Serizitisierung der primär reichlich vorhandenen Plagioklase zu erkennen. Überdies sind diese Proben stark mylonitisch und kataklastisch deformiert. Kalifeldspäte treten nur untergeordnet auf, sodass man das Gestein wohl als ehemaligen Granodiorit interpretieren muss. Auf die geochemischen Ähnlichkeiten zum Therasburg-Granodioritgneis, z.B. im Zirkonium-Gehalt, wurde ebenfalls schon früher verwiesen (FINGER & RIEGLER, 2013).

Der Sachsendorf-Granodioritgneis wurde südlich und westlich von Sachsendorf beprobt. Die Proben Fi 5/15 und Fi 7/15 sind feldspatreiche Orthogneise mit deutlich mehr Plagioklas und Biotit als Kalifeldspat und Muskovit. Im Dünnschliff ist auch metamorph neugebildeter Klinozoisit/Epidot auffällig. Geochemisch fallen diese Orthogneise in die typische Variationsbreite dieses relativ sauren granodioritischen Gneiszuges und enthalten um die 70 Gew.% SiO_2 . Die Probe Fi 6/15 ist aus einer seltenen dunklen Dioritgneislage mit Augentextur. Die Plagioklas-Porphyroklasten zeigen im Dünnschliff eine sehr gut erhaltene magmatische Zonierung und auch teilweise in Biotit umgewandelte magmatische Klinopyroxene sind zu finden. Geochemisch ist dieser Dioritgneis mit 64,6 Gew.% SiO_2 deutlich mafischer mit hohen Eisen- und Magnesiumanteilen. Auch finden sich in dieser Probe hohe Cr- (164 ppm) und Ni-Gehalte (83 ppm), sodass sich auf den ersten Blick wieder Ähnlichkeiten zum Cr-reichen Buttendorf-Granodioritgneis aufzudrängen scheinen. Bei genauerer Betrachtung ist aber aufgrund der relativ niedrigen K_2O -, Ba-, Sr- und LREE-Gehalte eine deutlich bessere Vergleichbarkeit mit den ebenfalls Cr-reichen mafischen Varianten des Passendorf-Tonalits gegeben (FINGER & RIEGLER, 2006). Die Hauptmasse des Orthogneiszuges Sachsendorf–Reinprechtspölla besteht aber, wie schon erwähnt, aus relativ saurem Granodiorit.

Weiter östlich, im Hauptkörper der cadomischen Intrusionen, findet sich zwischen Gumping und Eggendorf am Walde vorwiegend Gumping-Granodioritgneis. Das sehr grobkörnige Gestein mit Kalifeldspat-Porphyroklasten wurde bereits mehrfach analysiert und geochemisch charakterisiert (FINGER & RIEGLER, 2009, 2013). Es besitzt geochemisch gesehen, vor allem durch seine besonders hohen Zr- und Ti-Gehalte, ein Alleinstellungsmerkmal unter den Orthogesteinen des Moravikums. Südlich vom Gscheinzbach treten im dort hellen, sehr biotitarmen Granit sehr vereinzelt metergroße Schollen von Gumping-Granodioritgneis auf. Da diese biotitreichen Orthogneis-Schollen deutlich stärker verwittern als der umgebende helle Granit sind sie im Bereich des aufschlussarmen Wolfharts-

berges bei den Lesesteinen wahrscheinlich unterrepräsentiert. Im Dünnschliff zeigen diese Schollen trotz der großen Porphyroklasten aus Kalifeldspat eine Übermacht an Plagioklas. Letzterer ist durchdringend alteriert, also durch Fluidalteration in ein serizitreiches Gemenge zersetzt. Die Scholle im aufgelassenen Steinbruch nordwestlich von Eggendorf am Walde (Fi 3/15) weist den höchsten bisher im Gumping-Granodioritgneis gemessenen TiO₂- (1.27 Gew.%) und Zr-Gehalt (393 ppm) auf. Auch die

Scholle am Jungbrunnenbach (ML14-21-21) ist mit knapp 1 Gew.% TiO₂ und 299 ppm Zr geochemisch eindeutig als Gumping-Granodioritgneis indiziert. Die starke Alteration veränderte die Hauptelementzusammensetzung vor allem zu niedrigeren CaO-Gehalten und dadurch bedingt höheren A/CNK-Werten.

Zahlreiche kleine Aplittkörper stecken im Gumping-Granodioritgneis nördlich vom Gscheinzbach. Die ausgespro-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Probe	Fi 1/15	Fi 2/15	Fi 3/15	Fi 4/15	Fi 5/15	Fi 6/15	Fi 7/15	Fi 8/15	Fi 10/15
SiO ₂	74,51	77,08	60,62	77,55	71,07	64,01	69,27	64,08	63,31
TiO ₂	0,04	0,04	1,27	0,12	0,28	0,60	0,32	0,55	0,57
Al ₂ O ₃	13,81	12,44	17,89	12,10	15,54	15,38	16,10	14,37	14,67
Fe ₂ O ₃	0,57	0,37	7,15	0,60	2,35	4,33	2,72	5,03	5,10
MnO	0,02	0,02	0,09	u.d.N.	0,05	0,07	0,05	0,09	0,09
MgO	0,21	0,11	2,81	0,10	1,12	5,11	0,86	4,26	4,89
CaO	0,38	0,09	1,31	0,07	0,57	1,79	2,07	2,96	2,89
Na ₂ O	3,59	2,23	2,44	2,74	4,46	5,09	4,08	3,13	3,12
K ₂ O	6,00	7,18	3,97	6,40	4,21	2,61	3,63	4,06	3,82
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,38	0,04	0,11	0,16	0,12	0,33	0,32
GV	1,05	0,54	2,63	0,27	0,94	1,28	0,96	1,00	1,22
Total	100,30	100,15	100,56	99,99	100,70	100,43	100,18	99,86	100,00
Rb	306	192	269	222	130	98	111	156	130
Sr	73	97	152	34	279	155	339	637	557
Ba	238	488	567	242	640	463	745	1043	974
Th	8	6	10	3	11	7	7	17	18
La	5	8	65	5	29	20	24	39	42
Ce	21	19	114	14	54	36	48	85	85
Nd	14	14	47	7	22	9	18	30	39
Ga	14	13	21	16	17	17	19	17	17
Nb	9	12	29	8	11	7	13	18	16
Zr	31	27	393	100	129	191	135	177	165
Y	24	10	41	11	12	18	11	20	22
Sc	7	u.d.N.	19	u.d.N.	4	12	6	9	12
Pb	27	29	12	12	14	7	10	24	17
Zn	9	10	95	11	46	52	47	66	72
V	5	3	103	3	14	73	22	112	120
Co	u.d.N.	1	16	1	4	14	5	13	14
Cr	1	2	52	4	2	164	8	107	112
Ni	3	3	10	4	4	83	8	28	27

Tab. 1., Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Orthogneise und Granite (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten M34 (R: Rechts, H: Hoch).

- a:** Aplitt, grauweiß; Steingrube im Wald am Kogelfeld, ca. 800 m WSW Grübern (Probe Fi 1/15; R: 709963, H: 379400).
b: Pegmatit, viel riesenkörniger dunkelrosa Kalifeldspat; östlicher Waldrand am Kogelfeld, ca. 800 m WSW Grübern (Probe Fi 2/15; R: 709992, H: 379406).
c: Gumping-Granodioritgneis (Scholle in leukokraterem Granit), grobkörnige Kalifeldspat-Porphyroklasten; aufgelassener Steinbruch ca. 700 m NW Eggendorf am Walde (Probe Fi 3/15; R: 708877, H: 378846).
d: Manhartsberg-Granit (nahe der Scholle aus Gumping-Granodioritgneis), leukokrat, blassrosa, mittelkörnig, glimmerarm, quarzreich; aufgelassener Steinbruch ca. 700 m NW Eggendorf am Walde (Probe Fi 4/15; R: 708877, H: 378846).
e: Sachsendorf-Granodioritgneis, grauweiß, mittelkörnig, Biotit führend; Steingrube im kleinen Wald ca. 780 m SSW Sachsendorf (Probe Fi 5/15; R: 707687, H: 382725).
f: Dioritgneis im Sachsendorf-Granodioritgneis, mylonitisch, feinkörnig, dunkelgrau, biotitreich; Steingrube im kleinen Wald ca. 780 m SSW Sachsendorf (Probe Fi 6/15; R: 707730, H: 382707).
g: Sachsendorf-Granodioritgneis, grau, mittelkörnig, biotitbetont; Fuchsbau im Wald ca. 700 m W Sachsendorf (Probe Fi 7/15; R: 707250, H: 383369).
h: Buttendorf-Granodioritgneis, feinkörnig, dunkelgrau, biotitreich, Feldspat-Augen; Hohlweg, ca. 280 m N Raan, Klaubhaufen (Lesesteine aus nördlich anschließendem Feld) (Probe Fi 8/15; R: 705977, H: 382732).
i: Buttendorf-Granodioritgneis, feinkörnig, dunkelgrau, biotitreich, Feldspat-Augen; Forststraße ca. 260 m W Kriegenreith (Probe Fi 10/15; R: 705726, H: 381593).

chen hellen, oft blassrosa Aplite sind selbst von Pegmatitschlieren durchsetzt und äußerst arm an mafischen Mineralphasen. Am Kogelfeld westlich von Grübern wurden von einem Aplitkörper eine feinkörnige (Aplit, Fi 1/15) und eine grobkörnige (Pegmatit, Fi 2/15) Probe genommen. Im Dünnschliff zeigen sich beide Gesteine reich an Kalifeldspat, der Aplit führt sehr wenig Muskovit und ist auch leicht alteriert. Es handelte sich um sehr K₂O-beton- te granitische Magmen (5–7 Gew.% K₂O). Direkte geoche-

mische Übereinstimmungen zum Eggenburg- beziehungs- weise Retz-Granit sind nicht gegeben. Einerseits sind die Zr-Gehalte (um 30 ppm) viel niedriger als im Eggen- burg-Granit (150–300 ppm), andererseits liegen die Sr-Ge- halte (70–100 ppm) deutlich unter den typischen Werten des Retz-Granits (200–400 ppm). Ähnlichkeiten sind aber im Vergleich mit dem hellen Granit südlich vom Gscheinz- bach festzustellen. Beispielsweise kommen die Gehal- te der Spurenelemente den Granitproben im Jungbrun-

	j	k	l	m	n	o	p	q	r
Probe	Fi 11/15	Fi 12/15	Fi 13/15	Fi 14/15	Fi 15/15	ML14-21-15	ML14-21-16	ML14-21-17	ML14-21-20A
SiO ₂	66,24	65,51	72,76	75,13	73,77	73,39	74,61	74,69	73,88
TiO ₂	0,58	0,65	0,12	0,08	0,12	0,12	0,04	0,22	0,17
Al ₂ O ₃	15,69	16,03	15,56	14,23	14,87	14,80	14,35	14,25	14,86
Fe ₂ O ₃	4,82	5,10	1,27	1,13	1,17	1,64	0,33	0,70	1,36
MnO	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,05
MgO	2,42	2,51	0,38	1,06	0,48	0,44	0,07	0,12	0,49
CaO	0,22	0,48	1,21	1,39	0,79	0,32	0,35	0,16	0,18
Na ₂ O	3,37	3,22	3,70	4,54	4,56	4,03	4,03	4,64	3,62
K ₂ O	3,51	3,97	3,75	1,56	3,67	4,44	5,65	4,44	4,84
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,08	0,05	0,09	0,08	0,06	0,05	0,08
GV	3,28	2,40	1,09	1,05	0,81	1,08	0,90	0,77	1,11
Total	100,33	100,09	99,95	100,24	100,36	100,37	100,40	100,05	100,64
Rb	139	116	123	42	95	311	287	122	164
Sr	124	217	354	272	291	71	61	80	144
Ba	911	793	866	347	789	84	149	626	573
Th	12	9	5	3	1	23	13	8	8
La	22	21	18	3	18	18	16	90	20
Ce	43	53	34	16	31	20	32	190	40
Nd	19	24	15	14	11	13	20	82	24
Ga	17	18	18	12	17	23	20	20	18
Nb	8	13	8	8	9	24	15	15	15
Zr	146	210	79	54	66	50	39	243	110
Y	18	28	7	25	9	23	34	94	18
Sc	11	15	u.d.N.	2	2	3	2	2	6
Pb	3	20	16	9	12	23	31	16	16
Zn	62	76	41	20	43	32	12	20	31
V	61	78	6	13	4	12	4	5	11
Co	12	9	2	2	4	2	1	1	3
Cr	32	23	2	3	9	21	7	17	7
Ni	15	11	4	6	6	8	5	7	8

Tab. 1., Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Orthogneise und Granite (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten M34 (R: Rechts, H: Hoch).

- j:** Kriegenreith-Granodioritgneis, sehr feinkörnig, grau, stark mylonitisch und kataklastisch deformiert; Felsnase im Wald ca. 320 m E Kriegenreith (Probe Fi 11/15; R: 706310, H: 381579).
- k:** Kriegenreith-Granodioritgneis, sehr feinkörnig, dunkelgrau, biotitbetont, Feldspatauge bis 5 mm, stark mylonitisch deformiert; Felsnase im Tobelbachgraben (Nordseite), ca. 380 m ESE Kriegenreith (Probe Fi 12/15; R: 706344, H: 381426).
- l:** Bittesch-Granodioritgneis (mylonitischer Orthogneis), feinschuppiger Muskovit, Kalifeldspat-Porphyrklasten; Straßenböschung an der Straße zwischen Raan und Freischling, ca. 350 m südwestlich Raan (Probe Fi 13/15; R: 705588, H: 382351).
- m:** Bittesch-Granodioritgneis (mylonitischer Orthogneis), feinkörnig bis körnig; aufgelassener Steinbruch ca. 750 m südwestlich Raan, östlich der Straße zwischen Raan und Freischling (Probe Fi 14/15; R: 705245, H: 382117).
- n:** Bittesch-Granodioritgneis (mylonitischer Orthogneis), feinschuppiger Muskovit, Plagioklas-Porphyrklasten; aufgelassener Steinbruch mit Wasserreservoir, ca. 900 m südwestlich Raan, östlich der Straße zwischen Raan und Freischling (Probe Fi 15/15; R: 705224, H: 381936).
- o:** Aplitgneis, weiß, Turmalin führend; Gipfel Manhartsberg, 537 m (Probe ML14-21-15; R: 706909, H: 378590).
- p:** Aplitgneis, weiß, Granat führend; N Gipfel Manhartsberg, 535 m (Probe ML14-21-16; R: 706933, H: 378632).
- q:** Eggenburg-Granit; NW Maissau, Aufschlussgrabung Amethystgang bei der Amethystwelt Maissau (Probe ML14-21-17; R: 711739, H: 382529).
- r:** Manhartsberg-Granit, leukokrat, grauweiß, kataklastisch deformiert; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 410 m (Probe ML14-21-20A; R: 708102, H: 377835).

nengraben (ML14-21-23A, *-24B) und östlich vom Gipfel Manhartsberg (ML14-21-25, *-26) mit 30–60 ppm Zr und 90–130 ppm Sr sehr nahe. Für die genetische Zuordnung jener Gänge und kleinen Körper von hellen Apliten, die den Gumping-Granodiorit nördlich vom Gscheinzbach zahlreich durchdrungen haben, ist daher der helle Granit zwischen Eggendorf und Gipfel Manhartsberg naheliegend, den wir nachfolgend mit dem Arbeitsbegriff Manhartsberg-Granit belegen wollen.

Der Manhartsberg-Granit baut das Gebiet südlich vom Gscheinzbach, zwischen Eggendorf am Walde, Jungbrunnenbach und Gipfel Manhartsberg auf. Es handelt sich um einen leukokraten, mittelkörnigen, sehr biotitarnten Granit, der lokal in feinkörnigen Aplit übergeht. Die Kalifeldspäte, und damit auch der Granit sind zumeist blassrosa. Typisch sind zentimeter- bis dezimetergroße Schlieren mit grobkörnigem rosa Kalifeldspat, deren Korngröße und Textur einem Pegmatit ähnlich sind. Im Dünnschliff sind die ge-

	s	t	u	v	w	x	y	z	aa
Probe	ML14-21-20B	ML14-21-21	ML14-21-23A	ML14-21-23B	ML14-21-24B	ML14-21-25	ML14-21-26	ML14-21-27	ML14-21-29
SiO ₂	74,72	61,27	75,03	75,55	76,01	75,39	75,72	77,49	77,57
TiO ₂	0,15	0,96	0,02	0,02	0,04	0,07	0,05	0,13	0,07
Al ₂ O ₃	13,29	17,55	13,78	13,84	13,23	13,62	13,63	11,85	12,31
Fe ₂ O ₃	1,78	5,59	0,23	0,28	0,54	0,84	0,55	0,69	0,48
MnO	0,03	0,08	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
MgO	0,34	1,70	0,04	0,09	0,15	0,21	0,11	0,14	0,03
CaO	0,18	2,17	0,24	0,32	0,15	0,54	0,33	0,09	0,18
Na ₂ O	5,53	2,37	4,54	6,04	4,18	3,97	4,34	2,58	3,46
K ₂ O	3,22	6,00	5,62	3,19	5,22	4,63	4,70	6,42	5,27
P ₂ O ₅	0,08	0,26	0,05	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
GV	0,79	2,53	0,44	0,60	0,50	0,64	0,70	0,44	0,43
Total	100,11	100,48	100,00	100,02	100,08	99,98	100,18	99,88	99,86
Rb	80	291	140	84	154	172	165	187	255
Sr	134	205	128	172	97	106	107	70	26
Ba	429	1115	230	254	194	218	157	292	64
Th	4	u.d.N.	8	3	14	13	12	5	36
La	14	46	16	10	5	5	11	17	48
Ce	32	84	28	17	4	6	19	29	103
Nd	14	33	16	11	8	5	17	14	61
Ga	14	22	23	19	15	17	16	13	19
Nb	12	19	24	23	10	10	17	4	29
Zr	117	299	28	47	59	61	49	110	144
Y	21	22	13	18	21	10	23	9	68
Sc	3	14	3	9	2	4	4	2	5
Pb	13	13	18	18	15	20	17	8	17
Zn	31	70	8	7	12	20	16	13	13
V	5	79	1	3	3	5	u.d.N.	2	u.d.N.
Co	4	12	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	2	1	1	1
Cr	3	29	8	2	4	5	3	5	4
Ni	6	10	5	4	5	5	6	5	5

Tab. 1., Teil 3.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Orthogneise und Granite (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten M34 (R: Rechts, H: Hoch).

- s:** Manhartsberg-Granit, leukokrat, grauweiß, kataklastisch deformiert; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 410 m (Probe ML14-21-20B; R: 708101; H: 377835).
t: Gumping-Granodioritgneis (Scholle in leukokrater Manhartsberg-Granit), riesenkörnige Kalifeldspat-Porphyrklasten; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 450 m (Probe ML14-21-21; R: 707623; H: 378214).
u: Manhartsberg-Granit/Aplit, leukokrat, rosa, sehr wenig Biotit; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 450 m (Probe ML14-21-23A; R: 707625; H: 378212).
v: Manhartsberg-Granit/Aplit, leukokrat, rosa, sehr wenig Biotit; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 450 m (Probe ML14-21-23B; R: 707626; H: 378213).
w: Aplite/Pegmatit, leukokrat, blassrosa-grau, sehr wenig Biotit; Jungbrunnenbach, Forstweg bei 460 m (Probe ML14-21-24B; R: 707569; H: 378272).
x: Manhartsberg-Granit, leukokrat, weiß, Biotit führend; Steingrube beim Forstweg östlich Gipfel Manhartsberg, 525 m (Probe ML14-21-25; R: 707401; H: 378461).
y: Aplite mit Pegmatitschliere, leukokrat, weiß, sehr wenig Biotit; Steingrube beim Forstweg östlich Gipfel Manhartsberg, 525 m (Probe ML14-21-26; R: 707303; H: 378534).
z: Manhartsberg-Granit, leukokrat, rosa, sehr wenig Biotit; aufgelassener Steinbruch ca. 700 m NW Eggendorf am Walde (Probe ML14-21-27; R: 708875; H: 378845).
aa: Granitgneis, leukokrat, rosa, sehr wenig Biotit; aufgelassener Steinbruch ca. 700 m NW Eggendorf am Walde (Probe ML14-21-29; R: 708856; H: 378879).

nerell gröber körnigen Kalifeldspäte als perthitische Mikrokline mit feinstkörnigen Plagioklas-Einschlüssen ausgebildet. Vereinzelt sind Myrmekite zwischen Plagioklas und Kalifeldspat zu beobachten. Vom braunen bis olivgrünen Biotit können magmatische Relikte erhalten sein (ML14-21-25), wobei die metamorphe Überprägung an den Ausscheidungen feinstkörniger Titanphasen sichtbar ist. Teilweise ist Biotit in Chlorit umgewandelt und von feinem Muskovit überwachsen.

Geochemisch weist der Manhartsberg-Granit bei generell sehr hohen SiO_2 -Gehalten (74–76 Gew.%) meist niedrige Zr- (30–120 ppm) und im Vergleich dazu relativ hohe Sr-Gehalte (100–140 ppm) auf. Das Magma könnte demnach durch Differentiation aus einem Sr-reichen Granit wie dem Retz-Granit entstanden sein. Andererseits knüpfen drei Proben aus dem aufgelassenen Steinbruch nordwestlich von Eggendorf am Walde (Fi 4/15, ML14-21-27, *-29) bei noch etwas höherem SiO_2 in ihrem Spurenelementmuster (Zr: 110–150 ppm; Sr: 30–70 ppm, erhöhte Zr/Sr-Verhältnisse) an den Eggenburg-Granit an. Im Vergleich zu Eggenburg-Granit und Retz-Granit zeigt der Manhartsberg-Granit höhere Rb- sowie niedrigere Ba-Gehalte, die auf eine stärkere magmatische Differenzierung verweisen.

Im gesamten Bereich des leukokraten Granits treten Turmalin- oder Granat führende Aplite auf, relativ feldspatreich und weiß. Diese bilden am Gipfel Manhartsberg einen kleinen Stock und sind wahrscheinlich auch sonst diskordant gangförmig eingedrungen. Die zwei Proben (ML14-21-15, *-16) vom Aplitstock am Gipfel sind deutlich geschiefert und daher als Aplitgneise zu bezeichnen. Die Dünnschliffe zeigen einen Mineralbestand sehr ähnlich dem umgebenden leukokraten Granit. Abweichend davon sind in diesen Gesteinen die Kalifeldspäte nicht rosa gefärbt und es tritt etwas mehr feinblättriger Muskovit auf. Die für diese Aplitgneise sehr charakteristischen Turmaline sind feinkörnig, von blaugrün im Kern zu olivgrün am Rand zonierte, und die vermutlich magmatischen Granate sind hypidiomorph ausgebildet. Die geochemische Zusammensetzung der Aplitgneise ist ähnlich dem leukokraten Granit jedoch mit einer in den Spurenelementen noch stärker akzentuierten Differenzierung.

Extra zu diskutieren bleibt die geochemische Analyse einer Granitprobe (ML14-21-17), die bei einer Aufschlussgrabung an der östlichen Fortsetzung des Amethystganges der Amethystwelt Maissau genommen wurde. Die Granitprobe stammt vom unmittelbaren Nebengestein des genau W–E streichenden saigeren Amethystganges. Dunkelrosa Kalifeldspäte, durch Serizitisierung getrübbte weiße Plagioklase und bis zu 5 mm große rundliche Quarze kennzeichnen diesen massigen mittelkörnigen Granit, der eine equigranulare magmatische Textur aufweist. Der perthitische Kalifeldspat lässt im Dünnschliff eine feine Mikroklin-Verzwilligung erkennen und der wenige magmatische Biotit ist pseudomorph durch Muskovit und Chlorit ersetzt. Zusätzlich zeigt sich etwas feinstkörnige Fluidalteration und eine schwache spröde Deformation. Die geochemische Zusammensetzung entspricht mit hohem Zr- und niedrigem Sr-Gehalt exakt dem Eggenburg-Granit, wie er nördlich der Amethystwelt Maissau entlang vom Straßeneinschnitt am Ladentränkberg durch ein Probenprofil mit knapp 20 Analysen statistisch zuverlässig geochemisch charakterisiert ist (KREUZER & FINGER, 2012).

Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2006): Bericht 2005 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**, 123–126, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2009): Bericht 2008 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 509–512, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 361–364, Wien.

KREUZER, M. & FINGER, F. (2012): Bericht 2011 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 222–227, Wien.

Bericht 2016 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRIEDRICH FINGER & GUDRUN RIEGLER

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Gemeinsam mit Reinhard Roetzel (GBA) und Manfred Liner (GBA) erfolgten Probenahmen im nördlichen Manhartsberggebiet im Raum Fernitz–Kriegenreith–Klein-Burgstall, insbesondere entlang eines Profils im Weißen Graben.

In der südlichen Umgebung von Klein-Burgstall findet sich in weiter Verbreitung heller, fein- bis mittelkörniger Granit (Fi 13/16, Fi 14/16), zum Teil mit pegmatoiden Schlieren und häufig in Verbindung mit Aplit. Nördlich von Klein-Burgstall stecken Aplite (Fi 15/16, Fi 17/16) in Gumping-Granodioritgneis. Diese saure plutonische Assoziation ist dem Manhartsberg-Granit zuzuordnen (FINGER et al., 2017). Hohe SiO_2 -Gehalte von 74–76 Gew.% und niedrige Eisengehalte um 0,5 Gew.% (in Tabelle 1 als Fe_2O_3 Gesamteisen angegeben) unterstreichen den generell leukokraten Gesteinscharakter. Mit Ausnahme des Aplit Fi 17/16 zeigen alle diese Proben auffällige hohe K_2O -Gehalte von 5,5–6 Gew.%. Dieser Kaliumreichtum ist für den Manhartsberg-Granit im Raum Klein-Burgstall–Eggendorf durchaus typisch (FINGER et al., 2017). Im Dünnschliff äußert sich diese geochemische Eigenschaft in hohen Kalifeldspatanteilen von nahezu 40 Vol.%. Der ebenfalls reichlich vorhandene Quarz ist größtenteils feinkörnig rekrystallisiert. Der Plagioklas (20–30 Vol.%) ist variabel serizitisiert. Die wenigen kleinen Biotite sind zumeist stark alteriert und zeigen Ausscheidungen feiner opaker Mineralphasen. In Scherbahnen kam es zur Neubildung von feinschuppigem Muskovit. Die Aplite führen akzessorisch feinkörnige Granate.

Der sich schon in der Hauptelementgeochemie abzeichnende höhere Differentiationsgrad des Manhartsberg-Granits (niedriges CaO , Fe_2O_3 ; hohes SiO_2) wird durch die Spurenelementmuster bestätigt (niedriges Ba, Sr, Zr). Eine genetische Verbindung zum zirkoniumreichen Eg-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Probe	Fi 13/16	Fi 14/16	Fi 15/16	Fi 16/16	Fi 17/16	Fi 18/16	Fi 19/16	Fi 20/16	Fi 21/16	Fi 22/16	Fi 23/16
SiO ₂	75,88	75,61	74,92	62,07	74,04	71,59	72,05	54,47	61,89	73,19	61,54
TiO ₂	0,04	0,05	0,03	0,74	0,02	0,13	0,16	0,90	0,63	0,68	0,57
Al ₂ O ₃	13,47	13,97	13,76	19,77	14,65	15,29	15,30	13,69	15,44	11,84	14,44
Fe ₂ O ₃	0,48	0,47	0,56	5,07	0,51	1,49	1,58	6,14	5,33	3,26	5,10
MnO	0,01	0,01	0,08	0,04	0,03	0,04	0,03	0,08	0,09	0,04	0,11
MgO	0,21	0,15	0,16	1,32	0,21	0,42	0,68	2,66	4,48	0,98	4,48
CaO	0,26	0,18	0,54	0,37	0,23	1,64	1,34	9,27	3,08	0,72	2,75
Na ₂ O	3,33	3,70	4,31	0,36	5,85	4,14	4,33	2,62	3,30	2,74	3,03
K ₂ O	5,84	5,63	5,47	6,93	3,68	3,82	3,47	3,54	4,24	4,82	4,24
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,04	0,29	0,03	0,07	0,06	0,07	0,41	0,13	0,30
GV	0,64	0,50	0,30	2,74	0,74	1,16	0,94	6,44	1,23	1,99	1,37
Total	100,20	100,33	100,17	99,70	99,99	99,79	99,94	99,88	100,12	100,39	97,93
Rb	272	232	419	332	47	145	106	160	163	154	162
Sr	67	71	17	53	96	378	473	338	629	170	506
Ba	168	106	49	1910	399	746	1097	506	1205	822	1093
Th	5	8	28	1	11	5	8	15	16	4	24
La	u.d.N.	2	12	37	u.d.N.	22	37	43	59	24	53
Ce	u.d.N.	8	8	50	1	39	49	90	112	53	91
Nd	3	3	12	21	9	14	26	31	45	19	38
Ga	17	17	23	27	14	18	18	20	19	12	17
Nb	10	10	28	20	32	9	7	15	19	7	15
Zr	32	76	71	373	48	81	94	235	185	299	170
Y	12	20	47	26	31	10	9	27	21	21	21
Sc	u.d.N.	4	5	15	7	3	5	16	11	12	8
Pb	33	32	35	4	16	9	6	23	17	9	24
Zn	27	21	21	59	7	33	42	84	78	42	66
V	3	u.d.N.	u.d.N.	43	11	6	5	70	110	69	121
Co	u.d.N.	1	2	6	u.d.N.	2	3	14	13	9	13
Cr	6	1	52	160	u.d.N.	17	5	84	122	29	122
Ni	6	7	10	9	5	6	7	31	31	23	30

Tab. 1., Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- a:** Granit, mittelkörnig, gelbgrau; Manhartsberg-Granit; ehem. Steinbruch ca. 800 m SE Klein-Burgstall, W Straße nach Eggendorf/W (Probe Fi 13/16; R: 708460, H: 379495).
- b:** Granit, feinkörnig, gelbgrau; Manhartsberg-Granit; ehem. Steinbruch ca. 800 m SE Klein-Burgstall, W Straße nach Eggendorf/W (Probe Fi 14/16; R: 708460, H: 379495).
- c:** Aplit, feinkörnig, rosa, hellgelbgrau verwittert; Klaubsteinhaufen ca. 700 m NNW Klein-Burgstall, E Straße nach Reikersdorf, W Heide (Probe Fi 15/16; R: 707787, H: 380821).
- d:** Ultramylonit, feinkörnig, grau (aus Gumping-Granodioritgneis); Klaubsteinhaufen ca. 700 m NNW Klein-Burgstall, E Straße nach Reikersdorf, W Heide (Probe Fi 16/16; R: 707787, H: 380821).
- e:** Aplit, viel rosa Kalifeldspat, wenig chloritisierter Biotit; ehem. Steinbruch ca. 400 m ENE Klein-Burgstall, ca. 60 m SE Hubertuskapelle (Probe Fi 17/16; R: 708449, H: 380220).
- f:** Bittesch-Granodioritgneis, grau, Feldspat-Porphyrklasten bis 0,5 cm; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,13 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 18/16; R: 704668, H: 379887).
- g:** Bittesch-Granodioritgneis, grau, Ultramylonit, etwas feiner und weniger Feldspat-Augen als Fi 18/16; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,16 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 19/16; R: 704723, H: 379805).
- h:** Buttendorf-Granodioritgneis, dunkelgrau, feinkörnig, mylonitisch; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,22 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 20/16; R: 704798, H: 379767).
- i:** Buttendorf-Granodioritgneis, dunkelgrau, feinkörnig; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,53 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 21/16; R: 705123, H: 379722).
- j:** Quarzitischer Paragneis, ultramylonitisch; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,7 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 22/16; R: 705297, H: 379640).
- k:** Buttendorf-Granodioritgneis, dunkelgrau, mittelkörnig; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 1,88 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 23/16; R: 705475, H: 379681).

genburg-Granit scheint nicht gegeben zu sein, eher noch könnte ein Differentiationszusammenhang zum Retz-Granit in Betracht gezogen werden. Am wahrscheinlichsten ist aber, dass es sich beim Manhartsberg-Granit um einen eigenständigen Granittyp im Thayabatholith handelt.

Bei den Apliten ist die erhebliche geochemische Variationsbreite bemerkenswert, vor allem in Bezug auf das K₂O/Na₂O-Verhältnis (> 1 in Probe Fi 15/16, < 1 mit starker Na-Vormacht in Probe Fi 17/16). Es ist möglich, dass hier zwei unterschiedliche Aplitfamilien nebeneinander vorliegen.

	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u
Probe	Fi 24/16	Fi 25/16	Fi 26/16	Fi 27/16	Fi 28/16	Fi 29/16	Fi 30/16	Fi 31/16	Fi 32/16	Fi 33/16
SiO ₂	74,63	63,39	65,38	64,50	67,17	75,97	56,42	62,75	70,01	69,55
TiO ₂	0,23	0,59	0,55	0,66	0,52	0,03	1,09	0,31	0,28	0,26
Al ₂ O ₃	13,20	15,88	15,30	14,74	15,95	13,47	14,34	16,85	16,02	16,01
Fe ₂ O ₃	1,87	4,91	4,55	7,24	3,64	0,50	9,45	2,29	2,61	2,36
MnO	0,03	0,09	0,09	0,16	0,05	0,05	0,15	0,15	0,04	0,04
MgO	0,68	2,17	2,33	1,39	1,29	0,14	2,27	0,92	0,65	1,22
CaO	1,10	3,40	2,68	1,92	0,63	0,73	7,36	3,94	1,83	1,00
Na ₂ O	3,10	3,63	3,37	5,05	3,60	4,22	2,76	4,14	4,36	4,46
K ₂ O	4,85	3,02	4,10	3,27	5,73	4,73	5,55	7,80	3,21	3,45
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,14	0,20	0,18	0,03	0,14	0,13	0,10	0,10
GV	0,55	3,03	2,06	1,36	1,42	0,44	0,67	0,41	1,06	1,66
Total	100,33	100,28	100,55	100,49	100,18	100,31	100,20	99,69	100,17	100,11
Rb	100	121	145	130	152	261	168	255	100	114
Sr	183	290	262	144	251	35	325	394	458	406
Ba	634	729	713	729	931	31	1744	4967	868	1005
Th	50	22	22	13	10	16	5	32	11	7
La	27	38	41	51	25	6	23	9	25	26
Ce	71	73	72	82	50	12	53	10	73	57
Nd	25	26	31	38	19	6	19	22	19	18
Ga	13	20	18	20	17	19	19	13	20	20
Nb	6	12	10	12	11	24	13	12	13	12
Zr	135	219	125	343	154	74	152	152	174	179
Y	12	19	19	48	10	35	17	15	6	8
Sc	u.d.N.	7	11	16	3	u.d.N.	27	6	u.d.N.	u.d.N.
Pb	14	11	15	10	20	38	12	5	13	16
Zn	25	73	65	89	63	15	146	78	59	56
V	22	60	47	6	30	u.d.N.	128	22	19	13
Co	3	12	9	4	3	2	32	6	2	4
Cr	u.d.N.	18	23	1	18	15	110	9	11	7
Ni	7	13	10	8	8	7	44	15	8	15

Tab. 1., Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- l:** Granitgneis, gelbgrau, körnig, hell (Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneises); Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 2,5 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 24/16; R: 706076, H: 379896).
- m:** Kriegenreith-Granodioritgneis, dunkelgrau, mylonitisch; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 2,5 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 25/16; R: 706082, H: 379901).
- n:** Kriegenreith-Granodioritgneis, dunkelgrau, gröbere Feldspate; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 2,54 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 26/16; R: 706106, H: 379927).
- o:** Dioritgneis, sehr feinkörnig, grüngrau; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 2,54 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 27/16; R: 706100, H: 379911).
- p:** Kriegenreith-Granodioritgneis, dunkelgrau, plagioklasreich; Weißer Graben E Fernitz, Rollstück, ca. 2,66 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 28/16; R: 706239, H: 379918).
- q:** Pegmatit, mit rosa Kalifeldspat; Weißer Graben E Fernitz, Felsaufschluss, ca. 2,78 km ENE Kapelle Fernitz (Probe Fi 29/16; R: 706368, H: 379818).
- r:** Tonalitgneis, feinkörnig, dunkelgrau; ehem. Steingrube ca. 1,03 km SE Kriegenreith, S Straße nach Klein-Burgstall (Probe Fi 30/16; R: 706643, H: 380777).
- s:** Aplit, gelbgrau, quarzreich; ehem. Steingrube ca. 1 km SE Kriegenreith, S Straße nach Klein-Burgstall, ca. 50 m N von Grube mit Probe Fi 30/16 (Probe Fi 31/16; R: 706655, H: 380820).
- t:** Sachsendorf-Granodioritgneis, hell, körnig, gelbgrau; ehem. Steingrube ca. 1,04 km SE Kriegenreith, N Straße nach Klein-Burgstall (Probe Fi 32/16; R: 706881, H: 381024).
- u:** Sachsendorf-Granodioritgneis, hell, mittelkörnig, gelbgrau; ehem. Steingrube ca. 1,18 km SW Klein-Burgstall, an Manhartsbergstraße (Probe Fi 33/16; R: 706867, H: 379948).

Ein Lesestein von ultramylonitischem Orthogneis, aufgesammelt 700 m NNW Klein-Burgstall (Probe Fi 16/16), kann aufgrund des Spurenelementmusters (373 ppm Zr, 1.910 ppm Ba) am ehesten dem Gumping-Granodioritgneis zugeordnet werden, wobei die Mylonitisierung allerdings ganz massive Veränderungen bei den Hauptelementen verursacht hat (CaO nur 0,37 Gew.%; Na₂O nur 0,36 Gew.%; A/CNK 2,26).

Das beprobte Profil Weißer Graben beginnt im Westen mit zwei Proben von Bittesch-Granodioritgneis (Fi 18/16, Fi 19/16). Beide zeigen die typische Geochemie des Bittesch-Granodioritgneises mit Na₂O (4,1–4,3 Gew.%) > K₂O (3,5–3,8 Gew.%), bei hohen SiO₂- Gehalten um 72 Gew.%. Bei den Spurenelementen wäre hier der charakteristisch hohe Sr- Gehalt (378–473 ppm) zu nennen, bei niedrigen Zr- (81–94 ppm), Rb- (106–145 ppm) sowie Nb- und Y-Ge-

halten (< 10 ppm). Makroskopisch erscheint der lokale Bitesch-Granodioritgneis deutlich mylonitisch und ist daher relativ feinkörnig. Im Dünnschliff zeigt sich ein leicht verfaltetes Quarz-Feldspat-Gefüge mit vielen feinschuppigen aber frischen, schieferungsparallel orientierten Biotiten und Muskoviten. Einzelne Kalifeldspat-Augen erreichen nur wenige Millimeter Größe und zeigen Mikroklingitterung und schwache Perthitbildung. In ihren Druckschatten sind oft größer rekrystallisierte Quarzaggregate zu beobachten. Regelmäßig sind akzessorisch feinkörnige Granate zu sehen.

Die Proben Fi 20/16, Fi 21/16 und Fi 23/16 stammen aus dem Buttendorf-Granodioritgneis im Profil Weißer Graben. Die Probe Fi 20/16, ein dunkelgrauer Mylonit, lässt unter dem Mikroskop eine erhebliche Karbonatisierung erkennen (Calcit etwa 10 Vol.%). Dementsprechend erhöht ist der CaO-Gehalt in der chemischen Analyse (9,27 Gew.%). Gleichzeitig erreicht der Glühverlust wegen des hohen CO₂-Gehalts im Gestein 6,4 Gew.%. Aufgrund erhöhter Cr-Gehalte (84 ppm) und hoher LREE-Gehalte (Ce 90 ppm) kann trotz der erheblichen Alteration des Gesteins auf Buttendorf-Granodioritgneis als Ausgangsmaterial rückgeschlossen werden.

Weniger mylonitisch überprägt sind die Proben Fi 21/16 und Fi 23/16, die auch keine nennenswerte Karbonatisierung aufweisen. Die Zusammensetzung entspricht geochemisch völlig dem Buttendorf-Granodioritgneis, wie er an der Typuslokalität im Teichwiesenbachtal definiert ist (FINGER & RIEGLER, 2012). Besonders charakteristische Merkmale sind dabei das niedrige Fe/Mg-Verhältnis (ca. 1,2), die erhöhten Cr-, Ni- und auch Co-Gehalte, ferner ein hoher Ba-Gehalt von ca. 1.200 ppm und hohe LREE-Gehalte (Ce 112 ppm). Im Dünnschliff sind stets Epidote und Titanite auffällig, die in kleinen Körnern mit dem reichlich präsenten Biotit verwachsen sind. Primär war das Gestein wohl Hornblende führend, wie der niedrige A/CNK-Wert vermuten lässt. Einige bis 0,5 mm große Orthitkristalle haben Bedeutung als LREE-Träger.

Die Probe Fi 22/16, welche im Gelände zunächst als ultramylonitisch überprägter Buttendorf-Granodioritgneis eingestuft wurde, zeigt abweichende Geochemie, wobei unter anderem ein hoher SiO₂-Gehalt von 74 Gew.% auffällt. Der Cr-Gehalt des Materials ist eher niedrig (29 ppm), ebenso die LREE-Gehalte. Ferner fällt das gegenüber dem Buttendorf-Granodioritgneis deutlich erhöhte Zr auf (299 ppm). Es handelt sich hier möglicherweise um einen quarzitischen Paragneis, der mit dem Buttendorf-Granodioritgneis wechsellagert. Im Dünnschliff zeigt sich ein extrem feines Korngefüge mit braunem bis olivgrünem Biotit, das allerdings von einigen größeren Quarzmobilisatlagen durchzogen ist. In diesen treten auffällig zahlreich kleine kubische Erzkörner auf, vermutlich Pyrit.

Probe Fi 24/16, ein gelbgrauer, heller Granitgneis an der Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneiskörpers, ist geochemisch ebenfalls eine Besonderheit. Bei granitischer Hauptelementzusammensetzung (SiO₂: 74 Gew.%; K₂O: 4,85 Gew.%) zeichnet sich das Gestein durch außergewöhnlich hohe Th-Gehalte aus (50 ppm). Im Dünnschliff wird eine starke Spröddeformation der Feldspate deutlich. Der Plagioklas ist serizitisiert. Der Biotit ist z.T. frisch braun, z.T. nach Ausscheidung von Opakphasen alteriert. Strähnen von Serizit beinhalten oft etwas gröbere

metamorphe Epidot-/Klinozoisitkristalle. Akzessorisch findet sich Orthit.

Die Proben Fi 25/16, Fi 26/16 und Fi 28/16 stammen aus dem Kriegenreith-Granodioritgneis im Profil Weißer Graben. Sie zeigen intermediäre SiO₂-Gehalte (63–68 Gew.%) und sind vergleichbar mafisch wie der Buttendorf-Granodioritgneis. Auch makroskopisch sind große Ähnlichkeiten gegeben. Geochemisch lassen sich bei genauer Betrachtung aber effektive Diskriminierungsmöglichkeiten zwischen beiden Gesteinsarten finden. Zum Beispiel ist das Fe/Mg-Verhältnis beim Buttendorf-Granodioritgneis nur knapp über 1, beim Kriegenreith-Granodioritgneis hingegen meist um 2–3. Bei den Spurenelementen sind folgende Unterschiede kritisch: erhöhter Cr-Gehalt im Buttendorf-Granodioritgneis (meist um 100 ppm) gegenüber Cr < 25 ppm im Kriegenreith-Granodioritgneis; Ni liegt um 30 ppm im Buttendorf-Granodioritgneis gegenüber < 13 ppm im Kriegenreith-Granodioritgneis. Ba und Sr sind im Kriegenreith-Granodioritgneis tendenziell niedriger als im Buttendorf-Granodioritgneis (bei unalterierten Proben ca. 700 ppm gegenüber ~ 1.000 ppm Ba, bzw. 250–300 ppm vs. 500–600 ppm Sr). Auch unter dem Mikroskop sind Unterschiede auszumachen, insofern als der Kriegenreith-Granodioritgneis deutlich weniger Kalifeldspat und mehr Plagioklas-Porphyrklasten führt als der Buttendorf-Granodioritgneis. Die Paragenese Biotit, Epidot, Titanit und ± Orthit ist in beiden Gesteinen vorhanden.

Eine exotische Scholle eines feinkörnigen Dioritgneises im Kriegenreith-Granodioritgneis (Fi 27/16) wurde ebenfalls analysiert. Das Gestein zeigt hohen Na₂O-Gehalt (5,05 Gew.%) sowie ein extrem hohes Fe/Mg-Verhältnis von über 5. Im Vergleich zum Kriegenreith-Granodioritgneis ist ein viel höherer Zr-Gehalt (343 ppm) und ein sehr hoher Y-Gehalt (48 ppm) auffällig. Der Gneis erscheint im Dünnschliff ausgesprochen homogen. Feiner Biotit mit braun bis olivgrünem Pleochroismus bildet eine Art Netz, welches idiomorphe Plagioklase umschließt. Letztere zeigen Klinozoisitfüllung. Vereinzelt findet man auch etwas größer rekrystallisierte Epidote. Das Gestein ist leicht karbonatisiert. Am Ostende des Profils Weißer Graben wurde ein Pegmatit mit rosa Kalifeldspaten beprobt (Fi 29/16). Dieser ist geochemisch unauffällig.

Weitere Proben wurden etwas weiter nördlich, nahe der Straße Klein-Burgstall-Freischling, genommen. Südlich der Straße, ca. 1 km SE Kriegenreith, steht in einer ehemaligen Steingrube ein dunkelgrauer, feinkörniger Gneis an (Probe Fi 30/16). Das Material zeigt mafische Zusammensetzung (SiO₂: 56 Gew.%) und setzt sich dadurch vom typischen Kriegenreith-Granodioritgneis ab. Die Probe weist auch deutlich erhöhte Cr- und Ni-Gehalte (110 bzw. 44 ppm) auf sowie einen auffällig hohen Co-Gehalt (32 ppm), welcher selbst die erhöhten Co-Werte im Buttendorf-Granodioritgneis mehr als doppelt übersteigt. Eine Parallelisierung des Gesteins mit dem Buttendorf-Granodioritgneis ist jedoch aufgrund bestimmter Elementverhältnisse, wie FeO/MgO, nicht angezeigt. Eine bessere Vergleichbarkeit ist mit der dunklen, ebenfalls chromreichen Variante des Passendorf-Tonalitgneises gegeben (FINGER & RIEGLER, 2006). Ein Aplit von einer unmittelbar daneben liegenden Lokalität (Fi 31/16) zeigt außergewöhnliche Zusammensetzung mit einem SiO₂-Gehalt von nur 63 Gew.%, bei 2,3 Gew.% Fe₂O₃, 3,9 Gew.% CaO und 7,8 Gew.% K₂O. Der Ba-Gehalt ist mit nahezu 5.000 ppm

extrem hoch. Unter dem Mikroskop ist eine ungewöhnliche Mineralkombination mit viel Kalifeldspat und Epidot auffällig. Es ist zu vermuten, dass dieser Aplit durch das basische Gestein der Umgebung kontaminiert wurde.

Schließlich wurden noch zwei Proben vom Sachsen-dorf-Granodioritgneis an Lokalitäten südöstlich von Kriegenreith bzw. an der Manhartsbergstraße westlich von Klein-Burgstall genommen (Fi 32/16 und Fi 33/16). Zusammen mit den in den Vorjahren analysierten Proben kann dieses Gestein nun immer besser charakterisiert werden, wobei folgende Merkmale hervorzuheben sind: Bei einem relativ hohen SiO₂-Gehalt um 70 Gew.% besteht granodioritische Zusammensetzung. Der Ba-Gehalt liegt im Bereich von 800–1.000 ppm. Durch ein ausgesprochen niedriges Rb/Sr-Verhältnis von 0,2–0,3 ergeben sich Ähnlichkeiten zum Bittesch-Granodioritgneis. Allerdings sind die Sr/Zr-Verhältnisse doch stets deutlich niedriger als beim Bittesch-Granodioritgneis (ca. 2–3 vs. 4 und darüber), sodass hier eine nützliche Diskriminierungsmöglichkeit zwischen beiden Gesteinen gegeben ist.

Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2006): Bericht 2005 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**, 123–126, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012): Bericht 2010 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 216–218, Wien.

FINGER, F., LINNER, M. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2015 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 307–311, Wien.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK (†) & MICHAL VACHEK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahr 2016 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn westlich von Horn, westlich der Linie Mödring–Frauenhofen, bis gegen Strögen und St. Bernhard fortgesetzt. Die ältesten Gesteine sind metamorphe, moldanubische und moravische Gesteine, die hier den nördlichen und südlichen Rand des Horner Beckens bilden. Über diesen folgen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvio-äolischen, deluvialen, deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in 1 m Tiefe durchgeführt. Bei den Sedimentgesteinen wurde zusätzlich auch ihr Kalkgehalt bestimmt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum und Moravikum)

Das am weitesten verbreitete Gestein im kartierten Gebiet ist der Gföhl-Gneis. Er tritt in großen Flächen westlich von Horn auf. In der Flur „In der Teuf“ südwestlich Frauenhofen bilden schmale N–S streichende Aufragungen dieser Gneise Anhöhen mit Felsrippen von einigen Metern Länge (BMN M34 R: 697792, H: 392161; R: 697353, H: 392249). Kleinere Bereiche mit Gneisen wurden auch ca. 1.200 m SSE und 1.400 m SE von St. Bernhard, am Osthang des Steinbigl kartiert (R: 696252, H: 393409; R: 696784, H: 393491). Es treten hier rostfarbig-graue, siltig-sandige Eluvien mit häufigen, scharfkantigen Gneisbruchstücken bis 25 cm Größe ebenso wie Gangquarz auf. In der Umgebung der Kote 325, an der Straße Frauenhofen–St. Bernhard, wurde ein größeres Vorkommen von Amphibolit festgestellt. An einigen Stellen wurden hier dunkelgrüngraue, sandige Eluvien dieses Gesteins und bis zu 45 cm große Steine freigelegt (z.B. R: 696762, H: 393830; R: 697172, H: 393868). Glimmerschiefer ist in dem kartierten Gebiet ebenso ein weit verbreitetes metamorphes Gestein. Südlich der Großen Taffa kommt er auf dem Katzenberg (Kote 341) und auf dem nördlichen Hang des Steinbigl (Kote 363) vor. Graue, sandige, häufig glimmerige Eluvien von Glimmerschiefer mit Bruchstücken treten auch ca. 800–1.000 m ESE von St. Bernhard auf, wo sie von Amphibolit begleitet werden. Ein weiterer, kleinerer Fundort befindet sich 400 m NE von Strögen (R: 696504, H: 393058). Durch die ca. 1.000 m südöstlich von St. Bernhard liegende Kartierungsbohrung KB 21-137 (R: 696530, H: 393618) wurde verwitterter Glimmerschiefer unter 1,0 m Löss festgestellt. Nördlich der Großen Taffa tritt Glimmerschiefer in den steilen Hängen westlich von Mödring auf. Nahe der Straße von Horn nach Irnfritz wurde in Straßeneinschnitten und Terrassen eine Reihe von Aufschlüssen dieses Gesteines in verschiedenen Verwitterungsstufen dokumentiert. Bittesch-Granodioritgneis (Moravikum) kommt nur im nördlichsten Teil des kartierten Gebietes vor. Zum Glimmerschiefer hin wird er durch die hier WNW–ESE streichende Moldanubische Überschiebung begrenzt. Am besten ist der Bittesch-Granodioritgneis in einem aufgelassenen Steinbruch ca. 1.500 m NW von Mödring, an der Straße nach Irnfritz aufgeschlossen (R: 698176, H: 395711). In diesem Steinbruch ist auch die Moldanubische Überschiebung gut einzusehen.

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium) bilden in dem kartierten Gebiet die vorquartäre Füllung des Horner Beckens. Sie bedecken den überwiegenden Teil der Hänge zwischen der Straße Horn–Irnfritz und dem Roten Graben, nördlich der Talaue der Großen Taffa. Weiters treten sie südlich bis südwestlich von Frauenhofen und stellenweise auch entlang der Straße Frauenhofen–St. Bernhard auf. Es handelt sich um lithologisch sehr unterschiedliche Sedimente. Am häufigsten sind lehmige, sandige Schotter vertreten. Diese Schotter bestehen aus schlecht gerundeten bis kantengerundeten Quarzgeröllen bis 15 cm Größe (maximal 25–30 cm). Gut gerundete, nur wenige Zentimeter große Gerölle treten nur untergeordnet auf. Die Schotter führen selten auch Gerölle metamorpher Gesteine, vor allem Gneise. ESE von St. Bernhard konnten in den Schot-

tern auch quartäre Windkanter mit matt glänzender Oberfläche gefunden werden (R: 696857, H: 394036). In der Flur „Hofgarten“, 350 m NE der Kote 347, fand sich außerdem fossiles Holz (R: 697984, H: 395010).

Sande als weitere Lithofazies der St. Marein-Freischling-Formation kommen auf kleineren Flächen NW von Horn, in den Fluren „Sandfeld“, „Hofgarten“ und „Roter Graben“ sowie südlich von Mödring vor. Sie sind schwach braun bis grauweiß, schlecht sortiert, mittel- bis grobkörnig und stellenweise glimmerig. Oft beinhalten sie auch Quarzgerölle bis zu einigen cm Größe. Die Sande sind gut in einer Gruben in der Flur „Sandfeld“, ca. 300 m SE der Kote 347 aufgeschlossen (R: 698059, H: 394594), wo sie mindestens 5 m Mächtigkeit erreichen. Sie sind grauweiß, mittel- bis grobkörnig und schräggeschichtet. Die scharfkantigen Sande führen neben Quarz auch sehr viel Feldspat. Eine 100 m tiefe Brunnenbohrung in der oben erwähnten Sandgrube durchteufte eine Wechselfolge von tonigen Silten und Sanden der St. Marein-Freischling-Formation und erreichte bei 95,5 m die moldanubischen Glimmerschiefer (HERNDLER, 1979).

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation in lehmig-toniger Entwicklung treten lokal am Rand des Alluviums der Großen Taffa nördlich von Frauenhofen, NE (Flur „Hofgarten“) und östlich von St. Bernhard, aber auch SE von Strögen (NW Kote 353 „In der Rast“) auf. Es handelt sich um grüngraue, graugelbe oder karminrote, kalkfreie, plastische, veränderlich sandige Silte bis Tone mit unterschiedlichem Anteil an Quarzgeröllen. In der Flur „Hofgarten“ wurden in den Peliten an dem gegen Westen orientierten Hang, ca. 200 m westlich der Kote 347, kleinere Rutschungen beobachtet (R: 697613, H: 394721).

Pleistozän

Deluvio-äolische Sedimente sind wenig verbreitet und bilden nur kleine Flächen im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes, am nördlichen Abhang des Horner Beckens und am Rand der Lössvorkommen bei Mödring. Bei ihrer Entstehung sind sowohl äolische Sedimentation, als auch deluviale (solifluidale) Prozesse beteiligt. Typisch für diese Ablagerungen ist der Wechsel kalkiger Silte mit Sanden, die kleine, verwitterte Bruchstücke kristalliner Gesteine führen können. In der Kartierungsbohrung KB 21-134, ca. 500 m westlich der Kirche von Mödring (R: 698902, H: 395226), wurden deluvio-äolische Sedimente mit 4,5 m Mächtigkeit erbohrt.

Lösse und Lösslehme bedecken vor allem gegen Südosten und Osten orientierte Hänge. In größeren Flächen ist Löss westlich bis südwestlich von Mödring und östlich und südöstlich von St. Bernhard verbreitet. In der Kartierungsbohrung KB 21-133 (R: 697343, H: 394823), im südlichen „Hofgarten“, konnten mindestens 7 m Löss nachgewiesen werden. Am besten sind die Lössse in einer kleinen Grube ca. 300 m NNE des Roten Kreuzes (R: 697943, H: 394289) aufgeschlossen. Dort sind sie gelbbraun, feinsandig, stark kalkig und besitzen eine Mächtigkeit von mehr als 3,8 m. Sie beinhalten Kalkkonkretionen bis zu 6 cm Größe und winzige Pseudomyzelien. Auf nordöstlichen Hängen südlich und südwestlich von Frauenhofen kam es zur Ablagerung von Lössen in Depressionen eines präquartären Reliefs. In zwei Kartierungsbohrungen wurden hier Lössse und

Lösslehme mit Mächtigkeit von maximal 2 m nachgewiesen. Lösslehme entstanden durch Entkalkung von Lössen in höher gelegten Gebieten und sind in der Regel schwach lehmig.

Holozän-Pleistozän

Deluviale (solifluidale) Sedimente treten vorwiegend in Hangfußlage auf und haben dort mehr als 1 m Mächtigkeit. Es sind dunkelbraune bis hellbraune, meistens kalkfreie, stellenweise glimmerige, unterschiedlich lehmige, siltig-sandige bis sandige Tone oder tonige Sande. Akkumulationen westlich von Mödring, am Kontakt vom Kristallin mit den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation, beinhalten vermehrt scharfkantige Bruchstücke metamorpher Gesteine. Deluviale Sedimente ähnlichen Charakters umsäumen an manchen Stellen auch die Talauen nordwestlich und nördlich von Mödring, östlich von St. Bernhard und südwestlich von Frauenhofen.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Großen Taffa, der Kleinen Taffa und des Eibenbaches. Die Aue der Großen Taffa erreicht bei St. Bernhard, nördlich vom Katzenberg (Kote 341) eine Breite von ca. 100 m, wird aber flussabwärts deutlich breiter. Nördlich von Frauenhofen erreicht sie eine Breite von ca. 500 m und die Talaue der Kleinen Taffa ist am Zusammenfluss mit der Großen Taffa bis zu 700 m breit. Diese große Ausdehnung kann möglicherweise mit tektonischen Senkungen des Horner Beckens am Ende des Pleistozäns in Zusammenhang stehen. In der Nähe der aktiven Rinnen der Flüsse treten in einer Tiefe von 0,4 bis 1,0 m meistens hellbraune, unterschiedlich kalkige, stellenweise tonige, fein- bis mittelkörnige fluviatile Sande auf. In den Sanden sind manchmal Horizonte aus feinkörnigen Schottern zu beobachten. Mit steigender Entfernung vom Fluss verfeinert sich die Korngröße der fluviatilen Sedimente und die Sande gehen in dieser Tiefe in braungraue, kalkfreie, siltige, rostfarbig-fleckige Überflutungslehme über. Am Rand der Aue der Kleinen Taffa, ca. 700 m westlich der Kirche von Frauenhofen, wurden in 0,3 bis 0,7 m Tiefe schwarzbraune Lehme mit organischer Beimengung angetroffen. Sie bezeugen anmoorige, abflusslose Verhältnisse in diesem Teil der Aue. Die jüngsten Überflutungslehme sind in allen Auen bis gegen 0,4 m Tiefe vor allem sandig-siltig bis siltig.

Deluvio-fluviatile Sedimente wurden in kleineren, zeitweise durchflossenen Tälern abgelagert. Südlich und westlich von Frauenhofen bestehen die Füllungen einiger solcher in die Aue der Kleinen Taffa einmündenden Gräben aus braunen bis braungrauen, leicht lehmigen, unterschiedlich kalkigen siltigen Tonen. Diese Gräben haben eine geringe Neigung und das Ausgangsmaterial dieser Sedimente sind zum Großteil umgelagerte Lössse.

Am Ende dieser Gräben breiten sich flache **Schwemmfächer** aus, die fließend in die Talaue übergehen. Weitere Schwemmfächer schütten aus den Seitentälern der Fluren „Roter Graben“, „Hofgarten“ und „Sandfeld“ am linken Rand der Großen Taffa. Im größten dieser Schwemmfächer, in der Umgebung des Roten Kreuzes, wurde die Kartierungsbohrung KB 21-136 abgeteuft (R: 697855, H: 394143). In dieser wurden 3,6 m braune, lehmige, kalk-

freie Silte angetroffen, die im unteren Teil vereinzelt Steine führen. Zwei kleinere Schwemmfächer schütten auch aus den Gräben am nördlich Rand des Horner Beckens, nördlich der Flur „Hofgarten“. In einem Wegeinschnitt (R: 697628, H: 395579) sind hier schwach braune, tonig-lehmige Sande mit häufigen Bruchstücken metamorpher Gesteine und Gangquarz aufgeschlossen.

Anmoorige, organische Sedimente wurden am Rand eines Grabens ca. 1.100 m südlich von Frauenhofen und am Eibenbach, ca. 500 m westlich von Mödring festgestellt. In beiden Fällen handelt es sich um Quellgebiete am Rand von Talauen mit Riedgrasbestand. Die Sedimente werden hier von schwarzen, humosen, kalkfreien Lehmen mit Pflanzenresten gebildet.

Anthropogene Sedimente wurden nur an wenigen Stellen in geringer Ausdehnung angetroffen. Meistens handelt es sich um lehmig-sandigen Aushub mit Gesteinsbruchstücken, Geröllen, Ziegeln, Beton usw. Mit diesem Material wurde z.B. der obere Teil des Roten Grabens oder der Einschnitt eines alten Weges östlich des Pfarrhofes von Strögen zugeschüttet. Angeschüttete Aushuberden wurden auch auf einigen landwirtschaftlichen Grundstücken festgestellt.

Literatur

HERNDLER, E. (1979): Zur Geologie und Hydrogeologie des Horner Beckens. – Dissertation, Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Wien, 168 S., Wien.

Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

REINHARD ROETZEL

In den vier Berichtsjahren wurden geologische Aufnahmen vorwiegend im südöstlichen Teil des Kartenblattes 21 Horn gemacht. Im Jahr 2013 erfolgte die Kartierung im Gebiet südlich von Maissau, südöstlich der Diendorfer Störung, im Raum Wilhelmsdorf, Grübern und nördlich von Eggendorf am Walde. Nach nur sehr eingeschränkten Arbeiten südwestlich von Maissau im Jahr 2014 aufgrund der Schwerpunktsetzung auf Blatt 39 Tulln (ROETZEL, 2016) wurde 2015 vor allem der Bereich zwischen Buttendorf, Sachsen- dorf, Reikersdorf, Klein-Burgstall, Kriegenreith und Raan geologisch aufgenommen. Im Jahr 2016 erfolgte schließlich die flächendeckende Kartierung der südöstlichen Ecke des Kartenblattes im Raum zwischen Grübern, Eggendorf am Walde, Zemling, Mühlbach am Manhartsberg, Ronthal, Hohenwarth, Oberravelsbach und Baierdorf.

Die Kartierung wurde sowohl in den Gebieten mit kristallinen Gesteinen, als auch mit neogenen und pleistozänen Sedimenten flächendeckend durchgeführt. Die kristallinen Gesteine wurden bei mehreren gemeinsamen Exkursionen mit Manfred Linner (GBA) für die petrografische Charakterisierung beprobt und durch Fritz Finger und Gudrun

Riegler (Universität Salzburg) sowie Manfred Linner geochemisch und petrografisch untersucht (FINGER & RIEGLER, 2013, 2016; FINGER et al., 2017).

Zusätzlich wurden in dem beschriebenen Gebiet 26 Kartierungsbohrungen mit dem Bohrgerät der Geologischen Bundesanstalt mit Teufen bis zu 8,4 m gebohrt. Zwischen Grübern und Hohenwarth unterstützten 152 Handbohrungen, die bis in 1 m Tiefe reichten, die Kartierung und Probenahme für mikropaläontologische Analysen.

Kristalline Gesteine der Böhmisches Masse

Die Kristallinkartierung erfolgte zum überwiegenden Teil im Bereich moravischer Gesteine. Moldanubische Gesteine wurden nur westlich der Moldanubischen Überschiebung, am Ostrand des Horner Beckens sowie südöstlich der Diendorfer Störung, im Tiefenbachtal östlich von Grübern, im Ravelsbachtal westlich von Baierdorf und zwischen Zemling, Mühlbach am Manhartsberg und Ronthal vorgefunden.

Östlich von Kotzendorf und Freischling, am Ostrand des Horner Beckens, ist der moravische Bittesch-Granodioritgneis am Abhang zwischen Teichwiesenbach und Tobelbach durchgängig kartierbar. Hervorzuheben ist, dass dieser helle, mylonitische Orthogneis ab der Flur „Kuchlmaiß“, nordöstlich von Mörtersdorf, zweigeteilt ist, was durch eine schmale, ca. 10–60 m breite, jedoch nicht durchgehend entwickelte Zone aus Glimmerschiefer und Paragneis innerhalb der hellen Orthogneise angezeigt wird. Manchmal, wie z.B. an der Nordflanke des Teichwiesenbachtals, im Raingraben (Raangraben) westlich Raan oder südlich des Tobelbachtals östlich Freischling können dazu auch Linsen aus Marmor oder Kalksilikatgestein treten. Im Marmor im Teichwiesenbachtal befindet sich sogar eine kleine Höhle (Nr. 6846/24; BMN M34 R: 705191, H: 384015). An manchen Stellen, wie z.B. nördlich und südlich vom Marital, verweisen ultramylonitische Orthogneise im unmittelbaren Liegenden dieser Paragesteineinschaltung auf eine ausgeprägte Bewegungszone innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises.

Im tektonisch Hangenden dieses plattig brechenden Orthogneises, am westlich anschließenden Hangfuß des Abhanges zum Horner Becken, liegen moldanubische Gesteine. Es sind dies vorwiegend Glimmerschiefer und Paragneise, die besonders zwischen Marital und Raingraben (Raangraben) und nördlich des Tobelbaches häufig Einschaltungen von Amphibolit, untergeordnet auch Serpentin und Paragneis, führen. Südlich des Maritales konnte auch innerhalb der Glimmerschiefer ein kleines fensterartiges Vorkommen von Bittesch-Granodioritgneis gefunden werden. Die moldanubischen Gesteine überlagern südlich des Teichwiesenbaches, entlang der Moldanubischen Überschiebung, nach Süden in zunehmender Mächtigkeit den Bittesch-Granodioritgneis. Dies hat zu Folge, dass sich die beim Teichwiesenbach nur rund 100 m breit aufgeschlossene moldanubische Gesteinszone gegen Süden deutlich bis auf ca. 500 m im Bereich des Tobelbaches verbreitert.

Auf der östlich anschließenden Hochfläche zwischen Buttendorf und Kriegenreith folgt im Liegenden des Bittesch-Granodioritgneises am westlichen Waldrand zuerst ein nicht durchgehend entwickelter, bis zu 90 m breiter Marmorzug, in dessen liegenden Teil lokal und kleinräumig auch Kalksilikatgesteine auftreten. Der karbonatische

Horizont wird im Liegenden, im Teichwiesenbachtal und südwestlich von Buttendorf, südlich der Flur „Krenholz“, von Glimmerschiefer abgelöst. An manchen Stellen, wie nördlich vom Schloss Raan oder im Tobelbachtal, werden die Marmore auch im Hangenden von Glimmerschiefer begleitet.

Östlich anschließend folgt im Liegenden der Buttendorf-Granodioritgneis, der im Tal des Teichwiesenbaches westlich von Buttendorf mit rund 700 m seine größte Breite erreicht (FRASL et al., 1991; VETTERS, 1991). Nördlich von Raan tritt dieses Gestein nur inselartig unter der miozänen und quartären Bedeckung hervor oder bildet im westlich anschließenden, hangenden Glimmerschiefer schmale, lang gestreckte Züge. Es ist dies ein dunkelgrauer, biotitreicher, oft Hornblende führender und meist feinkörniger Granodioritgneis mit charakteristischen kleinen Kalifeldspat-Augen. Vor allem in den Spurenelementen zeigt dieses mafische, in der chemischen Zusammensetzung intermediäre Gestein durch besonders hohe Cr-, V-, Sr-, Ba- und P-Gehalte eine auffallende Eigenständigkeit gegenüber allen anderen moravischen Orthogesteinen (FINGER & RIEGLER, 2012a–c; FINGER et al., 2017).

Am Westrand von Buttendorf, am Beginn des tief eingeschnittenen Teichwiesenbachtals, sind im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises ein ca. 40 m breiter Quarzitug und östlich anschließend weitere Glimmerschiefer mit einer Einschaltung von Buttendorf-Granodioritgneis anstehend (FRASL et al., 1991). Weiter südlich treten in dieser Position Quarzite und Glimmerschiefer nur mehr in kleinen Flächen am Westrand vom Raanholz an die Oberfläche.

Östlich anschließend folgt südwestlich von Sachsen- dorf mit dem Eichberg (Kote 452) und seiner südlichen Fortsetzung wiederum ein nahezu vollständig aus moravischen Gesteinen aufgebauter Höhenzug. Am Westrand dieses Kristallinrückens, im tektonisch Liegenden der vorhin beschriebenen Gesteine, findet sich ein dem Buttendorf-Granodioritgneis makroskopisch sehr ähnliches Gestein, das geochemisch von diesem jedoch deutlich unterscheidbar ist (FINGER & RIEGLER, 2013; FINGER et al., 2017). Dieses als Kriegenreith-Granodioritgneis (FINGER & RIEGLER, 2013) bezeichnete Gestein beginnt im Norden in den Feldern ca. 0,9 km westlich von Sachsen- dorf, nördlich der Straße nach Buttendorf, als ca. 90 m breiter Zug, der weiter gegen Süden über die Straße in den Wald hinein streicht (FINGER & RIEGLER, 2013). In seinem Liegenden folgen ostwärts Glimmerschiefer, die von zahlreichen Aplitgängen durchschwärmt sind. Gegen SSW verschwindet der Kriegenreith-Granodioritgneis auf einer Länge von rund 700 m und die Glimmerschiefer werden von Paragneis abgelöst. Südlich des Raingrabens (Raangrabens) tritt dann wieder Kriegenreith-Granodioritgneis an die Oberfläche, der gegen Süden zunehmend bis mehr als 350 m Breite erreicht. Er wird hier durchwegs von Paragneis unterlagert, der jedoch nur bis zum Tobelbach reicht und dort vollständig auskeilt.

Der Eichberg selbst und dessen südliche Fortsetzung bestehen aus dem Sachsen- dorf-Granodioritgneis. Dieser schmale, lang gestreckte und SSW streichende Orthogesteinszug hat seinen nördlichen Ursprung in der Flur „Laiten“, ca. 3 km nordwestlich von Eggenburg. Er zieht gegen Süden westlich von Kühnring, östlich von Reinprechtspölla und durch Sachsen- dorf in diesem Raum. Es handelt sich

um einen sauren, stängelig ausgebildeten, mylonitischen Orthogneis, der reich an Plagioklas und Biotit ist und in manchen Bereichen, wie z.B. in einer Steingrube 800 m SSW Sachsen- dorf (BMN M34 R: 707730, H: 382707; FINGER et al., 2017), Einschaltungen dunkler Schollen aus Dioritgneis führt. Südlich des Eichberges, im westlichen Raanfeld, ist eine N–S streichende ultramylonitische Zone innerhalb des Sachsen- dorf-Granodioritgneises auffallend.

Nach der nahezu vollständig mit quartären und miozänen Sedimenten bedeckten Fläche zwischen Sachsen- dorf und Reikersdorf und im östlichen Raanfeld folgen östlich anschließend die granitischen Gesteine des Moravikums, die als Thaya-Batholith zusammengefasst werden. Diese treten im Bereich von Gumping, östlich von Reikersdorf und nördlich bis östlich von Klein-Burgstall als inselartige Erhebungen aus der quartären Bedeckung hervor. Sie werden in diesem Bereich durchwegs aus dem Gumping-Granodioritgneis (FINGER et al., 1989; FRASL & FINGER, 1991) aufgebaut. Dieser bildet einen ca. 6 km langen und max. 2,5 km breiten Körper, der von Matzelsdorf im Norden bis zum Gscheinzbachtal bei Klein-Burgstall reicht und nach Süden zunehmend breiter wird. Der Kontakt zum östlich anschließenden Eggenburg-Granit ist am Winterwiesberg nördlich von Grübern und im Waldgebiet östlich von Wiesent kartierbar. Beim Gumping-Granodioritgneis handelt sich um einen dunkelgrauen, biotitreichen Augengneis mit auffallenden, 2–3 cm großen Kalifeldspat-Porphyrroklasten. Das Gestein wird von zahllosen aplitischen bis pegmatitischen Gängen diskordant durchschlagen und neigt aufgrund des hohen Biotitgehalts zu starker Verwitterung. Dadurch sind in den Lesesteinen auf den Feldern fast ausschließlich die verwitterungsresistenten helle Ganggesteine vertreten, worauf bereits FUCHS (2009) hingewiesen hat. Wenige gute Aufschlüsse im Gumping-Granodioritgneis findet man in alten Steinbrüchen ca. 900 m ENE Wiesent (BMN M34 R: 710649, H: 383477) und an der Straße nach Gumping ca. 1 km NW Grübern (BMN M34 R: 710046, H: 380322) sowie in einer Grusgrube in den Feldern ca. 900 m SE Gumping (BMN M34 R: 710071, H: 381600). Zusätzlich findet man am Westrand dieses Granodioritgneises, südwestlich von Amelsdorf (Kuppe nördlich Seekreuz) und nördlich von Reikersdorf, helle, feinkörnige, mylonitische Granitgneise sowie Turmalin-Aplite (FINGER & RIEGLER, 2013).

Westlich und südwestlich von Maissau, im Bereich von Kühnberg, Klosterbigl und Winterwiesberg, ist wiederum ein fast geschlossener granitischer Kristallinbereich ausgebildet. Dieser wird nach Südosten, zwischen Maissau und Grübern, von der NE–SW streichenden Diendorfer Störung scharf und fast geradlinig begrenzt und setzt sich nach Südwesten in aufragenden Granitinseln bis Eggendorf am Walde fort. Dieses östlich an den Gumping-Granodioritgneis anschließende Gebiet wird ausschließlich vom Eggenburg-Granit (subalkalischer Granit) gebildet (FUCHS, 2009). Einschaltungen von Retz-Granit (Granit bis Granodiorit), wie im Profil der Umfahrung Maissau (FINGER & RIEGLER, 2012c, 2013; KREUZER & FINGER, 2012), konnten hier bisher nicht dokumentiert werden. Der Eggenburg-Granit ist ein meist gelbgrau bis gelbbraun anwitterndes, mittelkörniges Gestein, das besonders im Raum Limberg–Maissau rosa Kalifeldspäte führt (Phänotyp „Maissau Granit“).

Südöstlich der Diendorfer Störung liegt ein tektonisch abgetrennter Block aus moravischen Gesteinen, die zwi-

schen Maissau, Wilhelmsdorf und Grübern in mehreren Kuppen aus der jungen Bedeckung aufragen bzw. durch einen Bacheinschnitt aufgeschlossen sind. Sie sind auf Felsrippen und in ehemaligen Steinbrüchen im Bereich der Felder und Weingärten südlich von Maissau, auf Kuppen entlang den Straßen nach Wilhelmsdorf und Oberravelsbach, am südlichen Ortsrand von Wilhelmsdorf sowie in dem bemerkenswert tief eingeschnittenen Tiefenbachtal östlich von Grübern oft gut aufgeschlossen. Die hellen, mylonitischen bis utramylonitischen Orthogneise mit fein- bis mittelkörnigem Muskovit konnten eindeutig als Bittesch-Granodioritgneis identifiziert werden. Diese bereits von FRASL (1974: A 41) vermutete Zuordnung konnte von FINGER & RIEGLER (2016) durch geochemische und petrografische Vergleiche mit dem Bittesch-Granodioritgneis am Westrand des Moravikums bestätigt werden. Zusätzlich kann im Tiefenbachtal östlich von Grübern das steile, nach Süden gerichtete Einfallen dieser mylonitischen und stark isoklinal verfalteten Bittesch-Granodioritgneise unter steil stehende, graue Glimmerschiefer und biotitreiche Paragneise beobachtet werden. In manchen Bereichen dieses Profils ist auch eine Verschuppung von Bittesch-Granodioritgneis mit Paragneis und Glimmerschiefer festzustellen. Möglicherweise handelt es sich hier um einen Teilbereich der Überschiebung von Moldanubikum auf Moravikum, der entlang der Diendorfer Störung nach Nordosten seitlich versetzt wurde.

Weiter gegen Süden treten ausschließlich Gesteine des Moldanubikums zu Tage. So sind im Ravelsbachtal südlich von Grübern und westlich von Baierdorf moldanubische Glimmerschiefer und Paragneise kleinräumig aufgeschlossen. Weiter südlich ist der moldanubische Gföhl-Gneis beiderseits des Jungbrunnenbaches westlich von Zemling und entlang des Gscheinzbaches zwischen Zemling, Mühlbach am Manhartsberg und Ronthal zu finden, wo dieser z.T. inselartig aus der jungen Bedeckung hervortritt, im Krotental und im Waldgebiet NW von Ronthal aber auch großflächig verbreitet ist (FUCHS, 1981).

Sedimente des alpidisch-karpatischen Vorlandbeckens und oligozän-miozäne Sedimente auf der Böhmisches Masse

Ravelsbach-Formation (Egerium–Eggenburgium)

Am Oberlauf des Ravelsbaches, unmittelbar östlich der Straße zwischen Grübern und Eggendorf am Walde, tritt in dem tief eingeschnittenen Tal eine 6–10 m mächtige, bunte Wechselfolge von tonigen Silten, siltigen Sanden und sandigen Kiesen auf.

Im mittleren Grabenteil beginnt die Schichtfolge über stark verwitterten blaugrauen Glimmerschiefern mit einer dm-mächtigen Lage aus sehr gut gerundeten Quarzkiesen mit Korngrößen von 3–7 cm in siltig-sandiger Matrix. Die darüber folgenden, bis zu 10 m mächtigen Ablagerungen bestehen aus durchwegs schlecht sortierten siltig-tonigen Fein- bis Mittelsanden, z.T. tonigen Siltsanden und sandigen Tonsilten. Bachaufwärts gegen Westen sind vermehrt auch grobklastische kiesreiche Einschaltungen zu beobachten. Die sehr bunten Ablagerungen sind gelbbraun bis gelbgrau, braungelb, hellgrau bis blaugrau, z.T. auch gelb-orange-ocker-violett-ziengelrot gefleckt und in meist mehrere Dezimeter bis 3 m mächtige Sedimentpakete gegliedert (E. SUESS, 1866: 111).

Die Sande sind oft glimmerreich und in Abschnitten stark verwühlt. Mitunter wurden Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha* beobachtet. Ebene Schichtung ist selten. Manche, teilweise kiesreiche Horizonte zeigen erosive, flache Rinnestrukturen mit pelitischen Mudrapes, sind z.T. schrägschichtet und führen pelitische Intraklasten, nahe der Rinnenbasis auch dm-große, kantengerundete Kristallinblöcke. Die Sedimente sind durchwegs reich an Feldspat (sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas) und lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke). Kiesige Komponenten bestehen aus kantengerundeten, z.T. auch gut gerundeten Quarzen und eckigen Feldspäten. Im Schwermineralspektrum dominiert Staurolith (50–87 %) neben Turmalin (3–15 %), Granat (1–16 %), Kyanit (2–11 %) und Sillimanit (0–6 %). Diese Sedimente im Ravelsbachtal neigen sehr stark zu Rutschungen.

Die Lithologie der gesamten Schichtfolge im westlichen Ravelsbachtal entspricht weitgehend dem liegenden Teil der Schichtfolge in der Sandgrube Oberholz (STEININGER et al., 1991). Diese ursprünglich mit der St. Marein-Freischling-Formation korrelierten Sedimente (NEHYBA & ROETZEL, 2010) sind aufgrund der neuen Kartierungsergebnisse vermutlich aber einer eigenen Formation zuzuordnen. Als Bezeichnung für die neue Formation wird hier Ravelsbach-Formation vorgeschlagen und als Typusgebiet der westliche Teil des Ravelsbachtals ca. 600 m SW von Grübern festgelegt. Da die Ablagerungen sowohl im Ravelsbachtal als auch in Oberholz im Liegenden der marinen Sedimente des Eggenburgiums auftreten ist ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter (Egerium–Eggenburgium) anzunehmen.

Burgschleinitz-Formation (oberes Eggenburgium)

Sedimente der Burgschleinitz-Formation wurden im beschriebenen Gebiet nur im Ortsgebiet von Grübern, an der nördlichen Flanke des Tiefenbaches nordwestlich der Kapelle, sowie im Ravelsbachtal gefunden. In beiden Fällen treten die Ablagerungen im Liegenden der Zogelsdorf-Formation auf.

In Grübern sind diese Sedimente am nordwestlichen Ortsrand, bei den Weinkellern, im Bereich des heutigen Feuerwehrhauses zu sehen (BMN M34 R: 710504, H: 379687), wo sie bereits von ČJŽEK (1853: 23), E. SUESS (1866: 110f.), F.E. SUESS (1891: 409ff.), SCHAFFER (1914: 102ff.) und WEINHANDL (1956: 105) näher beschrieben wurden. Es handelt sich um gelbbraune bis gelb-orange, relativ gleichkörnige, mittelsandige Feinsande, die bis zu einer Mächtigkeit von 3 m aufgeschlossen sind. Sie sind besonders im oberen Teil aus dem Hangenden stark verwühlt und zeigen dort vor allem Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha* sowie gelöste Einzelklappen unbestimmbarer Bivalven. Die in der älteren Literatur (siehe oben) aus dem Liegenden beschriebenen Tegel mit *Ostrea* direkt über dem Granit konnte bei der eigenen Kartierung hier nicht mehr beobachtet werden.

Sedimente mit nahezu identer Lithologie und Fossilführung wie in Grübern sind auch in einem ehemaligen Abbau an der Südseite des Ravelsbachtals aufgeschlossen (BMN M34 R: 710531, H: 378795). Dort liegen über grauen, stark feinsandigen Silten (Ravelsbach-Formation, siehe oben), an deren Oberkante Quellen austreten, über scharfem Kontakt gelbbraune, feinsandige Mittel- bis Grobsande, die in relativ homogene braungelbe bis graugelbe, mittel-

sandige Feinsande von bis zu 6 m Mächtigkeit übergehen. Letztere sind, ebenso wie in Grübern, vom Hangenden her stark verwühlt und werden von einem basalen geröllführenden Transgressionshorizont der Zogelsdorf-Formation überlagert. Das Schwermineralspektrum der Sande der Burgschleinitz-Formation aus diesem Aufschluss wird von Staurolith (26,6 %), Turmalin (20,4 %), Granat (18,4 %) und Kyanit (15,8 %) dominiert. Daneben treten in geringeren Mengen Zirkon (6,7 %), Apatit (4,6 %), Epidot/Zoisit (2,0 %), Sillimanit (2,0 %), Titanit (2,0 %) und Rutil (1,5 %) auf. Sedimente in ähnlicher Lithologie sind auch auf der gegenüberliegenden, nördlichen Seite des Ravelsbachtals, unmittelbar unter der Zogelsdorf-Formation kartierbar.

Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium?–Ottangium)

Sedimente der Zogelsdorf-Formation treten im kartierten Gebiet einerseits entlang der Diendorfer Störung bei Maissau, in Grübern, im Ravelsbachtal sowie in und um Eggendorf am Walde auf. Andererseits findet man sie als Erosionsrelikte und unter den pleistozänen Sedimenten hervortretend in der Umgebung von Sachsendorf, Buttendorf, Raan und Reikersdorf. Es handelt sich um Kalksandsteine bzw. kalkige Sandsteine oder Sande, die oft mit einer grobklastischen, kiesreichen Fazies lateral verzahnen.

Nahe Maissau sind diese Sedimente über dem Granit westlich des Schlosses Maissau und entlang der alten Bergstraße („Am Berg“) anstehend. Unterhalb des Hotels Mantler (ehemals Naderer) ist in einem Aufschluss an der alten Bergstraße („Erlebnispunkt Brandungserölle“; BMN M34 R: 712511, H: 382011) über dem Granit ein basaler, 1–1,5 m mächtiger Geröllhorizont aus gut bis mäßig gerundeten Graniten von 5–30 cm Durchmesser zu sehen. Diese wird von weißgrauen Kalksandsteinen mit vorwiegend eckigem Granitschutt überlagert, in denen *Ostrea*, *Anomia ephippium*, *Macrochlamis holgeri*, Bryozoen (*Cellepora* sp.) und Balaniden auftreten (HÖRNES, 1850; E. SUESS, 1866: 110). Ähnliche Sedimente sind in einem ehemaligen Kalksandsteinbruch südlich der alten Bergstraße noch anstehend (BMN M34 R: 712532, H: 381884). Eine Baustelle ca. 100 m nordwestlich dieses Steinbruchs (BMN M34 R: 712480, H: 381969) eröffnete im Herbst 2010 unmittelbar am steil abbrechenden Rand des Granits ebenfalls fossilreiche, verfestigte Grob- bis Mittelsande mit Gerölleinschaltungen. Auch am Schlossberg nordwestlich und westsüdwestlich des Schlosses Maissau sowie nordnordöstlich und nordwestlich vom Klosterbigl blieben in flachen Mulden über dem Granit mehrere kleine und geringmächtige Vorkommen von biogenreichem Kalksandstein mit gut gerundeten Granitgeröllen erhalten. In einer etwas breiteren Mulde, die entlang der Straße zwischen Wilhelmsdorf und Gumpung verläuft, ist unter dem Löss ebenfalls Zogelsdorf-Formation nachweisbar. Dort befanden sich ehemals mehrere kleine Abbaue in solchen Sedimenten im Wald östlich der Straße nach Gumpung, ca. 700 m westlich vom Klosterbigl (BMN M34 R: 710887, H: 381162).

Sehr instruktiv sind die bereits von ČŽJŽEK (1853: 23), E. SUESS (1866: 110f.), F.E. SUESS (1891: 409ff.), SCHAFFER (1914: 102ff.) und WEINHANDL (1956: 105) genau beschriebenen und zuletzt von NEBELSICK (1989) mikrofaziell bearbeiteten Aufschlüsse am nordwestlichen Ortsrand von Grübern, bei den Weinkellern, im Bereich des heutigen

Feuerwehrhauses. Dort sind über der Burgschleinitz-Formation (siehe oben) unregelmäßig verfestigte fossilreiche Sande bis Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation aufgeschlossen. An der Basis liegt ein mehrere dm-mächtiger Geröllhorizont aus gut gerundeten Quarz- und Granitgeröllen in gelbbrauner, schlecht sortierter, sandiger Matrix mit Einzelklappen von *Glycymeris* sp. Das folgende, insgesamt rund 4 m mächtige Sedimentpaket besteht im unteren Teil aus sehr biogenreichen, unregelmäßig verhärteten, siltigen Mittel- bis Feinsanden, die von mehreren dm-mächtigen, kiesigen Sandhorizonten unterbrochen werden. Auffallend sind an der Unterkante mancher kiesiger Einschaltungen bis 20 cm tiefe, steilwandige, taschenförmig eingesenkte Lebensspuren (? *Piscichnus* isp.). In dem oberen, 2 m mächtigen Teil überwiegen sehr schlecht sortierte, z.T. biogenreiche, siltig-tonige Kiessande mit matrixgestützten, sehr gut gerundeten Kristallinkomponenten. Diese werden mit scharfem Kontakt von den Peliten der Zellerndorf-Formation (siehe unten) überlagert. In den Sanden dominieren Bryozoen, Foraminiferen und Echinodermen. Untergeordnet kommen auch Reste von Corallinaceen, Balaniden und Bivalven (Pectiniden) sowie Brachiopoden vor (vgl. NEBELSICK, 1989).

Ca. 70 m nordwestlich des Feuerwehrhauses von Grübern ist hinter einem Stadel die Diendorfer Störung mit einer SE-vergenten Abschiebung sehr gut aufgeschlossen (BMN M34 R: 710467, H: 379752). Hier wird auf der höheren, nordwestlichen Scholle der lokal ausbeißende mylonitische Granit von Sedimenten der Zogelsdorf-Formation überlagert, während auf der südöstlichen, abgeschobenen Scholle nach Südosten einfallender Kalksandstein mit eingelagerten Geröllhorizonten von den Peliten der Zellerndorf-Formation bedeckt wird. Die NE–SW streichende Störung setzt auf der gegenüberliegenden, südlichen Seite des Baches fort, wo ebenso mylonitischer Granit anstehend ist. Störungen in diesem Bereich wurden bereits von F.E. SUESS (1891: 411) und WEINHANDL (1956: 105) beschreiben.

Zogelsdorf-Formation wurde auch in Grübern in einer Baugrube südlich des Tiefenbaches, nahe der Abzweigung der Straße nach Gumpung, nachgewiesen und ebenso in zwei Bohrungen beiderseits der Straße nach Eggendorf am Walde unter der Zellerndorf-Formation angetroffen.

Südlich von Grübern, in Weingärten und Feldern am Nordrand des Ravelsbachtals, sind ebenfalls Kalksandsteine verbreitet. Auffallend sind hier ausgeprägte Horizonte mit gut bis sehr gut gerundeten Quarz- und Kristallingeröllen zwischen den siltig-grobsandigen Kalksanden und Kalksandsteinen. Bemerkenswert ist auch der Fossilreichtum der Sedimente, v.a. mit Bryozoen (ästige Formen sowie Rollformen bis 5 cm: *Celleporaria albirostris*, *Turbicellepora krahuletzi*; vgl. VAVRA, 1979, 1981: 276), Brachiopoden, Pectiniden und Echinodermenresten, die auch hier bereits von NEBELSICK (1989) genauer beschrieben wurden und u.a. in zwei ehemaligen Abbauen studiert werden können (BMN M34 R: 710678, H: 378909; R: 710562, H: 378932). In einer etwas weiter nordwestlich gelegenen Aufgrabung konnten von Gerhard Putzgruber außerdem außergewöhnliche Fossilien, wie Seesterne, bis 10 cm große Brachiopoden, sehr große Röhren von *Serpulidae* (*Ditrupe*) oder bestachelte Pectiniden geborgen werden. Im Ravelsbachtal selbst sind diese Ablagerungen gemeinsam mit der Burgschleinitz-Formation (siehe oben) in einem weiteren alten Abbau an der

südlichen Talflanke (BMN M34 R: 710531, H: 378795) in ähnlicher Lithologie wie im Ortsbereich von Grübern ausgezeichnet aufgeschlossen (E. SUESS, 1866: 111f.).

Durch die laterale Verzahnung der Zogelsdorf-Formation mit der Zellerndorf-Formation und die Unterlagerung der Kalksandsteine durch fossilführende Pelite aus dem Ott nangium im Raum südlich von Grübern (Zellerndorf-Formation, siehe unten), muss zumindest in diesem Raum auch die Zogelsdorf-Formation in das Ott nangium gestellt werden.

Im Vergleich zu den liegenden Formationen (Ravelsbach-Formation, Burgschleinitz-Formation) fällt im Schwermineralspektrum der Zogelsdorf-Formation aus den Aufschlüssen in Grübern und im Ravelsbachtal deutlich der höhere Anteil von Granat (6–46 %, meist um 35 %) gegenüber jenem von Stauolith (13–32 %) bei einem erhöhten Zirkon-Anteil (8–35 %) auf. Daneben finden sich Rutil (0–14 %), Turmalin (4–16 %), Kyanit (0–18 %), Apatit (meist 1–8 %, max. 24 %), Epidot/Zoisit (2–9 %) und Sillimanit (0–2 %).

Ein weiterer Aufschluss in der Zogelsdorf-Formation fand sich während der Kartierung bei der Errichtung von Ställen auf einem Grundstück der Familie Winkelhofer rund 100 m nordöstlich der Kirche von Eggendorf am Walde (BMN M34 R: 709590, H: 378604). Die in Horizonten unregelmäßig verfestigten, gelbbraunen bis braungelben Feinsande bis Silte führten dort neben vielen Bryozoen eine sehr reiche Molluskenfauna. Neben den typischen kalzitschaligen Bivalven (*Ostrea* sp., Pectiniden, davon besonders viele kleine Schalen von *Aequipecten opercularis*.) waren hier sehr viele Steinkerne von aragonitschaligen Bivalven und Gastropoden, wie *Lucina*, *Cardium*, *Laevicardium*, *Lima*, *Glycymeris*, *Abra*, *Fusus*, *Natica*, *Trochus* und *Granulolabium* zu finden (det. F.F. STEININGER). Auch unmittelbar nordwestlich des Pfarrhofes wurden bei Bauarbeiten unregelmäßig verfestigte Sande und Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation mit Bivalvensteinkernen, Balaniden, Stacheln und anderen Resten von Seeigeln und Haifischzähnen freigelegt.

In den Feldern südwestlich von Eggendorf am Walde tauchen kleinräumig z.T. geröllführende Sande und Sandsteine mit Austern und Bryozoenknollen (*Cellepora* sp.) unter dem Löss hervor. Nördlich der Straße zwischen Zemling und Olbersdorf, östlich des Tobelkreuzes, ist angrenzend an eine Aufragung von Gföhl-Gneis und Ultramyonit eine ausgedehnte Fläche aus Quarz- und Granitgeröllen kartierbar. Dort konnte in einem Feld unmittelbar nördlich des an der Straße liegenden Teiches ein sehr reiches Vorkommen von knollenförmigen Bryozoenkolonien gefunden werden, in dem besonders einzelne becherförmige Formen hervorzuheben sind. Dies sind wahrscheinlich unterschiedliche Wuchsformen von *Turbicellepora krahuletzii* (freundliche Mitteilung von N. VAVRA).

Weiter nordwestlich, zwischen Buttendorf und Raan und in der Umgebung von Sachsendorf, Reikersdorf und Kleinburgstall, treten in dem überwiegend von Löss bedeckten Gebieten Sedimente der Zogelsdorf-Formation meist kleinräumig am Rand von Aufragungen kristalliner Gesteinszüge unter dem Löss hervor. Die Zogelsdorf-Formation besteht dabei meist aus relativ unverfestigten, stark siltigen, weißgrauen Sanden.

In der Kellergasse südwestlich von Sachsendorf sind gelbbraune bis gelbgraue, feinsandige, z.T. auch grobsandige

Mittelsande mit unregelmäßig verhärteten Sandsteinlagen und -knollen anstehend. Diese führen dort eine Molluskenfauna mit verschiedenen Pectiniden, wie *Macrochlamis holgeri* oder *Pecten pseudobeudanti* sowie *Anomia* sp. und Bryozoen-Rollformen (*Cellepora* sp.). Bohrungen im Bereich der Burgruine Sachsendorf während archäologischer Grabungen im Jahr 1990 erschlossen ebenfalls die Kalksandsteine in ähnlicher Lithologie.

Im Raanholz nordöstlich von Raan wurden 6 m dieser relativ unverfestigten siltigen Feinsande erbohrt. Auch im Ortsbereich von Buttendorf, östlich von Raan oder westlich und südlich von Sachsendorf konnten diese Sedimente nachgewiesen werden. Im südlichen Raanfeld, am Waldrand, unmittelbar nördlich der Straße nach Freischling führen diese Sedimente besonders große knollenförmige Bryozoenkolonien (*Cellepora* sp.).

In vielen Fällen verzahnen diese Feinsande lateral mit einer Grobfazies aus gerundeten Fein- bis Grobkiesen in sandiger Matrix. Sehr oft liegen die Kiese aber isoliert zwischen den Kristallinaufragungen, wie z.B. im Ortsbereich, nördlich und südlich von Raan, südlich von Sachsendorf oder westlich von Reikersdorf. Die immer gut bis sehr gut gerundeten Gerölle haben meist Durchmesser von 5–10 cm und bestehen überwiegend aus Quarz, seltener auch aus Graniten. Es handelt sich dabei um die marine Brandungsfazies am Rande von Kristallinaufragungen.

Zellerndorf-Formation (oberes Eggenburgium?–Ott nangium)

Sedimente der Zellerndorf-Formation sind im beschriebenen Gebiet vor allem südöstlich der Diendorfer Störung zwischen Maissau und Wilhelmsdorf großflächig verbreitet. Die in diesem Raum inselartig auftauchenden Aufragungen von Bittesch-Granodioritgneis (vgl. oben) werden in weiten Flächen von den Peliten der Zellerndorf-Formation umrahmt. Die größte Verbreitung haben die Sedimente südöstlich der Straße Maissau–Wilhelmsdorf zwischen dem südlichen Ortsbereich von Maissau und der Straße Wilhelmsdorf–Oberravelsbach. Soweit erkennbar, liegen sie dort überall direkt über dem Bittesch-Granodioritgneis, der hier eine ungefähr NE–SW streichende Schwelle bildet. Die Pelite reichen auch nach Nordwesten über die Straße Maissau–Wilhelmsdorf, werden aber gegen die Diendorfer Störung hin zunehmend von Löss und solifluidalem Schutt überlagert. Weitere Vorkommen finden sich unmittelbar westlich von Wilhelmsdorf, beiderseits der Straße nach Gumping, sowie im Ortsbereich von Grübern, beiderseits des Tiefenbachtals. Im nordwestlichen Ortsbereich von Grübern überlagern die Pelite konkordant die Zogelsdorf-Formation und werden östlich von Grübern, am Südrand des Tiefenbachtals, von der Gaiendorf-Formation (Badenium) bedeckt. Auch auf den Feldern nördlich der Kirche von Eggendorf am Walde folgen die tonigen Sedimente im Hangenden der Zogelsdorf-Formation oder verzahnen mit dieser lateral, wie entlang des Grabens ca. 700 m südwestlich des Ortes.

In allen Fällen handelt es sich um grüngraue bis blaugraue und weitgehend kalkfreie siltige Tone bzw. stark tonige Silte, z.T. mit Feinsandlagen. Sie beinhalten mitunter Karbonat-Konkretionen oder weißgraue, kreydige Kalkausfällungen. Auf manchen Schichtflächen sind Fischschuppen oder andere Fischreste zu erkennen. Korngrößenanalysen

zeigen einen sehr hohen Tonanteil < 2 µm um 70 Gew.% bei einem Siltanteil (63–2 µm) um 29 Gew.%. Die Pelite sind sehr smektitreich und reagieren aufgrund dieser speziellen tonmineralogischen Zusammensetzung äußerst empfindlich auf Durchnässung bzw. Austrocknung. So quellen die Pelite bei Durchnässung sehr stark und neigen zu Rutschungen, bei längeren Trockenphasen sind dagegen metertiefe Risse in den Feldflächen zu beobachten. Rutschungen sind z.B. aus dem Ortsbereich von Grübern, nahe des Feuerwehrhauses dokumentiert (GOTTSCHLING, 1991).

In Analogie zu den Diatomiten im Raum Limberg, Unterdürnbach und Parisdorf (Limberg-Subformation) konnte auch hier in den Feldern ca. 600 m südwestlich der Kirche von Maissau (BMN M34 R: 712221, H: 381116) eine lokale Einschaltung von Diatomit bzw. Menilit in der Zellerndorf-Formation beobachtet werden.

Südlich von Grübern, zwischen Tiefenbachtal und Ravelsbachtal, wurden mehrere tiefere Motorbohrungen abgeteuft, um die Zellerndorf-Formation von der Gaindorf-Formation mikropaläontologisch abzugrenzen. Dabei konnten in zwei Bohrungen am südwestlichen Ortsausgang von Grübern, beiderseits der Straße nach Eggendorf am Walde, 3–4 m grünbraune bis blaugraue, kalkfreie bis schwach kalkige, siltige Tone bis tonige Silte der Zellerndorf-Formation erbohrt werden. Diese überlagern gelbgraue bis hellgraue, stark kalkige Mittel- bis Feinsande mit sandsteinartigen Verhärtungen der Zogelsdorf-Formation. Die Pelite beinhalten nur vereinzelt Fischzähne, während in den Sanden *Elphidium* ssp. und *Elphidiella subcarinata* dominieren (det. H. GEBHARDT).

Eine etwas andere Situation konnte ca. 500 m südöstlich davon in einer Bohrung rund 300 m nördlich des Ravelsbachtals, am Nordrand der Weingärten festgestellt werden. Eine 6 m tiefe Bohrung (BMN M34 R: 710776, H: 379006) traf unter ca. 0,9 m weißgrauen Sanden und Sandstein der Zogelsdorf-Formation bis zur Endteufe grüngraue, stark kalkige, feinsandige Silte mit reichen Foraminiferenfaunen an. Die Foraminiferenfaunen dieser Bohrung (det. H. GEBHARDT und C. RUPP) sind von kleinstem Plankton mit vielen Globigerinen und einem diversen Benthos geprägt und z.T. ähnlich den Faunen aus der Zellerndorf-Formation im Hangenden des Diatomits von Limberg und Parisdorf (ROETZEL et al., 2006; GRUNERT et al., 2010). Die wenigen stratigrafisch aussagekräftigen Arten, wie *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA), *Uvigerina acuminata* HOSIUS und *Uvigerina mantaensis* (CUSHMAN & EDWARDS) sprechen für die Einstufung ins Ottnangium. Damit muss zumindest in diesem Raum die darüber folgende Zogelsdorf-Formation (siehe oben) ebenso in das Ottnangium gestellt werden. Die überwiegend pelitischen Sedimente der Zellerndorf-Formation, die generell im Liegenden der Gaindorf-Formation (Badenium) auftreten, können beiderseits des Ravelsbachtals nach Osten gegen Baierdorf verfolgt werden. Sie verzahnen im oberen Teil lateral mit der Zogelsdorf-Formation, wodurch beide Formationen auch hier in das Ottnangium gestellt werden können. In den tiefer liegenden Bereichen, unmittelbar westlich von Baierdorf, ist in den Mikrofaunen bereits *Globigerina lentiana* vertreten, für die auch die Einstufung in das Eggenburgium möglich ist.

Ein weiteres lokales Vorkommen von Zellerndorf-Formation wurde im Raanfeld, ca. 850 m westsüdwestlich von Reikersdorf, durch eine Bohrung unter ca. 7 m Löss nachgewiesen. Diese Pelite stehen wahrscheinlich auch hier im lateralen Kontakt mit der Zogelsdorf-Formation, die westlich davon an der Oberfläche in Kies- und Karbonatfazies ansteht.

Sedimente des Badeniums

Die mittelmiozänen Sedimente des Badeniums treten im kartierten Gebiet in drei unterschiedlichen Lithofaziestypen auf. Es sind dies die pelitischen Sedimente der *Gaindorf-Formation*, in die schmale und lang gestreckte Züge von karbonatreichen Schottern der *Hollenburg-Karlstetten-Formation* eingeschaltet sind. Untergeordnet finden sich *Sande und quarzreiche Schotter*, die vermutlich ebenfalls dem Badenium zugeordnet werden können.

Gaindorf-Formation

Die am weitesten verbreiteten Sedimente des Badeniums sind jene der Gaindorf-Formation, die hier vorwiegend im Gebiet zwischen Grübern, Baierdorf und Oberravelsbach auftreten und sich von dort nach Süden bis zum Gartenbach ausdehnen. Von Baierdorf reichen sie über das Streifelfeld gegen Südwesten nach Zemling und weiter über Mühlbach am Manhartsberg bis knapp nördlich von Ronthal. Auch im rechten Seitengraben des Gartenbaches („Im Graben“), südwestlich von Pfaffstetten, treten die Pelite unter den Sanden und Kiesen der Hollabrunn-Mistelbach-Formation und dem Löss hervor.

Die Gaindorf-Formation besteht in diesem Gebiet überwiegend aus grüngrauen, blaugrauen bis gelbgrauen, tonigen, z.T. auch feinsandigen, geschichteten, kalkigen Silten (Mergel), z.T. mit feinsandigen Einschaltungen und weißgrauen Ca-Ausfällungen. Nach Korngrößenanalysen handelt es sich um Tonsilte, die aus 42–49 Gew.% Ton (< 2 µm), 51–55 Gew.% Silt (63–2 µm) und 0–4 Gew.% Feinsand (200–63 µm) zusammengesetzt sind. Vereinzelt sind auf den Schichtflächen Bruchstücke dünnchaliger Mollusken zu beobachten. Beim Bau einer Wasserversorgungsanlage im Jahr 1996 konnte in einem Schacht am östlichen Ortsausgang von Mühlbach am Manhartsberg (BMN M34 R: 710149, H: 375690) eine Abfolge von schlecht sortierten sandigen Silten und Tonen dokumentiert werden (ROETZEL, 2003). Diese beinhalteten ein äußerst reiches Spektrum von Fossilien mit insgesamt 270 marinen und terrestrischen Taxa (Foraminiferen, Nannoplankton, Ostrakoden, Mollusken, Brachiopoden, Echinodermata, Fischreste, Reptilien, Vogelreste, Reste von Insektenfressern, Nagetieren und anderen Säugetieren; HARZHAUSER et al., 2003).

Die Pelite der Gaindorf-Formation führen eine sehr arten- und individuumreiche planktische und benthische Foraminiferenfauna. So sind in den Proben für das Badenium typische Arten wie *Globigerinoides quadrilobatus*, *G. bisphaericus*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerina falconensis*, *Uvigerina aculeata* und *Pappina parkeri* zu finden. Biostratigraphisch können die Sedimente durch das Auftreten von *Praeorbulina sicana*, *P. glomerata circularis* und *P. glomerata glomerata* sowie *Orbulina suturalis* in die Planktonzone M5b bzw. M6 gestellt werden (WADE et al., 2011). Mit Hilfe von *Uvigerina macrocarinata* ist die Einstufung in die Untere Lagenidenzone des mittleren Badeniums (Mittelmiozän) möglich (HOHENEGGER et al., 2014).

Hollenburg-Karlstetten-Formation

Eingeschaltet in die Gaiendorf-Formation ist eine schmale, Nordnordost streichende Zone aus groben Schottern, die am Kartenblatt nördlich von Ronthal beginnt und über die Fluren „Rosenäcker“ und „Steinberg“, südöstlich bzw. nordöstlich von Mühlbach am Manhartsberg zieht. Nordöstlich davon setzt sie sich östlich von Zemling, im östlichen Streitfeld, fort und endet auf den Feldern nordwestlich der Straßenabzweigung nach Pfaffstetten, nördlich der Kote 368. Kleine Schotterflächen sind auch noch beiderseits dieser Straße nach Pfaffstetten zu finden. Die Schotterzüge sind maximal 50–100 m breit und manchmal bis zu 600 m lang.

Die Schotter gehören zur *Hollenburg-Karlstetten-Formation* (HKF), deren langgezogene Stränge in mehreren Niveaus in die Pelite der Gaiendorf-Formation einschaltet sind. Bei diesen Grobklastika handelt es sich häufig um Grob- bis Mittelkiese in grüngrauer bis blaugrauer, siltig-toniger Matrix, die vorwiegend aus Karbonatgesteinen und Sandsteinen bestehen. Die auffallend groben Komponenten, oft mit einem Durchmesser von 5–20 cm, sind durchwegs gut gerundet und besitzen meist weißgraue Karbonatkrusten. Lokal kommen auch Grobsande und Feinkiese vor. In einem kleinen Waldstreifen rund 700 m südlich von Baierdorf sind die Schotter lokal konglomeratisch verfestigt und wurden daher dort auch abgebaut (BMN M34 R: 711829, H: 377917). Die matrixgestützten, gut gerundeten Grobkomponenten haben hier Durchmesser von 1–5 cm, selten bis 10 cm.

Diese grobklastischen Sedimente wurden vermutlich in den am weitesten nach Norden vorstoßenden submarinen Rinnen des aus dem Süden schüttenden Deltas der HKF abgelagert. Es handelt sich um den Verzahnungsbereich der Hollenburg-Karlstetten-Formation mit der Gaiendorf-Formation.

Quarzreiche Kiese und Sande

Die dritte Lithofazies, die wahrscheinlich ebenfalls in das Badenium zu stellen ist, besteht aus *quarzreichen Kiesen und Sanden*, die vor allem beiderseits der Straße zwischen Eggendorf am Walde und Klein-Burgstall verbreitet sind. Sie liegen im Hungerfeld nordwestlich von Eggendorf, östlich der Straße nach Klein-Burgstall, großflächig über der Zellerndorf-Formation. Auch auf der Westseite der Straße treten sie in mehreren kleineren Flächen unter dem Löss hervor.

Es handelt sich in der Mehrzahl um schlecht sortierte, sandige, meist kalkfreie und manchmal grobkiesige Mittel- bis Feinkiese, die hauptsächlich aus gut bis mäßig gerundeten Quarzgeröllen, selten auch Aplit- und Granitgeröllen, von 1–5 cm, selten bis 10 cm Durchmesser bestehen. Daneben treten auch gelbgraue, gelbbraune bis gelborange, z.T. kiesige Mittel- bis Grobsande oder auch Feinsande auf. Wie drei Bohrungen gezeigt haben stehen die Kiese und Sande in manchen Bereichen in Wechsellagerung mit gelbbraunen bis blaugrauen tonigen Silten.

Ein Aufschluss in den Sanden findet sich in einem Graben ca. 600 m westlich der an der Straße nach Klein-Burgstall liegenden Teiche (BMN M34 R: 708096, H: 379134). Die Kiese sind in einer ehemaligen Grube an der Straße unmittelbar östlich dieser Teiche einsehbar (BMN M34 R: 708798,

H: 379235). Pelitische Einschaltungen von ockergelben bis gelbbraunen sandigen bis tonigen Silten sind auch in den Kiesen im Hungerfeld zu beobachten. Am Kristallinrand im nördlichen Hungerfeld liegen sehr schlecht sortierte, blaugraue, z.T. auch gelborange bis ockergelbe, grobsandige Silte mit massenhaft dickschaligen Austern. In den sonst meist sterilen Peliten fanden sich nur Fischzähne und in einem Fall *Amphicoryna cf. badenensis*, die auf ein mittelmiozänes (Badenium?)-Alter hinweisen könnte.

Lithologie und Verbreitung dieser quarzreichen Kiese und Sande nordwestlich von Eggendorf am Walde sowie das Vorkommen von Austern lässt die lokale Einmündung eines Flusses im Bereich eines Ästuars in diesem Bereich vermuten. Dies kann wahrscheinlich auch für den Bereich der Fossilfundstelle von Mühlbach am Manhartsberg (siehe oben) angenommen werden.

Zusätzlich sind quarzreiche Kiese und Sande auch an einigen Stellen als Einschaltung in der Gaiendorf-Formation zu finden. So sind in diese neben den Karbonat- und Sandstein führenden Kiesen der Hollenburg-Karlstetten-Formation auch quarzreiche Schotter östlich und südöstlich von Baierdorf eingeschaltet. Auch nordöstlich von Wilhelmsdorf, östlich der Kote 354, liegt lokal eine dichte Kies-Streu aus gut gerundetem Quarz, Quarzit, Grafitquarzit, selten auch Hornstein über den Peliten der Zellerndorf-Formation.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Sedimente der fluviatilen Hollabrunn-Mistelbach-Formation (HMF) reichen in der südöstlichen Ecke von Süden und Osten auf das Kartenblatt 21 Horn. Sie sind dort vor allem zwischen Hohenwarth und Ronthal und auf den Anhöhen östlich von Mühlbach am Manhartsberg und südöstlich von Zemling verbreitet, wo sie im Hangenden der Sedimente des Badeniums liegen.

Die Ablagerungen bestehen vor allem aus gelbbraunen bis gelbgrauen, sandigen Grob- bis Feinkiesen und Mittel- bis Grobsanden mit lokalen siltig-tonigen Einschaltungen. Besonders im Ortsgebiet und in der Umgebung von Hohenwarth treten vorwiegend Sande oder kiesige Sande auf, während reine Kiese dort eher in den Hintergrund treten.

Zahlreiche kleinere Aufschlüsse finden sich in tief eingeschnittenen Gräben südlich und nordwestlich von Hohenwarth (Quellbereich des Krampengrabens), aber auch nördlich davon, im Oberlauf des Ebersbrunner Baches, des Gartenbaches und dessen rechtem Seitengraben („Im Graben“). Auch im Ortsbereich von Hohenwarth gibt es sehr gute Aufschlüsse bei Kellern entlang der Straße nach Straß im Straßertale (BMN M34 R: 712394, H: 374162) oder hinter dem Feuerwehrhaus, an der Ausfahrt nach Mühlbach am Manhartsberg (BMN M34 R: 712475, H: 374501). Zusätzlich bieten ehemalige Abbaue südwestlich der Kirche von Hohenwarth (BMN M34 R: 712653, H: 374514) oder eine aufgelassene Grube südöstlich von Ronthal (BMN M34 R: 710802, H: 373620) gute Einblicke in den lithologischen Aufbau dieser Formation.

Generell ist in den fluviatilen Sedimenten im Raum Hohenwarth–Ronthal eine Verfeinerung gegen das Hangende zu beobachten. Während die liegenden Abschnitte meist Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix erkennen lassen gehen diese nach oben in oft schräg geschichtete Pakete

aus Mittel- bis Grobsanden über, die auch mit kiesreichen Horizonten in Wechsellagerung stehen können. Die Sande lassen vielfach kleine, gegeneinander verschneidende Rinnen mit interner trogförmiger oder planarer Schrägschichtung oder Rippelschichtung erkennen. In manchen Aufschlüssen, wie z.B. in der Kellergasse südöstlich der Kirche von Hohenwarth oder in einem Talschluss nordwestlich des Sportplatzes, sind eingetiefte, kleindimensionale Rinnen mit dicht gepackten, matrixgestützten, weißgrauen pelitischen Intraklasten bis 10 cm Durchmesser, sowie Pflanzenhäcksel und Holzreste zu erkennen.

Pelitische Einschaltungen findet man besonders im Raum Ronthal, wo in dem aufgelassenen Abbau südöstlich von Ronthal (siehe oben) 3–5 m mächtige, weißgraue bis gelbgraue, eben geschichtete, z.T. verwühlte, feinsandige bis tonige Silte die kiesig-sandige Schichtfolge im Hangenden abschließen. Diese Pelite können gegen Westen bis ins Ortsgebiet von Ronthal verfolgt werden. Dort werden grüngraue bis blaugraue Silte bis tonigen Silte wiederum von Sanden und Kiesen überlagert und sind daher als eine Einschaltung innerhalb der HMF zu betrachten. Im Ortsgebiet von Ronthal liegen sie sowohl nördlich, als auch südlich der Kapelle direkt auf Aufragungen des Gföhl-Gneises mit z.T. ausgekolkten und glatt polierten Oberflächen, wie Bauaufschlüsse zeigen.

In den sehr quarzreichen, meist gut gerundeten Kiesen sind zusätzlich auch Komponenten aus verschiedenen Karbonatgesteinen, Mergel- und Sandsteinen, Hornstein und kristallinen Gesteinen vertreten. Sande und Kiese können lokal zu Sandstein bzw. Konglomerat verfestigt sein, wie in Hohenwarth Aufschlüsse in Gräben westlich der Ausfahrt nach Straß oder Böschungen hinter der Häuserzeile nordwestlich der Feuerwehr zeigen. Auch an der Nordflanke des Ebersbrunner Baches, nördlich der Flur „Ofnern“, sind Sandstein- und Konglomeratbänke anzutreffen.

Eine Sonderfazies innerhalb der HMF besteht aus sandigen Mittel- bis Grobkiesen, die vorwiegend aus großen Karbonatgesteinen und Sandsteinen bestehen und damit in ihrer Lithologie den Kiesen der Hollenburg-Karlstetten-Formation (HKF) ähnlich sind. Das Verbreitungsgebiet dieser Grobsedimente auf Blatt 21 Horn ist ausschließlich auf den westlichen Rand der HMF, nahe den Kontakten zu den Sedimenten des Badeniums, beschränkt. Dort treten sie auf den Feldern nördlich von Ronthal (westlich Mautkreuz), südöstlich (Flur „Rosenäcker“) und östlich von Mühlbach am Manhartsberg und südöstlich von Zemling (Flur „In den Rainen“), in unmittelbarer Nachbarschaft zur HKF, auf. Es kann daher mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass es sich bei diesen Grobsedimenten um Umlagerungen aus den grobklastischen Ablagerungen des Badeniums handelt. Die Sedimente treten als lokale Einschaltungen in den quarzreichen Kiesen der HMF auf. Die Komponenten sind ebenso wie jene der HKF mit Durchmessern von 5–20 cm auffallend grob, durchwegs gut gerundet und besitzen meist weißgraue Karbonatkrusten. Sie führen in unterschiedlicher Menge auch quarzreiche Kiese, wie in der HMF weiter östlich. So konnten z.B. im Jahr 1996 in der 3 m tiefen Baugrube für den Hochbehälter südöstlich von Zemling in der HMF in gelbbraunen, z.T. schrägschichteten, grobsandigen Mittelsanden 20–30 cm mächtige Einschaltungen von gut gerundeten Mittel- bis Grobkiesen aus Quarz, verschiedenen Kalken und Sandsteinen dokumentiert werden.

Die Sedimente der HMF sind mit Ausnahme einiger Großsäugerreste weitgehend fossilarm. Erwähnenswert ist der Fund eines Elefantenschädels (*Tetralophodon longirostris*) im Jahr 1956 in der Straßenböschung ca. 50 m östlich der Kirche von Hohenwarth (BACHMAYER & ZAPFE, 1956; ZAPFE, 1957; darin auch Auflistung anderer Funde). Dieser hat stratigrafische Aussagekraft, da er nach ZAPFE (1957) bereits eine höher entwickelte Form in Richtung *Anancus arvernensis* darstellt und damit in das obere Pannonium zu stellen ist. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, dass südwestlich von Hohenwarth, in einer kleinen Grube an der Abzweigung der Straße nach Ronthal (BMN M34 R: 710563, H: 372930; bereits auf ÖK 38 Krems), in den Sedimenten der HMF die Landschnecke *Mesodontopsis doerderleini* gefunden wurde (Aufsammlung A. PAPP, freundliche Mitteilung: F.F. STEININGER), die ebenfalls eine Einstufung in das mittlere bis jüngere Pannonium (Pannonium F – Vallesium – European Land Mammal Mega-Zones MN9–MN10) erlaubt (BINDER, 2016; ROETZEL et al., 1999: 51).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Terrassenschotter und Schotterakkumulationen (Pleistozän)

Akkumulationen von Kiesen aus dem Pleistozän wurden vor allem beiderseits des Ravelsbaches, in der Umgebung von Baierdorf, beobachtet. Südlich der Kellergasse von Baierdorf, am Abhang gegen den Ort, konnten Quarzkiese in einem 1–3 m breiten Streifen auf einer Länge von ca. 350 m durchgehend verfolgt werden. Sie treten dort direkt auf den Peliten der Gaiendorf-Formation, im unmittelbaren Liegenden von Löss auf. Auf der gegenüberliegenden Seite des Tales, südlich von Grübern treten Kiese zwischen dem Löss und der Zellerndorf-Formation hervor. Derartige kiesige Sedimente als Restschotter in Form von Kiesschnüren oder Kiesnestern sind an der Basis von Löss immer wieder anzutreffen (ROETZEL, 2016).

Kleine Reste von Terrassenschottern mit kiesig-sandigen Sedimenten sind am Ravelsbach westlich von Baierdorf (100 m südwestlich Kote 323) und östlich des Ortes (200 m nordwestlich der Mühle) zu finden. Schließlich sind noch nordöstlich von Zemling, unmittelbar östlich der Kellergasse, an der Biegung des Gscheinzbaches, Quarzschotter auf einer Länge von rund 200 m kartierbar.

Löss, z.T. Lösslehm (Pleistozän)

Löss ist in dem kartierten Gebiet das am weitesten verbreitete quartäre Sediment. Er wurde vor allem an der Ostseite der meist NNE–SSW streichenden Kristallinrücken großflächig angeweht. So findet man den Löss südlich von Butten- dorf über das Raanholz bis Kriegenreith, ebenso zwischen Sachsendorf und Reikersdorf und weiter über das „Raanfeld“ bis Klein-Burgstall. Löss ist auch östlich von Reikersdorf und Klein-Burgstall zwischen den Aufragungen des Gumping-Granodioritgneises im „Schleinzer Maß“ und „Birkenmaß“ und südlich von Klein-Burgstall sowie im „Kogelfeld“ westlich von Grübern verbreitet. Auch östlich der Diendorfer Störung, zwischen Maissau und Zemling, nimmt der Löss große Flächen ein. Zwischen Maissau und Wilhelmsdorf wurde er vor allem unmittelbar anschließend an die morphologisch ausgeprägte Störungskante angeweht. Ebenso sind zwischen Wilhelmsdorf und Baierdorf, beiderseits des Tiefenbaches und in der Flur „Schabrunn“,

große Flächen mit Löss bedeckt. Die größte zusammenhängende Lössfläche befindet sich um Eggendorf am Walde und Zemling, zwischen dem Ravelsbach und dem Gscheinzbach bzw. dem Jungbrunnenbach. Eine weitere große Lössfläche ist östlich von Zemling, oberhalb des Gartenbaches und seiner Seitengräben ausgebildet, die sich nach Süden weiter über die Fluren „Pfenninggrub“ und „Oftnern“ fortsetzt. Schließlich ist Löss auch noch westlich von Hohenwarth, in den Fluren „Gegen Mühlbach“ und „Hohenwarther Feld“ verbreitet, von wo sich ein schmaler Streifen auch noch bis nördlich von Ronthal erstreckt. Im Ortsgebiet von Hohenwarth wurde der Löss vor allem südwestlich vom Krampusgraben abgelagert.

Der Löss ist überwiegend als gelbbrauner, stark kalkiger, feinsandiger Silt ausgebildet, der Pseudomyzelien und lokal Kristallinbruchstücke oder gut gerundete Kieskomponenten führen kann. Der Löss ist meist einige Meter mächtig. So konnten in der Flur „Raanfeld“, südwestlich von Reikersdorf, bei Kartierungsbohrungen 7–8 m Löss nachgewiesen werden, um Hohenwarth sind bis zu 10 m Löss dokumentiert.

In den Lössen gab es zahlreiche Abbaue und Ziegeleien (PAPP et al., 2003). Zu erwähnen sind z.B. ehemalige Ziegeleien in der Flur „Oftnern“ nördlich von Hohenwarth, im Ortsgebiet von Eggendorf am Walde im Hof des Hauses Eggendorf Nr. 6 und südwestlich des Friedhofes, im Ravelsbachtal südwestlich von Grübern, am Ortsende von Grübern beim letzten Haus (Nr. 35) an der Straße nach Gumping, nordwestlich von Wilhelmsdorf westlich des Stadels an der Straße nach Gumping, südöstlich von Wilhelmsdorf an der Straße nach Oberravelsbach in der Flur „Schabrunn“ und südwestlich von Oberravelsbach an der Ortsausfahrt nach Eggendorf am Walde. Bei PAPP et al. (2003) nicht erwähnt ist die Ziegelei südwestlich von Ronthal, an der Straße nach Wiedendorf, mit einem noch gut erhaltenen Brennofen im Löss, die allerdings schon knapp außerhalb des Blattes Horn auf ÖK 38 Krems liegt (BMN M34 R: 709781, H: 373554).

In einigen Aufschlüssen wurden in den Lössen eingeschaltete Paläoböden bzw. Bodensedimente beobachtet. So ist z.B. nördlich von Hohenwarth, in der ehemaligen Ziegelei in der Flur „Oftnern“, in den hier bis zu 10 m mächtigen Lössen ein ca. 1 m mächtiger, rötlichbrauner Paläoboden zu erkennen (BMN M34 R: 713032, H: 375223). In einer 2–3 m mächtigen reliktschen Auflage quartärer Lössse mit kiesigen Einschaltungen in der ehemaligen Schottergrube südöstlich von Ronthal ist der Rest eines Bodensediments eingelagert (BMN M34 R: 710796, H: 373663). Einen weiteren Paläoboden sieht man in den Lössen südwestlich von Ronthal, bei den Kellern an der Straße nach Wiedendorf (BMN M34 R: 709915, H: 373711). Im südöstlichen Ortsbereich von Eggendorf am Walde ist im Hof des Hauses Eggendorf Nr. 6 (ehemalige Ziegelei) in einem 4 m hohen Lössprofil ein ca. 1 m mächtiger rotbrauner Paläoboden mit einem ausgeprägten Ca-Horizont im Liegenden und großen Ca-Konkretionen aufgeschlossen (BMN M34 R: 709486, H: 378313). Dieser Boden ist im Hohlweg ca. 150 m südwestlich davon nochmals zu sehen und 400–600 m westlich sind ebenfalls rotbraune Lehme mit bis zu 20 cm großen Ca-Konkretionen in tief eingeschnittenen Gräben am Rand zum Kristallin anstehend (BMN M34 R: 708893, H: 378384). Südwestlich von Grübern, in einem schmalen Graben am Südrand des Ravels-

bachtales, ca. 100 m östlich der Straßenquerung, ist über einer pleistozänen Kristallinschuttdecke im Löss ein 1,5 m mächtiger rotbrauner Paläoboden aufgedeckt (BMN M34 R: 710097, H: 379101). Auch nordwestlich von Grübern, an der Westseite der Straße nach Gumping, ist hinter einem Wasserreservoir in einer ca. 4 m hohen Lösswand (ehemalige Lössgrube) ein ca. 1 m mächtiges, graubraunes Paläobodensediment aufgeschlossen (BMN M34 R: 709994, H: 380171; SMOLÍKOVÁ, 2014). Schließlich sieht man auch westlich von Grübern, nördlich der Flur „Kogelfeld“, an der Bachböschung in den Lössen ein ca. 80 cm mächtiges rötlichbraunes Paläobodensediment mit Kristallingrus (BMN M34 R: 709890, H: 379860).

Kristallinschutt (Pleistozän)

Südlich von Grübern ist vorwiegend auf der Südseite des Ravelbachtals, ca. 400 m südöstlich der Straße nach Eggendorf am Walde, über den Ablagerungen der Ravelsbach-Formation, ein 2–3 m mächtiger Horizont aus Kristallinschutt aufgeschlossen. Dieser ist in den tief eingeschnittenen Seitengräben, aber auch auf den Flanken dazwischen, auf ca. 180 m Länge zu verfolgen. Auf der Nordseite des Ravelsbaches ist der Schutt lokal in den Abrißnischen von zwei Rutschungen in 0,8–1 m Mächtigkeit zu sehen.

Der Schutthorizont besteht vorwiegend aus eckigen Apliten in sandiger Matrix, die im liegenden Teil bis 30 cm Durchmesser erreichen können und nach oben kleinere Komponenten von 5–10 cm Größe beinhalten. In manchen Bereichen konnten daneben auch gut gerundete Quarzgerölle als Komponenten beobachtet werden. Darüber folgen solifluidale Lehme, die von Löss abgeschlossen werden. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich vermutlich um fluviatile Grobblocksedimente oder Murablagerungen aus einer Warmzeit im Pleistozän, die aus den westlich anschließenden kristallinen Gebieten lokal geschüttet wurden.

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente (Pleistozän–Holozän)

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente (deluviale Ablagerungen) treten vor allem am Hangfuß entlang größerer Bäche auf, wie z.B. am Oberlauf des Teichwiesenbaches bei Sachsendorf, des Ravelsbaches bei Baierdorf und Oberravelsbach, des Gscheinzbaches bei Klein-Burgstall, Eggendorf am Walde und Zemling, oder des Krampengrabens im Ortsbereich von Hohenwarth. Daneben kommen diese Ablagerungen auch in zahlreichen kleinen Senken und Dellen vor. Es sind dies meist Lehme, die aus Silten bis tonigen Silten mit unterschiedlichem Sand- und Kiesanteil sowie lokal mit Quarz- und Kristallinbruchstücken bestehen.

Genetisch ähnliche Sedimente treten im Nahbereich von Kristallinaufragungen oder im Anschluss an Kies-, Sand- oder Tonablagerungen auf. Dort ist der Anteil von Quarz- und Kristallinbruchstücken deutlich höher oder die Sedimente besitzen einen vermehrten Kies-, Sand- oder Tonanteil. Dies ist vor allem nahe der Kristallinzüge zwischen Buttendorf und Kriegenreith oder südlich von Sachsendorf zu beobachten. Auch nördlich des Jungbrunnenbaches, westlich von Zemling, sind diese Sedimente, anschließend an Aufragungen von Gföhl-Gneis und Kiesflächen der Zogelsdorf-Formation, großflächig verbreitet.

Schwemmfächer (Pleistozän–Holozän)

Ablagerungen von Schwemmfächern treten im kartierten Bereich nur lokal und sehr kleinräumig auf. Ihre Ausdehnungen sind durchwegs sehr gering und sie bestehen überwiegend aus abgespülten, feinkörnigen Sedimenten, wie Löss oder neogenen Ablagerungen. In manchen Fällen sind auch gröbere Komponenten, wie Kies der Holabrunn-Mistelbach-Formation oder kristalline Gesteine an deren Zusammensetzung beteiligt.

Gleit- und Kriechmassen (Holozän)

Rutschungen (Gleit- und Kriechmassen) treten vor allem im Ravelsbachtal südlich von Grübern in pelitreichen Sedimenten der Ravelsbach-Formation und in der Umgebung von Baierdorf in den tonigen Ablagerungen der Zellerndorf-Formation auf. In letzteren können die Rutschungen lokal bis in die überlagernden Sedimente der Gaidorf-Formation hineinreichen.

Im Ravelsbachtal ist vorrangig die nördliche Talseite, ca. 250–600 m östlich der Querung der Straße zwischen Grübern und Eggendorf am Walde, sehr stark von Rutschungen betroffen. Zum Teil reichen die Abrissnischen nach Norden bis an die Feldgrenzen und zeigen dort die Überlagerung der Ravelsbach-Formation durch Kristallinschutt, solifluidalen Sedimenten und Löss (siehe oben). Durch die von dort abgeglittenen Gleit- und Kriechmassen wurde der Bach z.T. zugeschoben und zu Richtungsänderungen gezwungen. Weiter südöstlich liegen die Abrisse in ausgeprägten Nackentälern, wo auch die Sedimente der Burgschleinitz- und Zogelsdorf-Formation in die Gleit- und Kriechmassen einbezogen wurden. Lokal sind hier sogar Blockgleitungen zu beobachten. An der Südseite des Ravelsbaches treten Rutschungen einerseits ca. 200–300 m östlich der Straßenquerung auf. Andererseits ist ein größeres Rutschgebiet ca. 600–800 m östlich der Straßenquerung, vom Fußbereich einer alten Sandgrube bis 200 m ostwärts, im Liegenden der Burgschleinitz- und Zogelsdorf-Formation ausgebildet.

Gleit- und Kriechmassen in der Zellerndorf-Formation treten vor allem südwestlich bis südlich von Baierdorf (Flur „Geißstall“ und östlich davon) sowie an den Hängen südlich von Oberravelsbach und westlich von Baierdorf (Flur „Auteln“) auf (GOTTSCHLING, 1991). Auch im Ortsgebiet von Grübern, beim Feuerwehrhaus, ist eine Rutschung aus dem Jahr 1987 in der Zellerndorf-Formation dokumentiert (siehe oben; GOTTSCHLING, 1991).

Vernässungen, Anmoore (Holozän)

Größere Vernässungen sind im beschriebenen Gebiet vor allem im Sachsendorf-Granodioritgneis auf der Hochzone südwestlich von Sachsendorf häufig. Hier treten in flachen Dellen nördlich und südlich vom Eichberg (Kote 452), im Quellbereich von Seitengraben des Teichwiesenbaches und des Raanbaches, ca. 5 bis 2 ha große Vernässungsflächen auf. Über vergrustem Granitgneis findet man schwarzbraune, anmoorige Lehme. Bohrungen in der Vernässungszone ca. 600 m südlich des Eichberges, am Rand eines Teiches, durchteuften 120–130 cm mächtige ockerbraune bis blaugraue, kalkfreie, grob- bis mittelsandige Silte über vergrustem Orthogneis.

Eine deutlich größere Vernässung mit niedermoorartigen Bereichen befindet sich in der Flur „See“ in der KG Gumping südöstlich von Sachsendorf. Der größte Teil umfasst das Naturschutzgebiet „Schleinitzbachniederung“ mit 18,29 ha Fläche (GROSS et al., 2005). Wasserbohrungen südwestlich des Feuchtgebietes im Jahr 2010, im Bereich des Brunnenfeldes der Stadt Maissau, zeigten unter einer maximal 2 m mächtigen Lösslehmdecke grüngraue bis braungraue tonige Silte mit zunehmenden Sandgehalt gegen das Liegende. Darunter wurde in Tiefen von 4,35 bis 6,25 m die Oberkante des Gumping-Granodioritgneises erbohrt. Es ist daher anzunehmen, dass das Feuchtgebiet der Flur „See“ seine Ursache in der stauenden Wirkung der pelitreichen Sedimente von Zellerndorf-Formation bzw. Zogelsdorf-Formation hat.

Weitere kleinere Vernässungen konnten ca. 1,5 km südöstlich von Kriegenreith, westlich der Teiche NW von Eggendorf am Walde und entlang des Ravelsbaches, westlich und im Ortsbereich von Baierdorf, beobachtet werden.

Fluviatile Sedimente (Holozän)

Fluviatile Ablagerungen, die in kleinen Dellen z.T. mit Solifluktions- und Flächenspülungssedimenten (deluviale Ablagerungen) in Wechsellagerung stehen können, füllen die meisten kleinen Täler und Gräben im Einzugsbereich von Teichwiesenbach, Raanbach, Tobelbach, Schleinitzbach, Haselbach, Wilhelmsdorfer Bach, Tiefenbach, Ravelsbach, Gscheinzbach, Gartenbach, Ebersbrunner Bach oder Krampengraben. In Abhängigkeit vom Einzugsgebiet der Bäche und Gerinne bestehen diese Sedimente meist aus lehmigen Silten, Tonen und Sanden, z.T. mit kiesigen Beimengungen oder Kristallinbruchstücken.

Anthropogene Ablagerungen (Holozän)

Anthropogene Ablagerungen treten im aufgenommenen Gebiet nur sehr kleinräumig auf. Es handelt sich in der Mehrzahl um Anschüttung von Straßen- Wege- oder Teichdämmen, Dämme von Rückhaltebecken (nördlich und westlich Oberravelsbach, östlich Ronthal) oder Verfüllungen von alten Hohlwegen (NW Klein-Burgstall, NE Eggendorf am Walde, nördlich Zemling), Steinbrüchen (südlich Maissau, westlich Ronthal) oder Kiesgruben (südlich Hohenwarth, östlich Ronthal). Kleine Deponien befinden sich nördlich und südlich von Klein-Burgstall und NW von Hohenwarth. Prähistorische Wallanlagen wurden am Lohen westlich von Zemling oder am Klosterbigl SW Maissau gefunden. Auch die mittelalterliche Burgruine in Sachsendorf besitzt einen mächtigen, geschütteten Wall.

Literatur

BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. (1956): Ein Mastodon-Fund aus Hohenwarth (Niederösterreich). – *Universum Natur und Technik*, **11/3**, 65–68, Wien.

BINDER, H. (2016): Die fossile Gattung *Mesodontopsis* PILSBRY 1894–1895 in Mitteleuropa. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156/1–4**, 109–125, Wien.

CZJZEK, J. (1853): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **7** (Beilage), 77 S., Wien.

- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012a): Bericht 2009 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 213–216, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012b): Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 216–218, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012c): Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 218–220, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 361–364, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2016): Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 225–229, Wien.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? – Precambrian Research, **45**, 235–245, Amsterdam.
- FINGER, F., LINNER, M. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2015 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 307–311, Wien.
- FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974/4**, A 37–A 42, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Haltepunkt 4. Matzelsdorf – Loiblkreuz. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991 – Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt: Blatt 21 Horn, 171–172, Wien.
- FRASL, G., FRITZ, H. & STEYRER, H.P. (1991): Haltepunkt 14. Kotzendorf – Teichwiesenbachtal. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991 – Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt: Blatt 21 Horn, 190–193, Wien.
- FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A 70–A 71, Wien.
- FUCHS, G. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 512, Wien.
- GOTTSCHLING, P. (1991): Baugeologische Erfahrungen auf Blatt 21 Horn. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991 – Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt: Blatt 21 Horn, 141–142, Wien.
- GROSS, M., SAUBERER, N. & BERG, H.-M. (2005): Pflegekonzept für das Naturschutzgebiet Schleinitzbachniederung. – 36 S., Naturschutzbund NÖ, Wien.
(http://noe-naturschutzbund.at/PDF/Schleinitzbach%20Endbericht_oA.pdf).
- GRUNERT, P., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., MÜLLEGGGER, S., PILLER, W., ROETZEL, R. & RÖGL, F. (2010): Upwelling conditions in the Early Miocene Central Paratethys Sea. – *Geologica Carpathica*, **61/2**, 129–145, Bratislava.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., BOON-KRISTKOIZ, E., ČORIĆ, S., MANDIĆ, O., MIKLAS-TEMPFER, P., ROETZEL, R., RÖGL, F., SCHULTZ, O., SPEZZAFERRI, S., ZIEGLER, R. & ZORN, I. (2003): Paleoeology and biostratigraphy of the section Mühlbach (Gaindorf Formation, lower Middle Miocene, Lower Badenian, Austria). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **104A**, 323–334, Wien.
- HOHENEGGER, J., ČORIĆ, S. & WAGREICH, M. (2014): Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys. – *Geologica Carpathica*, **65/1**, 55–66, Bratislava.
- HÖRNES, M. (1850): Bericht über die Bereisung mehrerer Fundorte von Tertiär-Petrefacten im Wiener-Becken. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 662–679, Wien.
- KREUZER, M. & FINGER, F. (2012): Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 222–227, Wien.
- NEBELSICK, J.H. (1989): Die fazielle Gliederung der Zogelsdorf Formation (Untermiozän: Eggenburgian) in Niederösterreich anhand mikrofazieller Untersuchungsmethoden. – Diplomarbeit, Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, 242 S., Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – *Austrian Journal Earth Sciences*, **103/2**, 50–80, Wien.
- PAPP, H., ROETZEL, R. & WIMMER-FREY, I. (2003): Die Ziegelöfen des Bezirkes Hollabrunn: Geschichte und Geologie. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **24**, 117–191, Wien.
- ROETZEL, R. (2003): Zur Geologie der mittelmiozänen Fossilfundstelle Mühlbach am Manhartsberg (Niederösterreich). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **104A**, 3–13, Wien.
- ROETZEL, R. (2016): Bericht 2010–2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 39 Tulln. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156/1–4**, 240–247, Wien.
- ROETZEL, R., MANDIĆ, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Retz-Hollabrunn, 38–54, Wien.
- ROETZEL, R., ČORIĆ, S., GALOVIĆ, I. & RÖGL, F. (2006): Early Miocene (Ottangian) coastal upwelling conditions along the southeastern scarp of the Bohemian Massif (Parisdorf, Lower Austria, Central Paratethys). – *Beiträge zur Paläontologie*, **30**, 387–413, Wien.
- SCHAFFER, F.X. (1914): Die tertiären und diluvialen Bildungen. – In: SCHAFFER, F.X.: *Das Miocän von Eggenburg*. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **22/4**, VIII + 124 S., Wien.
- SMOLÍKOVÁ, L. (2014): Bericht 2013 über die mikromorphologische Untersuchung von quartären Böden auf den Blättern ÖK 21 Horn und ÖK 39 Tulln – Teil 1. – Unveröffentlichter Bericht, Wissenschaftliches Archiv der Geologischen Bundesanstalt, A 18129-RA/21,39/2013, 32 S., Praha.
- STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P. & PILLER, W.E. (1991): Oberholz, Sandgrube Hammerschmid. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D.: *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken*, 76–80, Wien.
- SUCESS, E. (1866): Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärlagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I*, **54/6**, 87–149, Wien.

SUESS, F.E. (1891): Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. – Annalen des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums, **6/3–4**, 407–429, Wien.

VAVRA, N. (1979): Die Bryozoenfauna des österreichischen Tertiärs. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **157/3**, 366–392, Stuttgart.

VAVRA, N. (1981): Bryozoa from the Eggenburgian (Lower Miocene, Central Paratethys) of Austria. – In: LARWOOD, G.P. & NIELSEN, C.: Recent and fossil bryozoa, 273–280, Fredensborg.

VETTERS, W. (1991): Zwei Profile durch den Mittelabschnitt des Moravikums. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991 – Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt: Blatt 21 Horn, 75–88, Wien.

WADE, B.S., PEARSON, P.N., BERGGREN, W.A. & PÄLIKE, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – Earth-Science Reviews, **104/1–3**, 111–142, Amsterdam.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>

WEINHANDL, R. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen auf den Blättern Hollabrunn (22) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956/1**, 104–107, Wien.

ZAPFE, H. (1957): Ein bedeutender *Mastodon*-Fund aus dem Unterpäliozän von Niederösterreich. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **104/3**, 382–406, Stuttgart.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PHILIP SCHANTL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Frühjahr und Herbst 2016 durchgeführte Kartierung baut auf den geologischen Aufnahmen von FRASL (1974) auf. Das Gebiet befindet sich nordöstlich des Manhartsberges (537 m) zwischen Fernitz, Klein-Burgstall, Kriegenreith und Freischling und schließt das Moravikum liegend der tektonischen Grenze zwischen Moravikum und dem überschobenen Moldanubikum auf. Es umfasst eine zum größten Teil bewaldete Fläche von ca. 3,8 km² im Bereich Weißer Graben, Wolfsgrube, Heidäcker, Hohes Maß und Weitenkar. Neben den Aufschlussbeobachtungen und den Befunden zahlreicher Handbohrungen im Gelände flossen auch durchlichtmikroskopische Untersuchungen von insgesamt 25 Dünnschliffen (angefertigt von der Geologischen Bundesanstalt) in die Charakterisierung der lithologischen Einheiten mit ein.

Moravikum und eingeschupptes Moldanubikum

Vor allem im von West nach Ost verlaufenden Weißen Graben (Fernitzbach) lässt sich die lithologische Abfolge aufgrund der guten Aufschlussverhältnisse sehr gut nachvollziehen. Im Wesentlichen charakterisiert sich das Moravikum durch NNE nach SSW streichende und nach NW bis SW einfallende, bis zu mehrere hundert Meter mächtige Granitgneise und Granodioritgneise sowie durch Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikatgesteine und Marmor. Einzig im Südwesten des Arbeitsgebietes können

ein an der Oberfläche auftretender Granatglimmerschiefer und grobkörniger Marmor dem Moldanubikum zugeordnet werden. Im Folgenden werden die lithologischen Einheiten von tektonisch hangend im Westen nach tektonisch liegend im Osten erläutert.

Der westlichste Teil des Aufnahmegebietes wird durch das prominente Auftreten des hellen mylonitischen *Bittesch-Granodioritgneises* definiert. Das Gestein charakterisiert sich durch eine gleichkörnige, stark geregelte Matrix aus Quarz und Muskovit, in der große Porphyroklasten (bis zu 4 mm im Durchmesser) von vorrangig perthitischem Kalifeldspat und Mikroklin sowie untergeordnet Plagioklas eingebettet sind. Besonders gut lässt sich dieses Gestein auf dem nach Süden exponierten Hang im Weißen Graben (Dokumentationspunkt Nr. 9) sowie in den Steingruben an der von Freischling nach Kriegenreith verlaufenden Straße im Aufschluss beproben (Dokumentationspunkt Nr. 38). Auffällig ist das Auftreten eines Granat (max. 2 mm im Durchmesser) führenden Glimmerschiefers und grobkörnigen hellgrauen Marmors innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises im Südwesten des Gebietes am Taleingang zum Weißen Graben. Beide Gesteine wurden dem Moldanubikum zugeordnet und als tektonische Einschuppungen in den Bittesch-Granodioritgneis interpretiert.

Im Liegenden des Bittesch-Granodioritgneises lässt sich ein gering mächtiger, nicht immer durchgängiger Zug von Marmor mit sporadischen Einschaltungen von geschieferter *Kalksilikatgesteinen* auskartieren, der von einem ebenfalls nicht immer verfolgbaren Zug von Granat (~ 300 µm im Durchmesser) führendem *Glimmerschiefer und Paragneis* unterlagert wird. Im südlichen Bereich dieses Glimmerschiefer- und Paragneiszuges, südlich des Weißen Grabens, konnte ein grobkörniger Granat-Orthogneis (Le-sestein/Dokumentationspunkt Nr. 109) identifiziert werden. Das Gestein beinhaltet neben Quarz und Biotit große Blättchen von Muskovit, die eine Größe von bis zu 1,3 mm erreichen. Der magmatische Ursprung des Gesteins kann anhand grobkörniger Porphyroklasten (~ 1,5 mm im Durchmesser) von magmatisch zonierten Plagioklasen und perthitischen Alkalifeldspäten nachgewiesen werden. Ebenfalls lassen sich bis zu 1,5 mm große, subidioblastische Granate im Gestein beobachten. Dieses Orthogestein könnte möglicherweise dem Bittesch-Granodioritgneis zugeordnet werden und ist in der Karte mit einem Sonder-symbol gekennzeichnet.

Tektonisch unter den Zügen von Marmor bzw. Glimmerschiefer und Paragneis folgt der ca. 500 bis 600 m mächtige Zug von *Buttendorf-Granodioritgneis*. Dieses im Gelände dunkel erscheinende Gestein tritt grob bis feinkörnig auf und charakterisiert sich durch die Mineralvergesellschaftung von grünem Amphibol, Epidot/Klinozoisit, Biotit, Plagioklas-, und Kalifeldspat-Porphyroklasten sowie Quarz. Anhand der Probe H23 (Dokumentationspunkt Nr. 102) konnte ebenfalls Granat (bis zu 600 µm im Durchmesser) im hangendsten Bereich des Buttendorf-Granodioritgneises nachgewiesen werden. An der Basis des Buttendorf-Granodioritgneises lässt sich im zentralen Bereich des Weißen Grabens, östlich des Rudolfskreuzes, ein ca. 200 m breites Band eines sehr feinkörnigen, ultramylonitischen *quarzreichen Paragneises* auskartieren. Dieses Gestein ließ sich nach NNE über den Bereich Wolfsgrube bis zu Heidäcker sporadisch verfolgen und wird von einem ebenfalls mylonitischen und nicht immer durchgehenden

Quarzgang (aufgeschlossen in der Steingrube im Bereich Wolfsgrube/Dokumentationspunkt Nr. 30) innerhalb des Buttendorf-Granodioritgneis begleitet.

Im tektonisch Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises befindet sich ein Zug von sehr feinkörnigem *Glimmerschiefer und Paragneis*, der im Bereich des Weißen Grabens mit einem grauen *Marmor*, vereinzelt mit kalksilikatischen Einschaltungen, vergesellschaftet ist. Die Paragesteine sind nördlich vom Weißen Graben nur entlang einer im Laserscan gut erkennbaren Geländekante aufgeschlossen und nach Westen hin von Verwitterungslehm (teilweise mit Kristallinschutt) durchgehend bedeckt.

Weiter im tektonisch Liegenden findet sich der dunkel auftretende *Kriegenreith-Granodioritgneis*, welcher sich durch bis zu 3 mm große Plagioklas-Porphyrklasten (seltener Kalifeldspat) innerhalb einer eingeregelteten Matrix aus Epidot/Klinozoisit, Biotit und Quarz definiert. Das Orthogestein tritt an seiner Hangendgrenze zum Glimmerschiefer und Paragneis häufig als feinkörniger Ultramylonit auf. Das sporadische Auftreten eines hellen granitischen Ganggesteins (anstehend im Steinbruch im östlichen Teil des flachen Rückens Wolfsgrube/Dokumentationspunkt Nr. 129) innerhalb des dunklen Kriegenreith-Granodioritgneises könnte von einer chemischen Inhomogenität innerhalb des Granodioritkörpers zeugen. Zu bemerken ist, dass sich der Kriegenreith-Granodioritgneis sowohl im Gelände als auch im Dünnschliff nur sehr schwierig vom Buttendorf-Granodioritgneis unterscheiden lässt. Einzig das Auftreten von grünem Amphibol und gelegentlichen Kalifeldspat-Einsprenglingen unterscheiden den Buttendorf-Granodioritgneis.

Die östlichste und tektonisch liegendste Lithologie bildet ein mächtiger Zug von hellem Granitgneis, der durch die Mineralvergesellschaftung von Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz sowie Biotit, Muskovit und Epidot/Klinozoisit charakterisiert ist. Durch tiefgründige Verwitterung ist das Gestein an der Oberfläche selten anzutreffen und lässt sich nur in einer Steingrube an der Manhartsbergstraße, westlich von Klein-Burgstall (Dokumentationspunkt Nr. 118), gut einmessen und beproben. Aufschlüsse von deformierten *Apliten* und *Pegmatiten* innerhalb dieses Granitgneises sind wegen ihrer größeren Verwitterungsresistenz häufiger. Auch zeugen sie von einem höheren magmatischen Differenzierungsgrad dieses Granitgneises.

Zusätzlich treten im Bereich des Weißen Grabens (Dokumentationspunkt Nr. 68), des Hohen Maiß und an der Hangendgrenze zum Kriegenreith-Granodioritgneis (anstehend in einer Steingrube/Dokumentationspunkt Nr. 120) *Mylonite* im hellen Granitgneis auf. Das undeformierte Vorläufergestein dieser Ultramylonite wurde als Aplit interpretiert. Besonders bemerkenswert ist das Auftreten eines Granat (bis zu 250 µm im Durchmesser) führenden, mylonitischen Apliten an der nördlichen Hangendgrenze (Lesestein/Dokumentationspunkt Nr. 121) zum Kriegenreith-Granodioritgneis. Die eindeutige Zuordnung des Granitgneises ist unklar und Bestandteil weiterer Untersuchungen. Vorerst wird das Gestein jedoch dem *Sachsendorf-Granodioritgneis* zugeordnet, wobei aber zu erwähnen ist, dass die zahlreichen Vorkommen von Apliten und Pegmatiten eher untypisch für den Sachsendorf-Granodioritgneis sind.

Anmerkungen zur Regionalmetamorphose des Moravikums

Anhand beobachteter Mineralvergesellschaftungen im Handstück und Dünnschliff lässt sich eine metamorphe Überprägung in der Grünschieferfazies für alle Gesteine des Moravikums ableiten. Darüber hinaus kann unter Bezugnahme auf die Verteilung der wichtigen Indexminerale Granat und Amphibol ein Metamorphosegradient abgeleitet werden. Das Fehlen dieser Minerale im tektonisch liegenden Sachsendorf-Granodioritgneis, Kriegenreith-Granodioritgneis sowie im tektonisch darüber liegenden Glimmerschiefer und Paragneis und deren Auftreten im hangenden Buttendorf-Granodioritgneis (Amphibol und Granat) sowie im tektonisch darüber befindlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug (nur Granat) weisen auf einen invertierten Metamorphosegradienten, zunehmend von tektonisch liegend nach hangend. Es lassen sich keine Sprünge in diesem Gradienten erkennen. Dies ist eine Erstinterpretation und bedarf einer genauen petrologischen Prüfung.

Bedeutung der Ultramylonite und Mylonite

Das Vorkommen zahlreicher Mylonite im Arbeitsgebiet zeigt eine durchgreifende Deformationsbeanspruchung an, die von tektonisch hangend nach liegend abnimmt. Eine diskrete Deckengrenze ist im Arbeitsgebiet nicht zu lokalisieren. Neben dem mylonitisch auftretenden Bittesch-Granodioritgneis und den mylonitischen Apliten im Sachsendorf-Granodioritgneis fallen besonders zwei von Nord nach Süd verlaufende Zonen mit gehäuftem Vorkommen von Ultramyloniten und Myloniten auf: (i) ultramylonitische, quarzreiche Paragneise begleitet von mylonitischen Quarzgängen im Liegendbereich des Buttendorf-Granodioritgneises und (ii) Mylonite aus Kriegenreith-Granodioritgneis an der Grenze zwischen Glimmerschiefer bzw. Paragneis im Hangenden und Kriegenreith-Granodioritgneis im Liegenden. Beide Zonen könnten aufgrund ihrer intensiven Deformation eventuell eine Deckengrenze anzeigen, jedoch wird diese Interpretation durch das Fehlen markanter Metamorphosesprünge oder lithologischer Deckenscheider entkräftet. Vielmehr könnte es sich in beiden Fällen um partitionierte Deformation innerhalb dieser mächtigen Scherzone handeln, wobei sich die Deformation auf den Grenzbereich unterschiedlich kompetenter benachbarter Lithologien konzentriert.

Strukturen der Gesteine im Arbeitsgebiet

Die von NNE nach SSW streichenden und mit einem durchschnittlichen Winkel von etwa 50° nach NW bis SW einfallenden Gesteine charakterisieren sich durch eine meist nach SW bis Süden einfallende Streckungslineation, welche einen Fallwinkel zwischen 0° und 50° aufweist. Anhand von Schersinnindikatoren in Aufschlüssen und Dünnschliffen konnte eine Scherbewegung Top in Richtung Norden bis NE festgestellt werden, welche als Transportrichtung bei der Überschiebung von Moldanubikum über Moravikum interpretiert werden kann.

Die zunehmende Schieferungsintensität der kristallinen Gesteine von Westen nach Osten zeugt von der generellen Intensivierung der Deformationsbeanspruchung von tektonisch liegend nach tektonisch hangend, in Richtung der Moldanubischen Überschiebung.

Granat führender Glimmerschiefer und grobkörniger hellgrauer Marmor innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises im SW des Gebietes wurden dem Moldanubikum zugeordnet. Das Auftreten beider Gesteine kann als tektonische Einschuppung in das Moravikum nahe der Moldanubischen Überschiebung interpretiert werden.

Anhand einer im Laserscan gut erkennbaren, von Norden nach Süden verlaufenden, ca. 3 m hohen Geländestufe im östlichen Bereich Heidäcker und Wolfsgrube, lässt sich eine spröde Störung im Grenzbereich zwischen dem Kriegenreith-Granodioritgneis und den Paragesteinen sehr gut verfolgen. Eine abschiebende Komponente wird als dominierende Bewegung entlang dieser Störungsfläche angenommen. Die Ausbildung der Störung zwischen den genannten Lithologien könnte auf den großen Kompetenzkontrast zurückgeführt werden und ist zeitlich jedenfalls nach der Bildung der mylonitischen Scherzone anzusetzen.

Neogene Sedimente (Molasse)

Schotter, die vermutlich dem Eggenburgium–Ottningium zugeordnet werden können, finden sich vor allem im südlichen Bereich des Kartiergebietes auf einer Anhöhe westlich der Schlagerhütten. Es handelt sich dabei um einen Quarzschotter mit einem durchschnittlichen Korndurchmesser von 1 bis 2 cm und einem maximalen Korndurchmesser von 20 bis 30 cm (Dokumentationspunkt Nr. 92). Kleinere Vorkommen des Schotters finden sich an den Geländekanten des lössbedeckten Nordhanges südlich der Heidäcker (Dokumentationspunkt Nr. 34/46) sowie am Nordhang des Weißen Grabens, ca. 650 m östlich des Rudolfskreuzes.

Quartäre Sedimente und Formen

Anhand zahlreicher Handbohrungen wurden auf den Anhöhen im Bereich Wolfsgrube und Heidäcker jeweils zwei große Flächen von in situ aus Kristallin entstandenen *Verwitterungslehm* auskartiert. Das Material ist hellbraun, teilweise stark bindig und bedeckt den kristallinen Untergrund auf einer Fläche von ca. 0,6 km². Eine minimale Mächtigkeit von 1 m konnte anhand von Handbohrungen an den höchsten Punkten der Anhöhen festgestellt werden. Im östlichen Bereich Wolfsgrube reicht der Verwitterungslehm bis zu einer von Norden nach Süden verlaufenden, ca.

3 m hohen Geländestufe, welche im Laserscan gut ersichtlich ist. Hier ist der Verwitterungslehm auch teilweise mit Kristallinschutt vermengt. *Verwitterungslehm mit Kristallinschutt* findet sich auch auf der Anhöhe südlich des Weißen Grabens und im Nordosten des Arbeitsgebietes.

Hellbraungelbe bis hellbraune *Lössablagerungen* (teilweise lehmig) finden sich vor allem im NE von Fernitz, am Westrand des Bittesch-Granodioritgneises. Besonders gut lässt sich das kalkhaltige Sediment entlang von schmalen, tief erodierten Gräben nordöstlich von Fernitz auskartieren. Der Löss erreicht hier eine Mächtigkeit von mindestens 6 m und beinhaltet stellenweise Lösskindl (Kalkkonkretionen). Des Weiteren konnten Lössablagerungen mit tiefen Erosionsrinnen und einer Mächtigkeit von mindestens 70 cm auf dem nach Süden exponierten Hang des Grabens südlich Heidäcker kartiert werden. Teilweise kann hier der Löss bis an das Bachbett verfolgt werden, wo er eine maximale Mächtigkeit von bis zu 3 m erreicht. Im Nordwesten und Norden des flachen Rückens Heidäcker bedecken ebenfalls Lössablagerungen von mindestens 80 cm Mächtigkeit größere Bereiche der kristallinen Gesteine.

Pleistozäner Kristallinschutt von Buttendorf-Granodioritgneis sowie von Glimmerschiefer und Paragneis befindet sich sowohl am Nord- als auch am Südhang des Weißen Grabens um das Rudolfskreuz und östlich davon.

Fluviatile Ablagerungen, zum Teil in Wechsellagerung mit Solifluktions- und Flächenspülungssedimenten, füllen den Weißen Graben sowie den von diesem nach NE abzweigenden Seitengraben und den nach Freischling führenden Graben nördlich Heidäcker. Zusätzlich finden sich *Solifluktions- und Flächenspülungssedimente* im Quellgebiet des Fernitzbaches und am Beginn zahlreicher Kleingräben, die von den Hauptgräben abzweigen. Eine größere *Vernässungszone* befindet sich im Quellgebiet des nach Freischling führenden Grabens im Nordosten des Untersuchungsgebietes. *Schwemmfächer* lassen sich im Mündungsbereich zweier Seitengräben des Weißen Grabens beim Rudolfskreuz auskartieren.

Literatur

FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1974, A 37–A 42, Wien.

Bericht 2010–2015 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 56 St. Pölten

WOLFGANG SCHNABEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der 2011 abgeschlossenen Geländeaufnahmen des ÖK-Blattes 55 Ober-Grafendorf wurde schon 2010 auf den Grenzbereich des östlich angrenzenden Blattes 56 St. Pölten übergreifen. Im Anschluss daran hat der Autor für dieses Blatt die Flyschzone westlich des Traisentalen von Wilhelmsburg bis zum Kalkalpenrand bei Traisen sowie östlich davon das Gebiet des Kreisbachtals von der Rudolfshöhe im Norden bis zum Hügelzug Katzelsdorfer Höhe–Zehethofer Höhe–Stockerhütte bearbeitet sowie weiter gegen Süden die Gebiete der Katastralgemeinde Altenburg und die Steinwandleiten bis zum Gölsental.

Im weiteren Text werden folgende Abkürzungen verwendet: SM = Schwerminerale; SH = Seehöhe.

Die Greifenstein-Decke im Gebiet westlich des Traisentalen von Norden nach Süden

Der Bach nördlich von Wilhelmsburg (= Wiesenbach), der bei Kote 320 im Traisental westlich bis Wegbach verläuft, rinnt im Unterlauf größtenteils in Bachschutt, der an Uferanrissen über 1,5 m mächtig ist. Bei Wegbach zweigt ein Tälchen gegen Norden ab, dessen begleitender Talboden stark vernässt ist. Doch der Bachschutt sowie die Lesesteine in den sehr flachen Hängen zeigen, dass bis hierher noch die Flyschzone reicht. Auffallend sind überall gerundete kalkalpine Schotter, die das Vorhandensein einer Schotterterrasse andeuten oder zumindest einen Schottererschleier, wodurch sich hier die Verhältnisse auf dem westlich angrenzenden Blatt 55 Ober-Grafendorf fortsetzen (SCHNABEL et al., 2012). Die Flysch-Molassegrenze ist also schwierig zu ziehen. Eine Nordzone (Tulbinger Kogel-Schuppe) ist hier nicht nachweisbar.

Das Tal südlich Pommern von Wegbach gegen SW mit dem großen Aquädukt der II. Wiener Hochquellenleitung schließt diese nördlichste Schuppe der Flyschzone bestens auf (= **Weinberg-Wielandsberg-Schuppe** von ÖK 55, SCHNABEL et al., 2013: 270, Abb. 10) und zeigt im SE-Hang gute Aufschlüsse, die die Rekonstruktion einer aufrechten Schichtfolge durch die Altlenzbach-Formation bis in die Basis der Greifenstein-Formation gestattet. Von etwa 330–350 m SH sind es meist flach mit bis zu 30° gegen Süden, aber auch gegen NE einfallende Sandsteinbänke, deren hoher Granatanteil im SM-Spektrum für die Altlenzbach-Formation typisch ist. Von 350–360 m SH erfolgt der Umschlag von Granat- zur Zirkonvornmacht, was bereits für ein paleozänes Alter spricht. Darüber kommt eine Folge mit viel grünlichgrauem Mergel, der ein Alter von spätem Paläozän (NP8-9 – Thanetium) ergeben hat.

Ebenfalls aber stehen mächtige, bräunliche Sandsteine mit deutlichem SM-Zirkonmaximum an, die ganz der Fazies der Greifensteiner Sandsteine entsprechen. Besonders die Art und Weise der Verwitterung in große runde Blöcke und der überall auch in den Feldern auffallende braune Sand sind in dieser Form für Greifensteiner Sandstein typisch.

Es ist ganz offensichtlich die östliche Fortsetzung derselben Verhältnisse, wie sie im westlich anschließenden Blatt 55 Ober-Grafendorf im Grabensystem Wolkersberg–Grabenbauer bestehen. Die Fortsetzung gegen Osten zum Traisental ist aber schwierig zu verfolgen, denn es gibt in dem gegen Norden abfallenden Hang keine brauchbaren Hinweise. Eine Baugrube der Siedlung Wegbach zeigte über 1,5 m Verwitterungsschutt. In Hanglage in etwa 360 m SH verläuft die Trasse der II. Wiener Hochquellenleitung, durch diese und mehrere Entleerungsleitungen zum Wiesenbach als Vorfluter ist der Hang seinerzeit sicher so großflächig umgegraben worden, dass heute Lesesteine nicht aussagekräftig sind. Es ist anzunehmen, dass die Oberkreide-Paläozän-Schichtfolge der Altlenzbach-Formation hier gegen Osten weiterstreicht. Die sehr spärlichen und meist harten Lesesteine in den Feldern um die auffallende Kuppe mit dem Hof Weinberger (Rosenhof) sind Sandsteine mit wechselndem Granat- und Zirkongehalt im SM-Spektrum und nicht für Greifensteiner Sandsteine typisch, die hier offenbar nicht mehr vorhanden sind. Der kleine Graben im Westen von Wilhelmsburg gegen Weinberger verläuft größtenteils in Rutschgelände, das Gesteinsmaterial ist auffallend kalzitisiert, was auf eine Störung hindeutet. Eine Nannoprobe ergab ein Alter von Campanium–Maastrichtium, ein Sandstein hatte hohes SM-Granatmaximum.

Wir befinden uns hier also schon in der Altlenzbach-Formation der südlich anschließenden Schuppe nahe der Aufschubung (**Heuberg-Schuppe** des Blattes ÖK 55). Doch diese dürfte hier intern geschuppt sein, denn südlich davon schließt der Höhenzug mit der Kote 453 an („Windschnur“), über den überraschend ein heller Zug mit Kalkmergel- und Kalksandsteinen durchstreicht, der am Kamm mit 60° gegen Süden, gegen das Gehänge in Wilhelmsburg im selben Winkel gegen Norden und Süden einfällt. Er zeigt Helmintoiden-Kriechspuren und gehört damit zur Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“), Sie endet gegen Westen noch auf dem Kartenblatt und war auf Blatt ÖK 55 hier nicht nachweisbar.

Dieser Zug der Kalkgraben-Formation ist von geologisch-historischem Interesse, denn GÖTZINGER (1952, 1955, 1956) geht darauf in den Aufnahmeberichten immer wieder ein. Der Höhenrücken (Kote 453) ist die Lindenbauerhöhe (Kote 450) der alten Schraffenkarte 1:25.000, Sektion 4755/4. GÖTZINGER (1955: 29) hat diesen kalkigen Zug für Neokom der Randschuppe gehalten, wenn er schreibt: „Die östlich gelegene Lindenbauerhöhe, welche Neokomkalk und Unterkreide-Kalksandsteine stellenweise aufschließt, dürfte noch der nördlichen Randkulisse des Unterkreide-Flysches angehören,...“. Der wohl beste Kenner der Unterkreide-Nordzone (heute Tulbingerkogel-Schuppe) hat von 1951 bis 1955 im Zuge einer geologischen

Bearbeitung der II. Wiener Hochquellenleitung gemeinsam mit Friedrich Trauth hier die Leitungsstrecke neu untersucht und aus den oben zitierten Berichten ist die geradezu verzweifelte Suche nach der „Unterkreide-Nordzone“ in diesem Abschnitt des Traisentals zu ersehen. Sie dürfte hier also wirklich nicht an der Oberfläche vorhanden sein.

An diesen Streifen der Kalkgraben-Formation schließt südlich gegen Bösendörfel wieder die Altlenzbach-Formation an, in aufrechter Position und belegt durch Nannofossilien des Maastrichtiums und Granatmaxima der SM-Spektren. Auffallend sind die hier häufig festzustellenden hellen Kalkmikritbänke, die in ungestörten Profilen gehäuft im Bereich des jüngeren Maastrichtiums auftreten. Nördlich der Siedlung „Bösendörfel“ ist eine auffallend mächtige und sehr grobkörnige-feinkiesige Sandsteinbank zu verfolgen, die mit 50° gegen Süden einfällt. Sie ist schon im Hangfuß gegen das Traisental, noch im geschlossenen Siedlungsgebiet von Wilhelmsburg, deutlich aufgeschlossen und zieht mit ca. 190°-Streichen bis zum Blattrand.

Diese auffallende Bank markiert die Südgrenze der Heuberg-Schuppe und es beginnt die auf Blatt 55 so bezeichnete **Grubtal-Schuppe**, deren Basis mit verschuppten Schichtgliedern älterer Flysch-Formationen (Rehbreingraben-Formation, Bunte Schiefer und Kalkgraben-Formation) hier gegen Osten fortsetzt. Wegen der fast lückenlosen Verbauung der Grubtal-Siedlung ist die geologische Situation kaum befriedigend auflösbar. Im Bachbett sind sehr gestörte Sandsteine und kalkige Schiefer aufgeschlossen, die mittelsteiles Einfallen gegen Südwesten zeigen. Es ist offensichtlich die östliche Fortsetzung einer Störungszone, die schon am Blattrand von ÖK 55 deutlich sichtbar ist und extrem steile Achsen („Schlingentektonik“) aufweist. Diese Störung war schon GÖTZINGER (1952: 48) aufgefallen, wenn er schreibt: „...hier, nahe dem Talausgang gegen das Traisental besteht eine Querstörung mit SW-fallenden Schichten“.

Auch im kleinen, von Nordwesten herführenden Graben nördlich der Siedlung ist in Bänken der Kalkgraben-Formation steiles SW-W-Fallen zu sehen und schließlich konnte in den Baugruben einer Erweiterung der Grubtalsiedlung gegen Westen (Juli 2015) stark gestörter kalkiger Flysch und viel Bunte Schiefer festgestellt werden. Leider war im Bereich der unmittelbar im Osten anschließenden Siedlung alles verbaut, sodass die Verfolgung dieser Störungszone bzw. die an diese im Osten anschließenden Verhältnisse nicht möglich war.

Die Störung ist also sicher eine bedeutende, denn sie scheint die Schuppenzone an der Stirn dieser Grubtal-Schuppe abzuschneiden, sie war östlich des Traisentales nicht mehr feststellbar, doch lässt sie sich südlich des Grubtales weiterverfolgen. Der hier von der Blattgrenze gegen Nordosten führende Graben zeigt hauptsächlich kalkige Gesteine, die stark gestört und kalzitgeädert und sehr übersintert sind – alles Zeichen einer hier bestehenden Störung. Weiter gegen Süden wird das zum Traisental abfallende Gelände offenbar durch den Hauptast der Störungszone zerschnitten, der nur ungenau lokalisiert werden kann. Er scheint in Südost-Richtung über den gegen Nordosten auslaufenden flachen Höhenrücken zum Traisental beim alten Eisenwerk zu verlaufen, denn der östlich davon liegende Teil stimmt schon mit den östlich des Traisentales fortsetzenden Verhältnissen überein. Dieser ge-

störte Bereich, knapp östlich des Blattschnittes gegen das Traisental zu, mag den Eindruck erwecken, dass hier eine „Blattrandstörung“ vorliegt, aber es ist wirklich so. Gegen das Traisental zu verläuft ein gestörter Bereich. Er wird sich wahrscheinlich gegen Süden unter den Flussablagerungen der Traisen fortsetzen und könnte mit der Klafferbrunn-Störung (siehe unten) verbunden werden.

Bei der Mündung des Grubtales stehen eine für das höhere Maastrichtium der Altlenzbach-Formation typische helle Kalkmikritbank zusammen mit Sandsteinen mit SM-Granatmaximum an, 200 m südlich davon haben Sandsteine bereits ein hohes Zirkonmaximum, eine für die Altlenzbach-Formation typische Folge von jungem Maastrichtium in das Paleozän, die hier mit den Verhältnissen östlich des Traisentales gut übereinstimmt.

Der Hang oberhalb des Eisenwerkes ist gekennzeichnet durch eine großräumige Massenbewegung, eine sehr deutliche muschelförmige Abrissnische ist von 400 bis 440 m SH zu sehen. Die kleinen Gräben unterhalb schließen sehr gestörte Kalksandstein-, Kalkmergel- und untergeordnet Sandsteinbänke auf, die stark sinterüberkrustet sind, vielleicht abgeglittene Schollen aus der oberhalb befindlichen Abrissnische.

Durch den Graben nördlich Groß-Achberger nördlich von Göblasbruck streicht in NW-SE-Richtung die Überschiebung der nächstsüdlichen Schuppe, der **Graßberg-Schuppe** des ÖK-Blattes 55 Ober-Grafendorf. Das Schichtstreichen hat westlich der Störung eine deutliche NW-SE-Richtung angenommen. An der Mündung ist zunächst noch eine aufrechte Folge von etwa 100 m dick bis mittelbankigen Sandsteinbänken der Altlenzbach-Formation der nördlichen Schuppe zu sehen, die auffallend in SW-Richtung mit 30–50° einfallen. Etwa 200 m nach der Mündung streicht schräg die Schuppengrenze durch, es folgen harte helle plattige Kalkmergel und unzusammenhängend Sandsteine und immer wieder Kalkmergel mit Helmintoiden, eine Schuppenzone mit dominierender Kalkgraben-Formation. Diese ist gegen Nordosten auch deutlich oberhalb eines Rutschgeländes zu sehen sowie gegen Nordwesten, wo die Überschiebung durch eine mächtige Sinterbildung und Vernässung markiert ist. Auf die Kalkgraben-Formation folgt über dem Höhenrücken mit dem auffallenden Windkraftwerk südlich Groß-Achberger die Altlenzbach-Formation, durch die Abgleitungen im Steilhang gegen das Traisental zwar schlecht erschlossen, aber durch stellenweise mächtige Sandsteinbänke erkennbar. Eine besondere Massenbewegung ist am Südrand von Göblasbruck festzustellen. Im Steilhang des Rückens gleiten an einer Abrissnische in 400–420 m SH drei Großschollen gegen das Traisental ab und verursachen die auffallende „Nase“, um die herum sowohl die Traisen, als auch die Landesstraße von Süden her in einem auffallenden Bogen gegen Osten führt, bevor sie das Ortsgebiet von Göblasbruck erreicht.

Der Abriss hier ist sicher nicht zufällig, denn hier streicht die Grenze zur nächstsüdlichen Schuppe aus, der **Kendlgraben-Schuppe** des ÖK-Blattes 55 Ober-Grafendorf. Sie beginnt mit einer mächtigen aufrechten Sandsteinserie mit SM-Granatdominanz, gegen den Mündungsbereich des Kendlgrabens nehmen kalkige Bänke von Maastrichtium-Alter zu. Südlich des Kendlgrabens geht die sandsteindominierte Serie weiter, eine im Jahr 2011 ganz am

Blattrand neu gebaute Forststraße führt in etlichen Kehren bis zur SH von 495 m und gibt Einblick in ein Profil bis zum SM-Umschlag in Zirkon, also in das Paleozän. Das stimmt mit den Verhältnissen am Nachbarblatt ÖK 55 nicht ganz überein, doch verschmälert sich die Kendlgraben-Schuppe am Nachbarblatt von über 1,5 km Breite gegen Osten zum Blattschnitt auf die Hälfte. Bei 460 m SH wird eine sehr gestörte kalkige Serie angetroffen, die ENE gegen das Traisental zu streicht und dort schöne Nanno-Alter von CC21 erbracht hat, also jüngstes Mittel-Campanium der Kalkgraben-Formation.

Es folgt also die nächstsüdliche Schuppe, die **Ehreneckerkogel-Schuppe**. Die hier sehr schmale Kalkgraben-Formation, die eigentlich nur eine zerscherte Zone an der Schuppenbasis ist, wird bereits nach wenigen Metern von der Altlenzbach-Formation abgelöst, die dann allerdings mit 1,5 km Ausstrichbreite nach Süden bis zum Steubach reicht. Dabei handelt es sich aber um den östlichsten und gegen Süden immer schmaler werdenden Teil, denn eine deutliche Störung, die hier **Klafterbrunn-Störung** benannt sein soll, schneidet von NNE gegen SSW diese Schuppe ab, die damit ihr Ostende hat. Denn die östlich anschließende Scholle ist bereits die Fortsetzung der östlich der Traisen herrschenden Verhältnisse. Leider ist diese offensichtliche Störung beim Kartendruck des ÖK-Blattes 56 St. Pölten (ĆORIĆ et al., 2016) nicht berücksichtigt worden. Sie ist ab der Traisen gut zu verfolgen, nicht nur durch den unterschiedlichen Gesteinsbestand, sondern auch durch die Morphologie, die besonders auch im Laserscan deutlich wird. Ihr Ausbiss beginnt im Steilhang 300 m südlich der Straßenabzweigung in den Kendlgraben, genau dort, wo auch die Basis der Ehrenecker-Schuppe beginnt. Dieser Schnittpunkt zweier Störungssysteme ist auch die Ursache der an dieser Stelle extrem starken Versinterung.

Die Furche von Rotheau westlich der Traisen

Die nun gegen Süden folgenden Verhältnisse um die Gegend des Schlosses Klafterbrunn bis zur Straßengabelung der Straße nach Eschenau sind die wohl schwierigsten des gesamten Gebietes des Traisentales. Die kleinen Gräben und die Straßenböschung nördlich des Schlosses zeigen schlecht aufgeschlossene Sandsteine mit wechselndem Granat- oder Zirkon-Maximum im SM-Spektrum.

Am interessantesten ist ein schöner Aufschluss hinter dem Gasthaus (jetzt Jugendklub) an der alten Straße nach Rotheau bei der Abzweigung von der Landesstraße B 20 (Mariazeller Straße). Er zeigt eine nordfallende Kalkmergelserie im Niveau der Perneck-Formation („Oberste Bunte Schiefer“), Nannozone CC22: oberes Mittel- bis unteres Ober-Campanium, darauf Sandsteinbänke mit SM-Granat-Vormacht. Diese Folge baut auch den Rücken auf, auf dem das Schloss Klafterbrunn steht. Bemerkenswert ist hier vor allem die ungestörte Lagerung in nördliche Richtung, eine seltene Ausnahme unter dem hier großräumig vorherrschenden Fallen in südliche Richtungen. In den Hängen und Gräben westlich des Schlosses und dem dortigen Forstweg stehen Sandsteine an, welche wechselnde Granat-Zirkon-Maxima haben und gegen die Störung uneinheitliche Lagerung zeigen. Intensive Versinterungen fallen auf. Es handelt sich hier wohl um das westliche Ende des Altenburg-Zuges, worüber weiter unten berichtet wird.

Südlich daran schließt ein Rutschgebiet an, das im Jahr der Aufnahme (2011) noch eine schöne Abrissnische zeigte, in den Folgejahren aber saniert und trockengelegt wurde. Hier zieht die Störung durch, kenntlich auch an der uneinheitlichen Lagerung der dicken Sandsteinbänke am östlichen Steilhang des Ehreneckerkogels an der oberhalb in 510 m SH führenden Zufahrtsstraße zum Hof. Grobes Blockwerk im Wald ist wohl von dort abgebrochen. Nicht aufgeschlossen ist der Untergrund der neuen Siedlung Rotheau, der kleine Graben oberhalb in das Rutsch- und Wiesegelände zeigt einige Lesesteine, die stark kalzitisiert sind und unter denen harte glaukonitische Sandsteine auffallen. Es handelt sich hier um die westliche Fortsetzung der Furche von Rotheau.

Der einzige bei den Aufnahmen verfügbare Aufschluss war eine Abgrabung beim neuen Tennisplatz an der südlichsten Siedlungsstraße schon oberhalb des großen aufgelassenen Steinbruches. Sichtbar war eine etwa 10 m lange Schichtfolge von dünnbankig-schiefrigen grünlichen und grauen (nicht rötlichen!) Tonen mit siltigen, stark angewitterten Sandsteinbänkchen. Sie sind nannofossilfrei, die spärliche Foraminiferenführung mit kleinwüchsigen Sand-schalern gibt kein sehr verlässliches Alter. *Caudammina ovulum gigantea* (GEROCH; det H. GEBHARDT) deutet auf ein Alter ab mittlerem Campanium, also Perneck-Formation hin, was so nahe am Steinbruch mit der Altlenzbach-Formation schon zur im Süden folgenden Schuppe passen würde. Sie sind hier aber zum Unterschied von der klassischen Perneck-Formation gänzlich kalkfrei, was Zweifel an dieser Stellung aufwirft. Der Fazies nach passt so eine Folge eher zum älteren Teil des Rhenodanubischen Flysches.

Wir befinden uns hier bereits am deutlichen Rücken mit dem großen aufgelassenen Steinbruch südlich Rotheau an der Straße nach Steubach-Eschenau am Steubach. Abgebaut wurden dickbankige Sandsteine der Basis der Altlenzbach-Formation, die mit 60–70° gegen Süden mit nur dünnen Ton- und Tonmergellagen einfallen. Die SM-Spektren haben Granatdominanz bis zu 80 % der transluzenten Körner. Daran schließen im oberen Teil – also gegen Norden – noch einige Bänke von Kalksandstein und Kalkmergel mit wunderschönen Helminthoiden-Kriechspuren an, also ein Übergang in die liegende Kalkgraben-Formation ohne Zwischenlagen der bunten Schiefer der Perneck-Formation. Dieser Rücken steigt gegen Westen noch bis zur SH 500 m an, wo er an der Klafterbrunn-Störung endet.

Sowohl im Bett des Steubaches als auch im Steilhang gegen das Traisental ist die Altlenzbach-Formation ungestört in das Hangende verfolgbar. Zur besseren Beschreibung soll sie hier als **Steinwandleiten-Schuppe** bezeichnet werden, denn es ist die ungestörte Fortsetzung der Verhältnisse in der Steinwandleiten östlich der Traisen. Die im Steinbruch aufgeschlossene Basis mit den dickbankigen Sandsteinen von etwa 300 m Mächtigkeit könnte der Roßgraben-Subformation entsprechen. Doch die weitere Unterteilung gemäß den Subformationen aus dem Pechgraben in Oberösterreich (EGGER, 1995) ist hier im Osten nicht mehr uneingeschränkt anwendbar, wie alle bisherigen Neukartierungen gezeigt haben. Auch hier folgt bald eine Folge mit den auffallenden hellen Kalkpelitbänken, doch dominiert weiterhin der siliziklastische Flysch über kalkigeren Partien. Diese Folge reicht bis knapp unter den Gipfel des Halterberges. Die gesamte Folge der Altlenzbach-Formation vom großen Steinbruch bei Rotheau bis

hierher scheint ungestört zu sein, die sehr einheitliche gegen Süden mittelsteil einfallende Folge kann etwa 800 m primäre Mächtigkeit betragen, der paleozäne Anteil wird hier nicht mehr erreicht.

Diese Schichtfolge streicht gegen Osten ungestört über das Traisental, ganz deutlich sind im Laserscan härtere Schichtpakete zu verfolgen. Sogar einzelne helle Kalkpelitbänke können westlich und östlich des Traisentales verbunden werden. Von besonderer Bedeutung ist aber die dickbankige Basis, wie sie im Steinbruch Rotheau so deutlich aufgeschlossen ist. Sie formt östlich der Traisen den markanten scharfen Höhenrücken bis zur Stockerhütte. Dieses widerstandsfähige Gesteinspaket verengt das Traisental bei Rotheau auf nur 200 m, was die ab hier flussaufwärts ganz besondere Hochwassergefahr bedingt. Unmittelbar nach dem Hochwasserereignis im Mai 2014 konnte der Berichtersteller die Folgen besichtigen und es war offensichtlich, dass diese Enge einen Rückstau verursacht hatte, besonders wohl auch durch die Verengung des Grundwasserbegleitstroms, nur 2 km südlich davon erfolgt der Zusammenfluss der damals hochwasserführenden Flüsse Gölsen und Traisen.

Diese Folge der Altlenzbach-Formation endet am Halterberg, über dessen Gipfel erneut die Kalkgraben-Formation streicht und damit ist hier eine weitere Schuppe des Rhenodanubischen Flysches („Halterberg-Schuppe“) vorhanden. Sie streicht im Westen bis zum Steubachtal, im Osten unter der Flussablagerung der Traisen in den gegenüber anschließenden Hang der Steinwandleiten. Im Südhang des Halterberges und im Tälchen nördlich des Haselhofes ist diese Kalkgraben-Formation gut aufgeschlossen mit den charakteristischen Helmintoiden-Kriechspuren. Stellenweise ist eine intensive Kalzit-Durchäderng zu sehen und zeigt damit den nahen Kontakt zur Gresten-Klippenzone an, die hier als ganz schmale Schuppe mit Buntmergelserie durchstreicht. Östlich davon schließt in den steilen Hängen gegen das Traisental hin aber noch einmal Altlenzbach-Formation an, mit siliziklastischen Sandsteinen und SM-Vormacht von Granat.

Die Gresten-Klippenzone westlich des Traisentales

Von der Ortschaft Steubach (unmittelbar an der westlichen Blattgrenze noch auf ÖK-Blatt 55 Ober-Grafendorf gelegen) bis zur Mündung der Gölsen in die Traisen streicht ESE-WNW eine morphologisch auffällige Senke, durch sie führt von Westen her die Zufahrt zum Haselhof über ein Wiesengelände, das gegen den Graben nördlich des Hofes deutliche Rutschanfälligkeit zeigt. Im Graben selbst sind hier die Kalkmergel der Kalkgraben-Formation, wie oben beschrieben, zu sehen, daneben aber auch deutliche Rotfärbung des Bodens und rote Kalkmergelbröckchen im Bach. Dass es sich dabei nicht um Bunte Schiefer des Flysches, sondern um die Buntmergelserie der Gresten-Klippenzone handelt, konnte an einem Zufallsaufschluss beim Hof Pfeilerberg festgestellt werden (dieser Name ist nicht in der Karte vermerkt, es ist der Hof 400 m östlich des Haselhofes). Hier war im Jahr 2011 die Baugrube eines Nebengebäudes einzusehen, die eine extrem gestörte, mit etwa 30° gegen Norden (!) einfallende Folge von rotem, grünlichem und dunkelgrauem verschiefertem Kalkmer-

gel zeigte. Die Folge war im Süden begrenzt von hartem, gebanktem Kalkmergel (mit 60° gegen Norden einfallend) und im Norden von schwarzen mylonitisierten Schiefen. Östlich von Pfeilerberg schließt ein Rutschgebiet an, in dem Rotfärbung des Bodens die Fortsetzung der Klippenzone andeutet. Der durch das östlich anschließende Siedlungsgebiet führende Graben schließt die Sandsteine der Altlenzbach-Formation auf, die bis zur Straßenböschung der B 20 reichen. Die Fortsetzung der Gresten-Klippenzone ist also oberhalb der Siedlung zu denken und erreicht das Traisental genau gegenüber der Mündung der Gölsen in die Traisen. Wegen der dichten Verbauung ist zwar nichts mehr davon zu sehen, doch die Straßenböschung der B 20 nördlich davon zeigt noch Sandstein der Altlenzbach-Formation, südlich davon – und noch nördlich der Straßeneinmündung der Landesstraße B 18 (Hainfelder Straße) – bereits die Kalkmergel vom Buchberg. Die Fortsetzung der Gresten-Klippenzone ist ab hier bis Bernreith unter den Flussablagerungen der Gölsen zu denken. Das Gölsental folgt also dieser Störungszone erster Ordnung. Das ist deshalb so bedeutungsvoll, weil die Gresten-Klippenzone im Westen bzw. die Hauptklippenzone des Wienerwaldes im Osten auf allen bisherigen Karten in diesem Raum keine Verbindung zeigten.

Die Ybbsitz-Klippenzone westlich des Traisentales

Der Abschnitt von der oben beschriebenen markanten schmalen Schuppenzone der Gresten-Klippenzone im Norden und dem rund 1,5 km weit entfernten Nordrand der Kalkalpen im Süden ist der wohl am schwersten aufzulösende Bereich westlich des Traisentales. Als Fortsetzung der entsprechenden Verhältnisse am westlichen Blatt 55 Ober-Grafendorf gehört er größtenteils zur Ybbsitz-Klippenzone, aber auch die Fortsetzung östlich der Traisen gibt die entscheidenden Hinweise. Das Stück zwischen beiden ist insofern ungewöhnlich, als die typischen Formationen – Radiolarit mit Aptychenkalk – fehlen und auch die Glosbach-Formation (HOMAYOUN & FAUPL, 1992) mit ihrer kalkig-kieseligen Fazies nur sehr untergeordnet in geschuppten Bereichen zu finden ist.

Für die Ybbsitz-Klippenzone typische Gesteine finden sich in den dem Reisenbach zufließenden kleinen Gräben östlich Inzenreith. Dort ist eine Schuppenzone vorhanden, in der sich folgende Lithologien finden:

1. Kieselig-mergelige Kalksiltite und feinkörnige Kalksandsteine, die am ehesten zur **Glosbach-Formation** gehören können und stellenweise mittel- bis feinkörnige Brekzien mit den für diese Ybbsitzer Unterkreide typischen Dolomitkomponenten.
2. Feinkörnige dunkle harte glaukonitische Sandsteine, rissige siliziklastische feinkörnige Sandsteine mit SM-Spektren von überwiegend Zirkon (? wegen der Feinkörnigkeit) und immer geringe Mengen von Chromit!
3. Bunte (rote und grünliche) Tone mit dünnen feinkörnigen Kalksandsteinbänken, meist verrutscht.

Die Sandsteine und bunten Tone können der **Ybbsitz-Formation** zugerechnet werden. Die Folge ist sehr stark gestört, die Gesteine sehr kalzitisiert, die Gegend großflä-

chig verrutscht. Wie ungemein tektonisiert diese Zone ist, zeigt ein Aufschluss eines zwischen diese Folgen eingeschuppten Kalkmergels, der saiger steht und ein unter-eozänes Alter ergeben hat (NP12, det. H. EGGER). Es muss sich um eine **Einschuppung der Agsbach-Formation** der Laab-Decke handeln, die im östlichen Streichen auch über das Traisental verfolgbar ist.

An der Böschung der Straße zum Kulmhof westlich vom Hof nach der Abzweigung der Nebenstraße in das Reisenbachtal wurde ein Block eines ultrabasischen Gesteins gefunden („**Ophiolith**“). Ist dieser Bereich trotz der tiefen Böden und Rutschfreudigkeit noch halbwegs kartierbar, so ist das bei dem nördlich anschließenden Graben- und Wiesenbereich nicht mehr möglich. Hier dominieren großräumige Rutschkörper mit bedeutenden Massentransporten sowohl gegen Westen über den Blattrand hinaus, als auch gegen die Siedlungen im Traisental, wie sich im Grabenbereich über dem Siedlungsgebiet zwischen 440 und 520 m SH zeigt. Blockwerk mit bis zu mehreren Kubikmetern Größe ist auffallend oft aus dunklem, kalkig-kieseligen und glaukonitischem Sandstein und es besteht der Verdacht, dass sich darunter wohl auch der eine oder andere Ophiolithblock verbergen könnte.

Nördlich davon schließt der morphologisch auffallende Rücken des Buchberges an, der aus dem kalkigen Flysch in der Fazies der Zementmergelserie besteht. Gegen Südosten rutschen Großschollen gegen das Traisental ab. Der Rücken ist beidseitig, im Norden wie im Süden von siliziklastischem Sandstein der Ybbsitz-Formation ummantelt, bei dem der beachtliche Gehalt an Cromitkörnern im SM-Gehalt hervorzuheben ist (bis 6 % der transluzenten Körner). Dieser Zug des Buchberges grenzt im Norden an die morphologische Furche, durch welche die Gresten-Klippenzone verläuft. Ganz am Blattrand reicht noch ein Keil von Laaber Schichten in der sandsteinreichen Fazies der Hois-Formation auf das Kartenblatt, von den anderen Sandsteinen unterscheidbar durch den dominierenden Zirkongehalt im SM-Spektrum. Der breite Streifen dieser Hois-Formation auf dem angrenzenden Blattbereich des Blattes 55 Ober-Grafendorf endet hier an einem Bruch und ist erst wieder nach etwa 10 km in klassischer Weise im Osten ab Rohrbach in breiter Entwicklung vorhanden.

Die „Zementmergelserie“ des Buchberges ist eine Besonderheit im gesamten Verlauf der Ybbsitz-Klippenzone. Im klassischen Gebiet um Ybbsitz ist sie weit verbreitet und dort in der geologischen Karte, Blatt 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988), als Steinkeller-Schichten (nach der Katastralgemeinde Steinkeller) bezeichnet worden, um ihre besondere Stellung als Schichtglied der Ybbsitz-Klippenzone zu betonen. Ab dort gegen Osten ist sie nicht mehr angetroffen worden, erst ab Eschenau (1 km westlich der Blattgrenze) ist sie wieder vorhanden und hat im Buchberg ihre größte Verbreitung. Sie reicht noch ein Stück über das Traisental und verschwindet bei Wiesenfeld.

Den besten Einblick in den Gesteinsbestand gibt ein aufgelassener Steinbruch 200 m westlich der Kote 348 (Kreisverkehr der B 20 bei der Abzweigung der B 18 in das Gölsental) auf etwa 400 m SH. Eine über 10 m mächtige aufrechte Folge von Bänken mittel- bis feinkörniger Kalksandsteine fällt hier sehr flach mit 10–20° gegen Süden, dazwischen sind Kalkmergel bis 10 cm, die stellenweise Helminthoidenspuren erkennen lassen. Solche sind

nicht selten, in einem Weganriss etwa 800 m westlich davon hinter dem Hof auf etwa 520 m SH waren besonders schöne zu sehen. Der von diesem Hof gegen Osten zur Traisen führende Graben schließt dünnbankige Kalksandsteine und Kalkmergel auf, deren Nannofossilien ein Alter von Unter- bis Mittel-Campanium anzeigen (Nannozoneen CC19–20). Die sehr gestörte Folge und starke Kalksinterbildung steht sicher im Zusammenhang mit dem nördlich davon durchstreichenden schmalen Aufbruch der Buntmergelserie der Gresten-Klippenzone.

Ansonsten sind diese kalkigen Gesteine kaum aufgeschlossen anzutreffen, aber fast immer deutlich als Rollstücke oder in Weganrissen im Verwitterungsschutt erkennbar. Die verwitterten Kalksandsteine sind dann meist ausgelagert, die Kalkmergelsteine durch ihre hellgrau-milchig anwitternde Oberfläche erkennbar. Es ist die Fazies der „Zementmergelserie“. Sie wurde hier auf Blatt 56 St. Pölten in Anlehnung an eine einheitliche Formationsgliederung des Rhenodanubischen Flysches (EGGER & SCHWERD, 2008), die von den Gegebenheiten der Flysch-Hauptdecke bzw. der Greifenstein-Decke ausgeht, von den Bearbeitern dieses Blattes als Röthenbach-Subgruppe bezeichnet (ĆORIĆ et al., 2016, 2017). Nach der Gliederung der Röthenbach-Subgruppe im Ammergebirge der westlichen Bayerischen Alpen würde diese Fazies am ehesten der Kalkgraben-Formation entsprechen.

Das wirft die Frage auf, ob die Formationsnamen der Greifenstein-Decke für die Abfolgen der Ybbsitz-Klippenzone trotz Ähnlichkeiten der Fazies so einfach übernommen werden können. Das ist nach Meinung des Autors aus mehreren Gründen zu bezweifeln. Die Ybbsitz-Klippenzone hat deutliche Anklänge zum südpenninischen Raum. Auch wenn hier in den östlichen Ostalpen eine trennende Schwelle im Penninikum nicht mehr vorhanden gewesen zu sein scheint, sind doch zwischen der Abfolge der Greifenstein-Decke und der Ybbsitz-Klippenzone auch in der Kreide sehr deutliche Unterschiede festzustellen. Die kieselige Entwicklung der Unter-Kreide (= Glosbach- und Haselgraben-Formation), die Entwicklung der Bunten Fazies und die Chromitführung der Sandsteine (= Ybbsitz-Formation), alle diese Abfolgen mit hohem Anteil an detritärem Dolomit (u.a. HOMAYOUN & FAUPL, 1992) haben zu Recht zu eigenständigen Formationsnamen geführt. Um auch in der Nomenklatur klare Zuständigkeiten zu assoziieren, sollte es auch bei der „Zementmergelserie“ sein, dem – bisher – jüngsten Schichtglied der Ybbsitz-Klippenzone. In Verfolgung der Ybbsitz-Klippenzone gegen Osten in den Raum von Wien und deren Ähnlichkeiten mit der Klippenzone von St. Veit würde wohl für diese „Zementmergelserie“ hier der Name Kahlenberg-Formation viel eher zutreffen. Mit diesem Namen steht sie auch in der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004). Der Autor stimmt dem Vorschlag von EGGER (2013) nicht zu, der Kahlenberg-Decke und besonders der Klippenzone von St. Veit eine besondere stratigrafische und tektonische Eigenständigkeit abzusprechen und sie zu Schuppen der Greifenstein-Decke abzustufen. Die Verfolgung der Ybbsitz-Klippenzone gegen Osten und deren Bezug zur Klippenzone von St. Veit auf ÖK-Blatt 57 Neulengbach sollte zu einer Klärung beitragen. Sie ist für das laufende Jahr geplant.

Die Greifenstein-Decke im Gebiet des Kreisbaches

Zum Unterschied von den gestörten Bereichen westlich Wilhelmsburg ist hier eine mächtige, kaum gestörte Schuppe vorhanden, die sehr regelmäßig mit durchschnittlich 40° gegen Süden einfällt. Sie soll hier als **Kreisbach-Schuppe** bezeichnet werden, ohne dass dieser Name Anspruch auf diese gesamte Struktur erhebt, die sich über das ganze Kartenblatt sehr regelmäßig bis zum östlich anschließenden Blatt 57 Neulengbach erstreckt.

Die Laserscan-Aufnahmen dieser Gegend lassen regelmäßige ENE–WSW streichende Strukturen erkennen, in den nach Süden zum Kreisbach führenden Gräben sind die SSE fallenden Bankfolgen gut aufgeschlossen und können räumlich über weite Strecken verfolgt werden. Das gab u.a. die Gelegenheit zu prüfen, ob die Formationsuntergliederung der Altlenzbach-Formation, welche im Pechgraben (OÖ), etwa 100 km westlich von hier von EGGER (1995) aufgestellt wurde, hier im Ostteil der Flyschzone noch anwendbar ist. Bisher konnte sie nur noch auf Blatt 71 Ybbsitz kartiert werden (RUTTNER & SCHNABEL, 1988), bei allen weiter östlich fertiggestellten Neuaufnahmen (55 Ober-Grafendorf, 58 Baden, 57 Neulengbach – in Bearbeitung) gab es dabei Schwierigkeiten.

Im Nordhang der Rudolfshöhe mit der Ochsenburger Hütte, wo am Hangfuß gegen das Traisental die kleinen Gräben zur Traisen entwässern (Höfe Engelbauer, Grünbauer und Viereckhof), ist stark rutschendes Gelände vorhanden, die spärlichen Aufschlüsse in den Gräben zeigen siliziklastischen Sandstein, der mit seiner SM-Dominanz von bis zu 90 % Granat der transluzenten Körner typisch für die Altlenzbach-Formation ist. Durch dieses Gelände führt in ca. 360 m SH in Hanglage die II. Wiener Hochquellenleitung.

Von 400 bis 340 m SH gegen Westen Richtung Wilhelmsburg abfallend ist im deutlich versteilten Gelände die Überschiebung der Kreisbach-Schuppe mit der Zementmergelschicht nachweisbar. Die nach EGGER & SCHWERD (2008) zur **Röthenbach-Subgruppe** zusammengefasste Kalkturbidit-Folge ist nach ihren drei unterschiedlichen Fazies in drei Formationen unterteilt worden, von denen hier vielleicht zwei vorhanden sein können. Im Norden eine liegende Folge mit einer Vorherrschaft der typischen „Zementmergel“, also die **Kalkgraben-Formation**, darauf eine hangende, die mit deutlich dickeren Bänken von Kalksandsteinen Anklänge zur **Hällritz-Formation** erkennen lässt. Beide sind allerdings so unvollständig aufgeschlossen, dass hier nur gemutmaßt werden kann. Die Laserscan-Aufnahmen lassen allerdings zwei unterschiedliche Züge erkennen, die mit den Obertagsbeobachtungen in Einklang stehen. Beide weisen einen Schrägzuschnitt in spitzem Winkel gegen Westen gegen die hangende Altlenzbach-Formation aus, wo sie noch vor Erreichen des Traisentales auszustreichen scheinen.

Südlich davon schließt der beherrschende Höhenzug der Rudolfshöhe an. Er wird durch die Basis der **Altlenzbach-Formation** gebildet, welche im Nordhang nördlich der Ochsenburger Hütte in etwa 520 m SH der Röthenbach-Subgruppe auflagert und den Nordhang der Rudolfshöhe gegen Westen hangabwärts streichend bei der Eisenbahnbrücke über die Traisen bei Wilhelmsburg das Traisental erreicht. Mit einem Einfallen nach Süden von

30–40° endet dieser Sandsteinzug erst an der Südseite des Rückens Rudolfshöhe in etwa 560 m SH mit einem deutlichen Geländeknick etwa am Verlauf der Hofzufahrten Eckenbauer. Dieser „Basissandstein“ der Altlenzbach-Formation hat ein absolutes SM-Maximum von Granat mit rund 66 % und eine Mächtigkeit von rund 250 m. Er entspricht gut der **Roßkogel-Subformation** nach EGGER (1995). Der Bereich dieses Geländeknickes ist besonders schlecht aufgeschlossen.

Daran schließt stratigrafisch eine Schichtfolge an, die offenbar ohne besondere interne Störungen mit regelmäßigem Südfallen von durchschnittlich 30–50° bis zur Talsohle des Kreisbaches reicht. Es wird so in den fünf zum Kreisbach führenden Gräben um die Höfe Köpelberg, Dornnach, Wolfshütten und Wolfsberg eine Folge von etwa 600 m primäre Mächtigkeit erschlossen. In den Wiesen der Ursprungsbereiche dieser Gräben sind praktisch keine verwertbaren Aufschlüsse zu finden. Einige wenige Rollstücke und kleine künstliche Aufschlüsse mit Hinweisen auf eine kalkig dominierte Flyschfolge sind wohl zu wenig, um daraus das Vorhandensein der Ahornleiten-Subformation (EGGER, 1995) in diesem Raum zu bestätigen. Abweichend von dem bei weitem vorherrschenden Südfallen gibt es aber besonders im Oberlauf des Grabens östlich Eckerbauer in 470–520 m SH auch deutliches Nordfallen und vom E–W-Trend abweichendes Streichen, besonders auffallend durch viele helle Kalkpelitbänke. Vielleicht sind das in dem hier so schlecht erschlossenen Abschnitt Anklänge an diese Ahornleiten-Subformation, die sich hier in gestörter Form verbirgt.

Praktisch nicht nachzuweisen ist die an der Typlokalität im Pechgraben entwickelte Kotgraben-Subformation aus dickbankigen siliziklastischen Sandsteinen, denn in den Oberläufen der Gräben findet sich schon ab ca. 480 m SH, also schon in den Ursprüngen dieser Gräben zwischen siliziklastischen Sandsteinbänken die erste der auffallenden charakteristischen hellgrau-weißlichen Mikritbänke, die nach EGGER (1995) typisch für die **Acharting-Subformation** sind. Es sind derer gar nicht so wenige, vier solcher Bankbereiche (manche Bänke wiederholen sich mehrmals bis zu 3 x) konnten über den gesamten, etwa 4 km weiten Raum durchverfolgt werden. Sie sind laut EGGER für den Maastrichtium-Anteil der Acharting-Subformation typisch, was hier bestätigt werden kann (Nannozone CC26 etwa bei der höchsten Bank im Profil schon fast im Talgrund des Kreisbaches). Auch die sogenannten „Mürbsandsteine“ – grobkörnige, sehr mürb verwitternde massige Quarzsandsteine ohne erkennbare Internstrukturen – fehlen hier nicht. Es wechseln mittelbankige Turbidite aus meist siliziklastischem Detritus mit Abschnitten dünnbankiger Tonmergel und Tonsteine, die aufschlussbedingt nicht so hervorstechen. Zwei Abschnitte sind aber durch das Vorherrschen von sandsteindominierten Bänken auffallend, die im oberen Teil dieses Abschnittes liegen – vielleicht sind sie mit dem „Saurüssel-Sandstein“ aus der Mondseegegend vergleichbar (EGGER, 1995: 83). In diesem gesamten Abschnitt des Maastrichtiums ist eine Granatvormacht im SM-Spektrum festzustellen, die Strömungsmarken an den Bankunterseiten zeigen einen Materialtransport von Osten nach Westen an – die typische Fazies des späten Maastrichtiums der Altlenzbach-Formation.

Im Talgrund des Kreisbaches ist die Kreide/Paleogen-Grenze zu denken, ab hier zeigt der SM-Detritus den Umschlag

von Granat zur Zirkondominanz an. Die von EGGER (1995) in der Acharting-Subformation hervorgehobene Nannozone NP2 konnte hier nicht gefunden werden.

In der ersten auffallenden Versteilung der Südhänge von etwa 400–460 m SH zieht hier eine auch im Laserscan sehr deutlich erkennbare Serie von mittel- bis dickbankigen harten, kalkigen Sandsteinen durch, die eine Mächtigkeit von etwa 150 m erreicht. Die Bänke sind an der Basis oft auffallend grobkörnig und weisen trotzdem ein SM-Spektrum mit Zirkonvormacht von bis zu 75 % auf. Weiter in das Hangende beginnt nun eine pelitdominierte Folge von dünnen Tonmergel- und Siltsteinbänkchen, deren Nannofossilführung spärlich ist, die aber trotzdem Alter der Zonen NP4–5 nachweisen lassen. Erst gegen die hangenden etwa 100 m wird die Folge kalkiger und es lassen sich die Zonen NP7 und besonders deutlich NP8 und NP9 (Ober-Thanetium) nachweisen.

Diese insgesamt etwa 250 m mächtige dünnbankig-pelitische Folge lässt sich gegen Osten bis in die Ursprungsgerinne des Kreisbaches um die Höfe Grillerberg und Haferberg verfolgen, wo sie in der Senke nördlich der Kote 614 am Kamm in das Perschlingtal streicht. Besonders gute Aufschlüsse dieser Serie sind in den Prallhängen des Grabens südlich der Kote 443 zu sehen.

Ganz besondere Bedeutung hat diese Folge aber durch ihre Rutschfreudigkeit, die Rutschung „Daxböck“ nördlich Stoiberlehen hat in dieser Zone ihren Ursprung. Sie ist seit bereits über 20 Jahren im Geologischen Dienst im Amt der Niederösterreichischen Landesregierung amtsbekannt und ist seither durch die umfangreichen Sanierungsmaßnahmen ein Lehrbeispiel einer komplexen Rotationrutschung geworden (SCHNABEL et al., 2013: 306–309, Abb. 15, 16).

Die gesamte pelitreiche Folge endet nach etwa 250 m Gesamtmächtigkeit an der Überschiebung der nächstsüdlichen Schuppe, die wieder mit der Zementmergelserie (Röthenbach-Subgruppe) beginnt.

Die gesamte hier lokal so benannte Kreisbach-Schuppe weist damit einen offenbar weitgehend ungestörten Schichtstoß von insgesamt etwa 1.800 m auf (300 m Röthenbach-Subgruppe, 1.500 m Altlenzbach-Formation). Sie lässt sich damit gut mit den entsprechenden Referenzprofilen vergleichen, z.T. sogar mit faziellen Besonderheiten. Es ist schon bemerkenswert, mit welcher Konsistenz über hunderte von Kilometern hinweg diese Subformationen offenbar bis in Einzelheiten übereinstimmende Merkmale aufweisen, auch wenn sie nicht alle vollständig vertreten sind.

Das soll aber nicht bedeuten, dass es nicht auch hier im Kreisbach regionale tektonische Strukturen von Bedeutung gibt. Mehrere weite Faltenstrukturen im Unterlauf der Gräben zwischen Wolfshütten und Geisriegel weisen übereinstimmende flache Achsen bis 30° auf, direkt im Talgrund am Kreisbach ist fallweise enge horizontale Faltung in generell E–W-Richtungen feststellbar. Besonders gestört ist der Bereich unmittelbar an der Überschiebung der nächsthöheren Schuppe in halber Höhe des Hügelszuges Katzelsdorfer Höhe. Diese lokalen Störungen dürften aber wenig Einfluss auf die Hochrechnung der Gesamtmächtigkeit haben.

Die der Kreisbach-Schuppe im Süden folgende tektonische Einheit soll hier die Lokalbezeichnung „**Schuppe der**

Katzelhofer Höhe“ gegeben werden. Sie ist, wie sich aus den großflächigen Aufnahmen für das Blatt 56 St. Pölten gezeigt hat, der westlichste Teil einer über das gesamte Blatt hinwegstreichenden Schuppe der Greifenstein-Decke mit einer Breite von durchschnittlich 2 km und besteht fast nur aus einer Schichtfolge der Altlenzbach-Formation. Zentral in der Mitte des Blattes liegt die Ortschaft Michelbach, die sich als namengebend anbietet.

Alle vom Süden dem Kreisbach zuführende Gräben treffen in Höhen von etwa 400 m SH (Gräben Münichwald) bis 460 m (Gräben westlich Luech, westlich und östlich Kögelhof) und 500 m (Graben Gradenberg) die Basis dieser Schuppe in Form der Röthenbach-Subgruppe an. Diese mit durchschnittlich 30–45° gegen Süden einfallende Serie erreicht etwa 180 m Gesamtmächtigkeit, ist aber offenbar intern gestört. Vereinzelt Achsen fallen flach bis mittelsteil gegen Osten ein, an der Basis sind sie stellenweise sehr steil und weisen vertikale Achsen auf. Es wurden Nanno-Alter von CC18, 19 und 21 festgestellt (det. H. EGGER), also Unter- bis Mittel-Campanium, ohne dass diese in einer stratigrafischen Abfolge sind. Interne Verschuppung ist anzunehmen, da dazwischen auch bunte Schiefer immer wieder festzustellen sind. Helmintoidenspuren sind häufig, es ist also die Fazies der **Kalkgraben-Formation** (Zementmergelserie s. str.). Gegen oben schließt die Serie mit wenigen Metern der **Perneck-Formation** („Oberste Bunte Schiefer“) ab, die besonders deutlich in den Gräben östlich Kögelhof beobachtet wurden. Die Serie streicht am Kamm südlich der Kote 614 in das Perschlingtal.

Im Süden schließt die Basis der Altlenzbach-Formation in Form dickbankiger siliziklastischer Sandsteine an, die SM-Spektren weisen ein Granat-Maximum aus, Alter allgemein Maastrichtium. Die massigen, z.T. grobkörnigen Sandsteine erlauben eine Zuordnung zur **Roßgraben-Subformation**. Im Laserscan, wo das Streichen besonders ausgeprägter Sandsteinpartien deutlich verfolgt werden kann, ist abzulesen, dass diese Subformation auch den Kamm der Katzelsdorfer Höhe mit der Kote 673 aufbaut.

Die Fortsetzung der Schichtfolge gegen das Hangende ist im westlichen Graben „Münichwald“ zur Zehethofer Höhe zu verfolgen. Wie schon oben erwähnt, schneidet hier in etwa 400 m SH die Basis der Schuppe der Katzelhofer Höhe mit der Kalkgraben-Formation (Zementmergelserie) durch. Ihr folgt gegen Süden die Roßgraben-Subformation. Im Graben ab 440 m SH tritt die erste helle Kalkmikritbank auf, sie streicht gegen Osten über den Hang des Münichwaldes in die Ursprungsgerinne des östlichen Grabens und trifft auf die Forststrasse südlich Holz in einer Höhe von 570 m SH. Der Höhenrücken nördlich Wiesbauer liegt also schon in Äquivalenten der Acharting-Subformation, es fehlen wieder Hinweise auf das Vorhandensein einer Ahornleiten- und Kotgraben-Subformation. Im Graben setzt diese Serie mit etlichen der Kalkmikritbänke und Maastrichtium-Alter bis zur SH 480 m fort, wo ein Nanno-Alter bereits „Tertiär“ anzeigt. Es folgt die schon im Kreisbachtal erkannte Serie mit den dickbankigen harten Kalksandsteinen. Sie streichen gegen Osten zum Brandstätter und bilden dort offenbar die flache Kuppe westlich des Hofes. Damit ist hier die südliche Grenze der Schuppe der Katzelhofer Höhe erreicht. Es schließt im Süden eine komplizierte Schuppenzone an, deren Rolle im Zusammenhang mit der durch das Schwarzenbachtal streichenden Aufbruchzone mit älteren Flyschformationen zu

sehen ist, insbesondere solchen der höheren Unterkreide und tieferen Oberkreide. Sie sind hier im westlichsten Teil in der Talfurche von Rotheau erschlossen.

Die Kreisbach-Störung

Der gesamte Schichtstoß wird im Westen aber durch eine bedeutende Störung in NNE–SSW-Richtung zerschnitten, dessen genaue Lokalisierung gerade durch diese möglich gewordene Untergliederung dieses mächtigen Schichtstoßes in lithofazielle Untereinheiten möglich wurde. Auch im Laserscan ist deutlich sichtbar, wie besonders südlich des Kreisbaches das komplizierte Oberflächenrelief durchschnitten wird. Er ist leider in der Karte ÖK 56 St. Pölten (ČORIĆ et al., 2016) anders interpretiert worden, weshalb hier im Detail darauf eingegangen wird. Sie soll hier als **Kreisbach-Störung** bezeichnet werden.

Ausgangspunkt ist die Mündung des 600 m östlich des Schlosses Kreisbach von Süden in den Kreisbach führenden Münichwaldbaches, der in einem verzweigten Grabensystem vom Höhenrücken mit der Kote 589 im Westen und der Zehethofer Höhe (Kote 608) entwässert (Lokalität des Antiquitätenhofes Renz). Hier findet sich am Osthang eine dünnbankige, sehr pelitische Folge, die gut in den nannofossilarmen Abschnitt des Paleozäns passt. An der Ostseite steht ihr aber die Kalksandstein-dominierte Folge gegenüber, die im Kreisbach gut aufgeschlossen ist und sich erst wieder im Hang südlich des Schlosses Kreisbach findet, ein rechtssinniger Versetzungsbetrag also von etwa 200 m. Im Münichwaldbach ist weiter gegen Süden rund 400 m ununterbrochen mittelbankiger Flysch des Paleozäns sichtbar, bis sich das Tälchen weitert und durch Rutschgebiet und einer hier unüblich weiten sumpfigen Talverbreiterung folgend, nach einer weiteren Talabzweigung im rechten Hang die Kalkgraben-Formation (Zementmergelserie, Campanium-Alter und Helmintoiden, sehr gestört) sichtbar ist. Es handelt sich um das Ausstreichen der Basis der Schuppe der Katzelhofer Höhe. Im Westgehänge ist ein großflächiges Rutschgebiet vorhanden, das bis zu den Höhen der Höfe Am Waldreich und Waldbauer reicht. Die Fortsetzung des Zuges der Kalkgraben-Formation findet sich erst wieder ab einer Seehöhe von 460 m, sie streicht etwa im Bereich der Straßenkurve nördlich der Kote 529 über den Kamm hinweg in das westliche Tälchen. Ein rechtssinniger Versetzungsbetrag von wieder etwa 200 m, der dem im Mündungsbereich gut entspricht.

Im Bachbereich selbst beginnt nun ab einer Höhe von etwa 420 bis 500 m SH bereits eine Paleozän-Folge (SM-Zirkonmaxima, im oberen Bereich NP9-Nannoalter) die in 500 m SH von massigen Sandsteinen der Altlenzbach-Formation des Altenburg-Zuges abgelöst wird.

Entscheidend war hier die Beobachtung, dass im Münichwaldgraben die E–W-streichende paleozäne Schichtfolge angetroffen wird, der im Graben Sulzhof nur 500 m westlich davon eine der Oberkreide gegenübersteht. Beide grenzen im Süden an Altlenzbach-Formation des Altenburg-Zuges. Das plötzliche Fehlen von gut 200 m Paleozän muss tektonische Ursachen haben. Und diese Ursache ist wieder die Kreisbach-Störung, die in weiterer Fortsetzung gegen Südwesten auch den Höhenzug der Altlenzbach-Formation der Kote 589 schneidet. Die Streichrichtungen der Ost-Scholle mit den NW-Richtungen stehen in krassem Widerspruch zu den SW–NE-Richtungen der West-

scholle. Besonders deutlich bildet sich diese Gegebenheit auch im Laserscan ab. Der weitere Verlauf der Störung ist unklar. Entweder sie geht in der Überschiebung der Nordfront der Altenburg-Schuppe auf oder in der Schuppenzone der Rotheau-Mulde.

In Verfolgung der Störungsrichtung vom Kreisbach gegen Norden fällt besonders im Laserscan auf, dass die morphologisch hervorstechenden NNE–SSW streichenden Züge linkssinnig versetzt sind. Diese Beobachtung lässt sich mit den Schichtverläufen in den gemessenen Bachaufschlüssen bestätigen. Auch der Kamm der Rudolfshöhe scheint ja im Bereich der Ochsenburger Hütte gegen Norden versetzt zu sein. Vielleicht handelt es sich um die nördliche Verlängerung der Kreisbach-Störung.

Die Furche von Rotheau östlich der Traisen

Westlich und östlich der Ortschaft Rotheau, also beidseitig des Traisentalles, ist eine auffallende morphologische Senke zu beobachten. Ihre Rolle im Gebirgsbau ist durch die extrem schlechten Aufschlussverhältnisse kaum aufzulösen. Über die Verhältnisse westlich der Traisen ist schon im vorigen Kapitel berichtet worden.

Das Tal, das von der Bahnstation Rotheau-Eschenau gegen Osten zur Senke beim Hof Stadelböck führt, dürfte wohl nicht nur den Geologen, sondern immer schon auch den Anwohnern große Schwierigkeiten bereitet haben, denn die Bachläufe der sich gegen den Oberlauf verzweigenden Gerinne sind von einer ununterbrochenen Reihe von Verbauen aus mehreren Generationen von Staumauern unterbrochen. Entsprechend mühsam ist die geologische Aufnahme. Im Unterlauf rinnt der Bach zunächst rund 300 m durch einen versumpften Talboden, bis in der südlichen Böschung im Verwitterungsschutt einige schlechte Aufschlüsse mit feinkörnigen kalzitdurchhärdeten Kalksandsteinen, siltigen schwärzlichen Schiefen und grobblockig zerfallende Sandsteinen sichtbar werden. SM-Spektren zeigen eine Granatvormacht bei erhöhtem Anteil an Zirkon, es sind Anzeichen extremer Durchbewegung zu erkennen. Bei 400 m SH teilt sich der Bach. Der südliche Ast führt nun durch Blockschutt bis m³-Größe, ganz offenbar Blöcke der aus dem Südhang abgeglittenen Massenbewegung. Bis zur Wegquerung in 470 m SH rinnt der Bach durch Rutschgelände und ist durch Wehre reguliert. In kleinen Seitengerinnen sind fallweise schwärzliche teigiige Schiefer sichtbar, die auch Rotfärbungen zeigen. Bisher haben sie sich leider als fossilifer erwiesen. Die wenigen schlechten Aufschlüsse zeigen stark kalzitisierten dunklen Tonstein und quarzitisches, hartes grünliches Sandstein, alles Typen, die auf Flyschformationen der höheren Unterkreide bis tieferen Oberkreide hindeuten. Der Bach läuft ab 560 m SH in der Wiese unterhalb des Hofes Haselböck aus. Der auffallende Rücken westlich des Hofes ist ein Härtling aus Zementmergelserie (Kalkgraben-Formation).

Der nördliche Ast ab 400 m SH zeigt zunächst ein ähnliches Bild. Große Blöcke von Sandstein stammen aus einem Sporn, der vom Höhenrücken mit Kote 589 bis hierher reicht (vielleicht auch eine abgeglittene Scholle). Ab hier nehmen Aufschlüsse mit Zementmergelserie zu, die am Güterweg in 495 m SH prachtvoll aufgeschlossen ist. Sie fällt in aufrechter Position gegen Süden, das Alter ist Mittel-Campanium (Nannozone CC21), Helmintoiden sind häufig. Weiter aufwärts läuft der Bach durch extrem kal-

zitiertes dunkles Kalksandstein-Geröll und allmählich in sumpfigem Gelände aus. Darin fallen deutlich Rotfärbungen im Boden auf.

Der hier deutlich verfolgbare Zug der Kalkgraben-Formation wird begleitet von einer Sandsteinfohle, die über den Rücken gegen Osten bis über die Zufahrt zum Hof Haselböck hinweg und in die Rutschgelände östlich davon verfolgbar ist. Der Sandstein verwittert mürb und zerfällt blockig. Er hat ein SM-Spektrum von mehrheitlich Granat neben erhöhten Werten von Zirkon und Rutil. Die gesamte Erscheinungsform ist jedenfalls nicht die der Sandsteine der Altlenzbach-Formation, viel eher erinnert sie an solche des Niveaus der Reiselsberg-Formation, leider fehlt bisher noch ein verbindlicher Altershinweis.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass trotz der extrem schlechten Aufschlussverhältnisse eine gewisse Regelmäßigkeit innerhalb dieser Furche von Rotheau zu erkennen ist. Sie wird im Süden wie im Norden von der Altlenzbach-Formation begrenzt, die wieder beidseitig begleitet wird von der Zementmergelserie (Kalkgraben-Formation). Dazwischen gibt es einen extrem gestörten Bereich mit Anteilen tieferer Flyschformationen (?Reiselsberg-Formation, Bunte Schiefer fraglicher Stellung und „Flyschgault“ = Rehbrengraben-Formation), also ältere Flyschanteile. Handelt es sich vielleicht um eine Basisschuppe der Steinwandleiten-Schuppe in Form einer Rollfalte?

Die Struktur der Furche von Rotheau wird im Norden von einem Zug von Altlenzbach-Formation begrenzt, die unbedingt noch im Zusammenhang mit dieser Struktur gesehen werden muss. Er streicht schon von der Zehethofer Höhe aus Osten heran, quert die Gräben durch den Münichwald, baut nach einer Versetzung die prominente Höhe (Kote 589) auf und streicht in SW-Richtung zum Traisental. Auf ihm stand einst die heute gänzlich verschwundene Altenburg, weshalb dieser Zug hier als „**Altenburg-Schuppe**“ bezeichnet werden soll. Der Burggraben ist noch erstaunlich gut erhalten, 4 m tief und ebenso breit und zeigt massigen Sandstein der Altlenzbach-Formation. Er fällt mit 40–80° gegen SSE. Er hat mit wenigen Ausnahmen ein SM-Granat-Maximum, manchmal auch erhöhten Zirkonanteil. Auffallend ist in fast allen Spektren ein hoher Anteil an Biotit. In den Südhängen ist er von einem Zug der Kalkgraben-Formation (Zementmergelserie) begleitet, die ebenfalls gegen Süden einfällt, was eine inverse Folge ergeben würde, doch ist ein verlässlicher Kontakt nirgends zu sehen. In diesem Zusammenhang sind aber die Verhältnisse westlich der Traisen bei Rotheau (siehe oben) zu sehen, wo diese Serie gegen Norden einfällt. Es ist eben eine Störungszone.

Die Steinwandleiten-Schuppe

Angeschlossen wird hier an das über diese Schuppe schon Gesagte im Kapitel der Gegend südlich Rotheau und die Feststellung, dass diese Schuppe ohne Störung über das Traisental streicht. Die im großen Steinbruch Rotheau aufgeschlossene **Basis der Altlenzbach-Formation (Roßkogel-Subformation)** streicht östlich des Traisentales über den scharfen Rücken zur Höhe 734 m bei der Stockerhütte. Eigenartig ist, dass dieser markante Zug mit dickbankigen, an der Basis oft auffallend grobkörnigen Sandsteinen z.T. eine Zirkondominanz im SM-Spektrum zeigt. Bereits im nächsten südlichen Parallelgraben werden die

ersten der markanten hellgrau-weißlichen Kalkmikritbänke angetroffen. Im nächsten südlich anschließenden Höhenzug liegt der große (aufgelassene) Steinbruch, schon von weitem sichtbar, wenn man das Traisental vom Ort Traisen gegen Norden fährt. Dieser sowie die meisten Sandsteine dieser Gegend haben ein SM-Spektrum mit Granatvormacht bei erheblichem Anteil von Zirkon. Die gesamte Folge fällt mittelsteil gegen Süden ein und damit schlei-fend zur Hangneigung, was eine unruhige Hangmorphologie bedingt. Die Wiese südlich und westlich des alten Hofes „Stocker“ fällt überhaupt hangparallel mit 35° gegen Süden ein. Fast lückenlosen Einblick in die Schichtfolge erlaubt der Graben, der von Norden kommend bei Kalkmühle in die Gölsen mündet. Der Steinbruch nahe der Mündung liegt in der Röthenbach-Subgruppe, hier am ehesten in den Kalksandsteinen der **Hällritz-Formation**. Es ist die östliche Fortsetzung der **Halterberg-Schuppe** westlich der Traisen. Die **Altlenzbach-Formation** beginnt bei etwa 400 m SH, wahrscheinlich mit tektonischem Kontakt. Die nun folgende Schichtfolge mit regelmäßigem Süd-Fallen mit 30–45° von mittelbankigem Flysch teils siliziklastischer, teils karbonatischer Fazies erlaubt keine Zuordnung zu irgendeiner Subformation. Auffallend sind die gehäuften Campanium-Alter (meist CC20), wohl umgelagerte Formen. Die Sandsteine haben meist ein SM-Granat-Maximum. Die hochgerechnete Gesamtmächtigkeit dieser Folge bis zum Basissandstein bei der Stockerhütte kann bei dieser fast hangparallelen Lagerung nicht mehr als 400 m betragen.

Die höheren Terrassen in der Umgebung von Wilhelmsburg

Der Berichtersteller hat dazu Eintragungen auf Schrafenkarten 1:25.000 aus dem Archiv der GBA im Gelände überprüft. GÖTZINGER (1952: 45–50, 1961: A 31) erwähnt in seinen Aufnahmeberichten öfters Beobachtungen und Überlegungen hinsichtlich höherer Terrassenniveaus auch in der Umgebung von Wilhelmsburg. Zu erwähnen ist, dass er dabei offenbar sein Augenmerk nicht nur auf mit Schottern oder Resten davon bedeckte Bereiche gelegt hat, sondern darüber hinaus auch viele auffallende Verflachungen in größeren Höhen als Terrassen bezeichnet hat. Ganz ohne Zweifel gibt es eine Schotterterrasse in Dingelberg gleich östlich Wilhelmsburg, wo in einer ganz auffallenden Verflachung um den alten Vierkanthof auf den Karten sogar eine kleine morphologische Depression verzeichnet ist. GÖTZINGER hat diese Stelle nur als eine Verebnung im Sinn einer Felsterrasse vermerkt. Leider wurde die ganze Gegend in den letzten Jahren größtenteils verbaut. In Baugruben gelang es aber bis über 1,5 m mächtige Schotter aus größtenteils kalkalpinem Material zu dokumentieren. In einer weiteren Baugrube konnte in gleicher Höhe zwischen Flysch-Hangschutt und Verwitterungsschutt eine etwa 40 cm mächtige Faulschlammabildung beobachtet werden. Mit einer SH von 340–360 m liegt diese Verebnung bzw. Terrasse genau in der gleichen Höhe wie die Kiese der Älteren Deckenschotter am Ausgang des Pielachtales (Geologische Karte, Blatt 55 Ober-Grafendorf, SCHNABEL et al., 2012).

Südlich der Mündung des Kreisbaches konnten auf der auffallend flachen Kuppe in gleicher Höhe wenige Reste

von kalkalpinem Schotter gefunden und damit die Eintragung auf der Karte von GÖTZINGER verifiziert werden. Hingegen konnten die von diesem Autor auf der Verflachung darüber in einer SH von über 400 m („Rametzberg“) verzeichneten Schotter nicht aufgefunden werden, sie sind dort sicher auch nicht vorhanden. Am linken (westlichen) Gehänge der Traisen beim Hof Zauner fällt eine auffallende Verflachung und ein auffallend vorspringender Sporn in 400 m SH auf. Auch diese Verflachung ist wohl nur eine Felsterrasse, doch am Steilhang zur Traisen nördlich von Bösendörfel sind Schotterreste eingetragen, gefunden konnten aber keine werden.

Dieser Bericht ist mit Abbildungen und Kartenbeilagen im Archiv der Geologischen Bundesanstalt unter der Inv.Nr.: A 19261-KA/56/2015 einzusehen.

Literatur

- ĆORIĆ, S., EGGER, H. & WESSELY, G. (2016): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & ĆORIĆ, S. (Red.) (2017): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, 168 S., Wien.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196/1**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (2013): Neue stratigraphische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 167–174, Wien.
- EGGER, H. & SCHWED, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416, London.
- GÖTZINGER, G. (1952): Aufnahmen im Flysch auf den Blättern Ybbs und St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden-Neulengbach (Bericht 1951). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 45–50, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1955): Aufnahmen 1954 im Flysch auf Blatt St. Pölten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955**, 28–30, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen im Flysch auf Blatt St. Pölten (56) und Ergänzungen auf Blatt Neulengbach (57) und Baden (58). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956**, 37–39, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (55). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A 31–A 32, Wien.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNEN, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., SCHWEIGL, J., GRÖSEL, K., KRENMAYR, H.G. & RUPP, C. (2013): Exkursion E3 – Flysch und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Donnerstag 26.09.2013. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 270–312, Wien.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Hoher Nock“ auf dem BMN-Kartenblatt „68 Kirchdorf an der Krems“ erfolgte von Mai 2017 bis Oktober 2017. Die nördliche Gebietsgrenze verläuft von der Feichtau im Nordosten zur Steyr auf Höhe „Bahnhof Steyrling“ im Nordwesten. Die Westgrenze folgt der Steyr nach Süden bis zur Autobahnausfahrt St. Pankraz-Hinterstoder, die Südgrenze zunächst der Pyhrn-Autobahn (A 9) bis auf Höhe Stummergut und biegt dann ab nach Gsperr und läuft über Schröck-

stein bis zum Jagdhaus Rettenbach (ganz im Südosten des Untersuchungsraumes). Die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes ist mit der Blattgrenze zum benachbarten Kartenblatt 69 Großraming (Maßstab 1:50.000) ident.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011).
- Kompilierte Geologische Karte des Nationalparks Sengsengebirge 1:20.000 (LUEGER, 1991).
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).

Naturräumlicher und Geologischer Überblick

Das ca. 62 km² große Kartiergebiet (inkludiert und überarbeitet von VAN HUSEN, 2017) umfasst den Südwestabfall des Sengsengebirges vom Sengsengebirge-Hauptkamm bis nach Süden zur Teichl (Pyhrn-Autobahn). Darin enthalten ist beinahe der gesamte Westabschnitt des Nationalparks Kalkalpen. Die höchsten Erhebungen des Kartiergebietes gruppieren sich um den Hauptkamm des Sengsengebirges: von Westen nach Osten sind dies Hochsengs (1.838 m), Gamskogel (1.710 m), Rohrauer Größtenberg (1.810 m), Seehagelmauer (1.809 m) und Hoher Nock (1.963 m). Der 1.669 m hohe Hagler, der 1.437 m hohe Brettstein sowie der 1.124 m hohe Brandriegel sind wenig selbstständige, südlich vorgelagerte kleinere Gipfel. Unmittelbar nördlich der Teichl ragen steil die bewaldeten Vorgipfel Falkenstein (737 m), Rieser (888 m), Gsperrberg (865 m) sowie der Geierkogel (830 m) auf. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit 463 m ü. A. auf Höhe „Bahnhof Steyrling“.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind die Teichl, die von Windischgarsten kommend entlang der Pyhrnbahn verläuft und bei St. Pankraz in die Steyr mündet. Weitere bedeutende Nebenflüsse sind der Vordere Rettenbach („Langer Graben“) sowie der Rettenbach. Beide entwässern unmittelbar das Karst-Hochplateau des Sengsengebirges.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt im Bereich des Sengsengebirge-Hauptkammes über dem Hopfingboden für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee. Die Südseite profitiert bei Nordstaulage oftmals von deutlich besserem Wetter, weist auch geringeren Niederschlagsmengen als die Nordseite auf.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: zumindest im Osten des Untersuchungsraumes ist der stark verfallene und zerscherte Südabschnitt der „Reichraming-Decke zu sehen, auf der die Staufsen-Höllengebirge-Decke überschoben ist. Sensus TOLLMANN (1976) gehört die Reichraming-Decke zum Bajuvarikum, die Staufsen-Höllengebirge-Decke zum Tirolikum, nach MANDL et al. (2017) beide zum Tirolikum – nach letzterer Ansicht spiegelt diese Überschiebungsbahn somit deckeninterne Tektonik eines einzigen und nicht räumlich ehemals voneinander getrennten Faziesräumen wider. Im Zuge der alpinen Kompressions-tektonik überschob die tirolische Staufsen-Höllengebirge-Decke die Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung können entlang der Decken-Überschiebungsbahn sowohl auf der Reichraming-Decke, als auch auf der Staufsen-Höllengebirge-Decke gut nachvollzogen werden. Nördlich der Deckenfront wurden obertriassische bis jurassische Serien zu einer (Doppel-)Synklinale („Feichtau-Synklinale“) komprimiert, überschoben von der Staufsen-Höllengebirge-Decke unter Ausbildung einer im Nordschenkel leicht überkippten, teilweise isoklinale Deckenstirn-Antiklinale. Die normalerweise unmittelbar nördlich dieser Deckenstirn liegenden zwei großen Muldenzüge, die bereits bei TOLL-

MANN (1976) als die Größtenberg-Synklinale (im Norden) und Ebenforst-Synklinale (im Süden) beschrieben wurden, befinden sich knapp nördlich des Untersuchungsraumes bzw. werden gerade in dessen nordöstlichem Eck angeschnitten.

Schichtenfolge

Staufsen-Höllengebirge-Decke

Trias

Wetterstein-Formation; Wettersteindolomit

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk als ältestes lithologisches Bauelement dominiert die nach Süden verkippte, stark verkarstete Tafel des Sengsengebirges und tritt im Untersuchungsraum ausschließlich innerhalb der Staufsen-Höllengebirge-Decke auf. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit auf beiden Deckenkomplexen, geht sein Auftreten mit morphologisch markanten, oft wand- und gipfelbildenden Landschaftselementen einher, deutlich ausgebildet am Sengsengebirge-Hauptkamm, der nach Norden in bis zu 1.000 m hohen Wandfluchten abfällt. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes beträgt im Kartiergebiet maximal 300 bis 400 m. Scheinbar deutlich größere Mächtigkeiten werden vor allem durch starke, zum Teil isoklinale Verfaltung („Sengsengebirge-Deckensynklinale“) sowie lokale Überschiebungsbahnen nahe der Deckenstirn (Duplex und Triplex der lithostratigrafischen Schichtenfolge) hervorgerufen.

Der sehr heterogen und lokal stark variierende Ausbildung des Wettersteinkalks im Kartiergebiet liegt ein Lithotypen-Schema zugrunde, das allerdings aufgrund der Unzugänglichkeit vieler Areale am Südabfall des Sengsengebirges nicht konsistent auskartiert werden konnte. An der Basis treten bis zu 50 m mächtige, dunkle, dünn- bis mittelbankige, detritusreiche Karbonatgesteine ähnlich der oberen Reifling-Formation auf („Wetterstein-Übergangskalk“, KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ, 1967). Da diese Übergangsfazies zeitgleich zur langsam progradierten Wetterstein-Karbonatplattform entstand, sollte sie als deren Vorriffschutt dieser zugeschlagen werden und nicht, wie von TOLLMANN (1966) und LEIN (1989) postuliert, als eigene lithostratigrafische Einheit verwendet werden („Raming-Formation“). Die relativ grobkörnigen Kalksteine lassen sich als gut gebankte, allodapische Rudstones mit vorwiegend Riffschutt-Detritus und vorwiegend allochthon gebildeten Algenmikriten beschreiben. Zum Hangenden nehmen die Anteile von autochthonen Sedimenten in Form von Bioklasten und Riffbildnern (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones) sowie Kalkalgen (Dasygladaceen) zu. Dieser über den Basis-Riffschuttkalksteinen folgende, typische Hauptanteil der Wetterstein-Formation ist typischerweise zweigeteilt:

- a) ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger, selten dünn- bis mittelbankiger, dichter Algenmikrit in Vor- und Rückrifffazies („Lagunen- oder gebankte Fazies“), teilweise mit noch gut erhaltenen, zerfallenen Kalkalgenresten (Dasygladaceen). Diese gebankte Lagunenfazies besteht einerseits aus mächtigen, z.T. sehr dickbankigen Schutt-Kalksteinen der proximalen Halde des Vorriffs (allodapische Rud-

stones), andererseits aus dickbankigen, detritus- und kalkalgenreichen Lagunen-Kalksteinen des Rückriffs (Wackestones, Packstones, Bindstones). Entlang von Drucklösungsbahnen bildeten sich oft sekundäre Dolomitisationshöfe sowie stellenweise auch quadratmetergroße Bereiche von stark dolomitisierten Kalksteinen. Die bereichsweise gelblichweißen bis hellgrauen, oftmals schichtungsgelosen, manchmal rauwackoiden Karbonatgesteine zeigen mm- bis dm-große Intraklasten: diese sind sowohl aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten (Stromatactis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten.

- b) ein ungebankter Riffkalkstein („massige Fazies“). Hier treten vorwiegend Bindstones, Bafflestones auf, deren Primärstrukturen jedoch oft durch sekundäre Dolomitisation, Mikritisierung und Sammelkristallisation verwascht sein können.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme von Bankmächtigkeit vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergeht. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wetterstein-Formation zu erkennen und wird als deutliches Anzeichen eines langsam gegen die Beckenbereiche progradierenden Wetterstein-Riffes gewertet.

Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Brekzien. Erstere sind eher durch syndimentäre Vorgänge wie etwa Spaltenbildung und Verfüllung mit Resedimenten entstanden.

In talnahen Bereichen bzw. in mittleren Hanglagen des Sengsengebirge-Südabfalls ist größerflächig eine dolomitische Variante der Wetterstein-Formation erschlossen, so zwischen der Helmalm bis zum Weiler Spering sowie im Bereich Rohrauerfichten und Brandriegel bis zur Jagdhütte Gsol. Auch die Südseite von Falkenstein und Rieser wird von ihnen aufgebaut. Hier liegen sedimentär entstandene, nur selten tektonisch begrenzte Vorkommen von hellen, teilweise stark tektonisierten Dolomitsteinen, die aufgrund ihrer auffallend hellen Gesteinsfärbung und einem den typischen Wettersteinkalken sehr ähnlichen Habitus mit oft noch erkennbaren biogenen Primärstrukturen (wie zerfallenen Kalkalgenresten) entsprechend dem „**Wettersteindolomit**“ zugerechnet werden.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist in den genannten Vorkommen nur am Pernkopf (Falkenstein-Massiv) leidlich und faziell stark verwaschen erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zur stratigrafisch hangenden Lunz-Formation ist lediglich an einer Lokation gut aufgeschlossen, kann jedoch in vielen Bereichen wie an der Rohrauerfichten, nahe Saubach sowie am Wanderweg von Spannriegl zum Rießriegl morphologisch eingegrenzt werden. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen vorkommen-

de Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Am eindrucksvollsten wie lithologisch am heterogensten ist die Wetterstein-Formation entlang des Sengsengebirge-Höhenweges erschlossen, am zugänglichsten bleibt sie entlang des Fahrweges im „Langen Graben“ entlang des Vorderen Rettenbaches.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007).

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent zur Wetterstein-Formation steht im Untersuchungsareal lediglich auf der Südseite des Sengsengebirges nahe der Teichl an (Südabfälle des Falkensteins und Riesers). Aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit und steilen Lagerung bildet die Formation vor allem am Falkenstein markante Wandstufen.

Die Gesteine der Reifling-Formation lassen sich als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit welligen Schichtflächen und deswegen knolligem Habitus charakterisieren. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der intensiven formationsinternen Verfallung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praesaboli* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuellen Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1) (HORNUNG, 2007).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine; Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauwacken

Julium (unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über der Wetterstein-Formation aufragend, finden sich die lithologisch sehr variablen Gesteine der Lunz-Formation ausschließlich in einem schmalen Streifen an der Basis des Sengsengebirge-Südabfalls von der Rohrauerfichten im Westen über das Gut Saubach, Spannriegl, Abrisstal, Reith und Rettenbachquelle bis zur östlichen Blattgrenze (N' Fischbach). Während

die Lunzer Kalke (auch: „Nordalpine Raibler Schichten“) als stratigrafisch hangende Einheit vielerorts erschlossen sind (sich allerdings nicht immer einfach von der liegenden Wetterstein-Formation unterscheiden lassen), sind Aufschlüsse in den weichen, entweder erosiv leicht ausräumbaren oder tektonisch reduzierten Lunzer Tonmergeln und Sandsteinen selten und auf Straßen- und tief eingeschnittene Bachanrisse begrenzt. Der unmittelbare lithologische Kontakt zum liegenden Wettersteinkalk fehlt – der beste Aufschluss des Untersuchungsgebietes liegt an der Fahrstraße vom Abrisstal zum Weiler Rießriegl.

Die vielerorts tektonisch amputierten und nur wenig mehr als 10 m mächtigen **Lunzer Tone** stellen hier die Basis der Lunz-Formation dar und haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarze, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell)Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schieferen, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014). In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. Hellglimmer führende Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohem Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Die in relativ scharfen lithologischen Wechseln den Tonen und Sandsteinen auflagernden **Lunzer Kalke** sind braungraue bis graubeigefarbene, bituminöse Karbonate mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Zwischengeschaltet sind dm-mächtige braungraue fossilfreie, laminierte Dolomite und/oder Rauwacken (rauwackoide, zellig-porösen Kalkdolomite). Das enthaltene Bitumen in Kalk- und Dolomitsteinen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Obleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz Formation mit Tonen, Mergeln und Kalksequenzen im Osten des Untersuchungsgebietes stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Einheiten erschlossen. Am besten zugänglich ist die Abfolge der Lunz-Formation entlang der Fahrstraße vom Abrisstal zum Weiler Rießriegl sowie an der Rohrauerfichten. Die Lunzer Kalke finden sich gut erschlossen in mittelbankiger Ausbildung südlich der Rohrauerfichten an einem blind endenden Fahrweg.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multi-stratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation, nOF

Tuvalium (oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation zeigt eine identische Verbreitung. Sie bildet aufgrund ihrer hier nicht allzu großen Verwitterungsresistenz oft undeutliche Verebnungsflächen.

Aussagen über die Gesamt-Mächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen, dolokarbonatischen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem stratigrafisch hangenden Hauptdolomit nahe und lassen sich durch ihren rauwackoiden Charakter von dessen basalen Sequenzen unterscheiden. Derartige Schichtfolgen sind am Fischbach nahe der südöstlichen Kartiergrenze erschlossen.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNUNG, 2008). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Sabkha-Klima gelegen haben.

Hauptdolomit-Formation; Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung; geringmächtige Einschaltungen von Seefeld-Subformation

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Neben der Wetterstein-Formation ist der Hauptdolomit im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Staufengebirge-Decke und vorwiegend in einer durch zwei Aufschiebungen tektonisch begrenzten, durch einige dextrale Seitenverschiebungen zerscherten Schuppe („Wipfelboden-Antiklinale“) flächig erschlossen. Die höhere Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits gegenüber der liegenden Wetterstein-Formation bedingt deutlich verringerte Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Während im Bereich der Staufengebirge-Decke das stratigrafisch Hangende nicht erschlossen ist, grenzt die Hauptdolomit-Abfolge auf der Reichraming-Decke im Nordosten (Feichtau) an Kössen-Formation, bzw. wird das Top des Hauptdolomites faziell durch Plattenkalke vertreten.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomites machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei ca. 600 bis 700 m bewegen.

Der **Hauptdolomit** liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Forstweg zwischen Höll- und Taschengraben nördlich oberhalb Koppen auf, teilweise auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie an der Forststraße vom Rohrauergut zur Rohrauerfichten, stellenweise auch massig und komplett tektonisiert wie am Fahrweg Teichlberg. Diese Lithologie-Typen treten oft isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-stengelige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung kommt an einigen Stellen eine z.T. dickbankige kalkige Variante vor. Diese Vorkommen von „**kalkigem Hauptdolomit**“ ziehen im Westen von der flachen Kuppe des Wipfelbodens in zwei schmalen Zügen von der Rohrauerfichten in Richtung Gsperrberg sowie in gleichfalls zwei länglichen, W-E-verlaufenden Ausbissen zwischen Geierkogel und Reith bis nahe an die östliche Grenze des Untersuchungsraumes. Abgesehen von einer mittelbankigen Variante am Rettenbach, die dem hangenden Platten- und Dachsteinkalk erstaunlich ähnlich sieht, ähnelt dieser Lithotyp meistens von Habitus und erkennbarer Mikrofazies stark dem „klassischen“ Hauptdolomit s.l., zeigt aber eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings in der Regel geringer als im Platten- und Dachsteinkalk und spricht für einen deutlich verringerten Karbonatgehalt. Dabei ist die stratigrafische Position im Untersuchungsgebiet – anders als in HORNUNG (2017a, b) beschrieben – nicht in vermittelnder Position am Top der Hauptdolomit-Formation, sondern liegt eher im unteren und mittleren Abschnitt, teilweise unmittelbar hangend der Opponitz-Formation wie rund um den Weiler Saubach.

Unmittelbar südlich des Jagdhauses Rettenbach schneidet ein neu angelegter privater Forstweg geringmächtige Einschaltungen von stark bituminösen, grauen bis dunkelgrauen, dünnbankigen kalkigen Dolomitlagen auf, die bankintern feinstlaminiert sind und vom Typ her der „**Seefeld-Subformation**“ sensu BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) entsprechen. Sie dokumentieren Ablagerungen von flacher Beckendepression innerhalb lagunärer Abfolgen mit Wassertiefen unterhalb der Normalwellenbasis. Sie wurden unter stark verringertem bis gänzlich fehlendem Sauerstoffgehalt sedimentiert, vermutlich hervorgerufen durch eine ausgesprochene Stratifikation von litoral gebildetem, salinarem Tiefenwasser. Durch den fehlenden Sauerstoffgehalt fehlte zersetzendes (Mikro)Endobenthos zur Gänze – dadurch konnte sich die primäre Feinstlamination des Sediment-Faulschlammes gut erhalten. Das hier kartierte Vorkommen ist zu klein, um in der Geologischen Karte 1:10.000 berücksichtigt werden zu können.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlüsse lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Fazies-Merkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomites sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),

- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen, siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege als Weganrisse oder teilweise auch als kleine Gruben zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Reichraming-Decke

Trias

Hauptdolomit-Formation

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Hauptdolomit steht im diesjährigen Untersuchungsraum auf der Reichraming-Decke lediglich am Sockel der mächtigen Nordabstürze des Sengsengebirges an (Hochsengs bis Hoher Nock). Da zwischen dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirge-Decke und der Reichraming-Decke kein lithologischer Unterschied festgestellt werden konnte, wird für die nähere lithologische Beschreibung auf jene der Staufen-Höllengebirge-Decke verwiesen.

Plattenkalk und Dachsteinkalk, nPK

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Wo der von der Feichtau abfließende Niklbach oberhalb des Hopfingboden ein etwas gemäßigteres Gefälle erreicht, verzahnt der Hauptdolomit faziell mit Plattenkalk-Sequenzen; auch an den Südabhängen des Langfirstes sowie unmittelbar östlich an die Feichtauer Seen angrenzend wird der oberste Abschnitt des Hauptdolomits faziell durch dünn- bis mittelbankige Plattenkalke sowie dickbankige Kalke vom Typ „Dachsteinkalk“ vertreten. Aufgrund dieser faziellen diachronen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 100 m liegen.

Die Platten- und Dachsteinkalke am Niklbach entlang des Wanderweges vom Hopfingboden zur Feichtau sind schlecht erschlossen, lassen aber eine ausgesprochene Mittel- bis Dickbankigkeit mit ebenen Schichtflächen erkennen. Die nur geringmächtige Abfolge am Ostufer des östlichen Feichtausees ist eine fazielle Verzahnung dickbankiger, karbonatarmer Hauptdolomit-Horizonte mit dünn- bis mittelbankigen, karbonatischen Plattenkalk-Bänken. In beiden Fällen handelt sich um hellgraue, muschelartig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu Letzterem sind einerseits der hohe Kalkgehalt und die damit verbundene sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit entlang einer etwas tieferen, beckenwärtig führenden Rampe bzw. an kleinen, leicht erhabenen Patchreefs gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalk-Vorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der hier beschriebenen Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein, bzw. leicht über diese hinausgehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit vom oberen Alaunium bis unteren Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation treten ausschließlich in der Ebenforst-Synklinale auf, deren teilweise durchscherter Südschenkel gerade noch von Nordosten auf das Kartiergebiet ragt. Am besten erschlossen sind die Sequenzen am Beginn des Aufstieges von der Feichtau zum Hohen Nock unter dem Haltersitz. Die hier südfallende Abfolge verzahnt faziell mit dem synchron abgelagerten Oberrhätalk und bildet aufgrund des hohen Mergelgehaltes schwere, zähe und lehmige Böden mit hoher Anfälligkeit zu lokalen Rutschungen (südöstlich der Feichtauhütte). Die diachrone Fazies-Verzahnung zu den Oberrhätalken ist nirgends direkt erschlossen und kann lediglich aus dem Kartenbild gefolgert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit Oberrhätalken erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge

kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und b) fossilreichen bioklastischen Kalken ausgebildet sein. Nahe der Einmündung des Wanderweges aus dem Blößenbachtal zum Haltersitz finden sich vorwiegend detritäre Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch. Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus den im Kartiergebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätalken ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSZYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartiergebiet fließend aus Kössener Kalken bzw. Mergeln oder lagert – wie unter dem Haltersitz – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem stratigrafisch Liegenden und Hangenden konturiert er in erosiv herauspräparierten Rippen sowohl den durchsicherten Südschenkel der Ebenforst-Synklinale, besonders gut aber die Feichtau-Synklinale, die sich von der Ostgrenze über die Feichtau entlang des Niklbaches bis beinahe in den Hopfingboden zieht und dort von einer Lateralstörung unbekannter Bewegungsrichtung gekappt wird. Ausgenommen den Aufstiegsweg von der Feichtau zum Hohen Nock, wo die unter dem Haltersitz steil aufragenden Oberrhätalk-Wände gut zugänglich sind, müssen die weiteren Abfolgen der Ebenforst-Feichtau-Synklinalen mangels geeigneter Erschließung weglos erwandert werden. Die

Gesamtmächtigkeit des Oberrhätalks wird mit ca. 150 m angenommen.

Die meistens massigen bis allenfalls undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Die Oberrhätkalke scheinen im Untersuchungsraum relativ einheitlich von hellen Mikritkalken der Scheibelberg-Formation überlagert zu sein.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden im Anstehenden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartiergebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhaetium datieren (PILLER et al., 2004).

Jura

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation stehen im Kartiergebiet ausschließlich im Kernbereich der Feichtau-Synklinale an, so in einem W–E verlaufenden Streifen vom Niklbach bis nördlich des Haltersitzes und ziehen hinab in das Blütenbachtal (Blatt 69 Großraming). Die maximale Mächtigkeit liegt im Untersuchungsbereich bei wenigen Zehnermetern, dürfte sich allerdings im weiteren Gebietsumfeld auf ca. ca. 100 m belaufen (HORNUNG, 2016). Ein relativ schlechter Aufschluss des Gebietes liegt am Grat unter dem Haltersitz auf ca. 1.200 m am Aufstiegsweg vom Hopfingboden zur Feichtau und zeigt den tektonischen Kontakt einer eingequetschten Schuppe von Scheibelberg-Formation in Kössen-Formation.

Die Scheibelberg-Formation bildet in der Regel im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wellig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen bzw. -flasern aus, die teilweise horizontweise zu Hornsteinbändern angereichert sein können. Oft treten diffus verteilte Reste zerfallener Kalk- und Kieselschwämme auf. Mit diesen lithologischen Merkmalen kann die Scheibelberg-Formation im Gelände mit der Oberalm-Formation verwechselt werden – jedoch legen bei Betrachtung der liegenden und hangenden Einheiten stratigrafische Zwänge die jeweilige Einteilung eindeutig fest.

Die Scheibelberg-Formation kann als hemipelagische Hangfazies zur Rotkalk-Tiefschwellenfazies der Adnet-Formation bzw. zu der Crinoidenspatkalk-Fazies der Hierlatzkalke interpretiert werden. Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die in einem kleinen Vorkommen knapp nördlich der Gebietsgrenzen im Bereich der Polzhütte (Feichtau) ansteht. „Plattformwärts“ verzahnt die Scheibelberg-Formation mit den Hierlatzkalken, so auch vermutlich am Ramsauer Größtenberg (HORNUNG, 2017b).

Bunte Jurakalke i. Allg. (tw. als tektonische Melange)

(unterer und mittlerer Jura)

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i. Allg. wurde dort kartiert, wo eine lithologische Auflösung nach

einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. In den Kernbereichen der Feichtau-Synklinale fallen rote Knollenkalke vom Typ „Adnet-Formation“ sowie rote Mergelkalke und Mergel vom Typ „Klauskalk“ auf. Der Fossilreichtum der kleinen Schuppen von Adneter Kalken – wie in der Feichtau nahe der Polzhütte beobachtet und beschrieben (LUEGER, 1991; HORNUNG, 2017b) – konnte hier nicht wiedergefunden werden.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fanden sich noch seltene Schollen von Hierlatzkalcken sowie helle Spatkalke vom Typ „Vilser Kalk“. Alle bunten Jurakalke (ausgenommen die liegende, bedeutend mächtigere Scheibelberg-Formation) sind subanstehend und äußerst schlecht aufgeschlossen, am ehesten noch mit Lesefunden nachweisbar. Deutlicher sichtbar sind die roten, mergelreichen Kalke (Adneter Schichten, Klauskalk), die zu einem schmierig-lehmigen, schweren, karminroten Boden verwittern und so leicht gefunden werden können. Die Mächtigkeiten betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Allochthone Ruhpolding-Formation (Erosionsprodukt)

Oxfordium (oberer Jura)

An den Wanderwegen nahe der Feichtau (Abstieg zum Hopfingboden sowie Aufstieg zum Hohen Nock) finden sich – meistens in ebenen Weganrissen – dunkel karminrote, teilweise kieselig gebundene Mergelkalke sowie ausgesprochene Radiolarite. Es handelt sich dabei um cm- bis dm-gebankte, ebenflächig geschichtete, karmin- bis violetttrötliche Radiolarite. Leichtestes Erkennungsmerkmal im Gelände ist die große Gesteinshärte (Gestein ritzt Geologenhammer), der Funkenschlag beim Anschlag und die auffallende Färbung. Auch charakteristisch ist der quaderartige Zerfall (Verwitterungsprodukte) mit meist glatten, leicht seidig glänzenden Bruchflächen.

Vom Typ her somit eindeutig als „Ruhpolding-Formation“ ansprechbar, ist das Problem ihre stratigrafische Position, liegen sie doch scheinbar diskordant auf Kalkhorizonten der Kössen-Formation. Deswegen wurden sie anfänglich von HORNUNG (2017b) der meist rot gefärbten Schattwald-Subformation am Top der Kössen-Formation als „kieselig gebundener Lithotyp“ zugerechnet. Jedoch ist von den Schattwalder Schichten keine kieselig gebundene Variante bekannt und auch vom Ablagerungsmilieu nicht möglich („Neritikum mittlerer Tiefe“, mündl. Mitteilung ALFRED GRUBER & HANS EGGER, GBA). Die Kieselkalke der Ruhpolding-Formation wurden höchstwahrscheinlich als distale Turbidite (sturminduzierte Trübestrome) in tiefmarinem Milieu abgelagert. In der Literatur finden sich dabei ganz unterschiedliche paläobathymetrische Angaben: nach DIERSCHKE (1980) und VECSEI et al. (1989) wurden die Radiolarite mittels Bodenströmungen und niedriger energetischer Turbidite („low-density turbidity currents“) unterhalb der Aragonit-, meist aber noch oberhalb der Calcit-Kompensationstiefe (ACD bzw. CCD) in Tiefen zwischen 400 und 2.200 m sedimentiert. GARRISON & FISCHER (1969) hingegen nehmen eine Ablagerung des Radiolarites unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD (heute bei etwa 4.500 m Wassertiefe) an.

Da demnach die Interpretation der Kieselkalke als „Schattwald-Subformation“ ausscheidet und eine Zuordnung zur

oberjurassischen Ruhpolding-Formation sinnvoller erscheint, dürfte es sich um Erosionsrelikte aus einer Zeit handeln, als die Ebenforst-Synklinale im Kern noch jüngere Horizonte über Adnet-Formation und Klausalkalke umfasste und bis wenigstens in die Ruhpolding-Formation reichte. Die sehr widerstandsfähigen Kieselkalke überstanden die Flächenerosion und konnten offenbar auch von pleistozänen Lokalgletschern nicht restlos ausgeräumt werden. Die flächenmäßig kleinen Vorkommen knapp nördlich entlang des Wanderweges von der Feichtauhütte zur Polzhütte und weiter nach Osten gegen Breitenau werden in der Karte als „allochthone Erosionsschollen“ dargestellt.

Aufgrund von Fossilfunden in ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden wird angenommen, dass die Ruhpolding-Formation der Nördlichen Kalkalpen in die Zeitspanne von Oxfordium bis basales Kimmeridgium einzuordnen ist (Diskussion in JACOBSHAGEN, 1965).

Ammergau-Formation

Tithonium bis Valangium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der Feichtau-Synklinale. Die kleinräumigen und nur unzureichend erschlossenen Vorkommen ziehen sich E-W-streichend nördlich vom Haltersitz in das Blöttenbachtal.

Es handelt sich ausschließlich um stark verfaltete, intern verquetschte und zerwürgte Mergelkalke und Kieselkalke. Typisch sind 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 Anneliden o.ä.). Häufig durchziehen bis 1 cm dicke, sparitverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz.

Das Alter der Formationen-Gruppe geben PILLER et al. (2004) mit dem Zeitbereich von Tithonium bis Valangium an.

Kreide

Schrambach-Formation

Valangium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation konturiert in einem schmalen Streifen den Kernbereich der Feichtau-Synklinale und ist lediglich im bereits oben beschriebenen steilen Kar unterhalb des Wanderweges von der Feichtau zum Hohen Nock zugänglich. Die Mächtigkeit kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch nur bei wenigen Metern bewegen.

Lithologisch ist die Schrambach-Formation durch graue bis grünlichgraue, teilweise auch grünrötliche, cm-gebankte, teils mergelig-tonige Kalksteine sowie siltige, weiche und blättrige Mergelsteine charakterisiert. Im ältesten Teil treten – im Kartiergebiet nicht erschlossen – wohl noch mikritische, dichte Kalksteine wie in der Ammergau-Formation auf (FAUPL & WAGREICH, 2000). Durch stetige Zunahme

an Ton- und Schluffsteinen ist der Übergang von der liegenden Ammergau-Formation mehr oder minder fließend.

Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen. Als vermutliches Alter geben PILLER et al. (2004) Valangium bis Aptium an.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen. Vermutlich die Zeitspanne des Riß/Würm-Interglazials repräsentiert isolierte Vorkommen einer Talusbrekzie. Hochwürmzeitliches Alter haben Niederterrassen-Sedimente, in die sich die heutigen Vorfluter Steyr und Teichl, aber auch Nebenflüsse wie der Vordere Rettenbach canyonartig eingeschnitten haben. Die Niederterrasse dürfte zeitlich mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich an einigen Regionen des Untersuchungsraumes relikthaft haben erhalten können und ihrerseits Teil eines würmzeitlichen Lokalgletschernetzes sind, der im NNW-seitigen Kar unter Hochsengs und Hohem Nock gebildet wurde und in das Hopfingtal abfloss. Auch auf der Südseite des Sengengebirges nahe der Koppenalm gibt es Hinweise auf eine – zumindest bescheidene – Lokalvergletscherung. Hinweise auf ältere Rißmoränen-Ablagerungen, deren Eisstand bedeutend höher war als jener der Würm-Vereisung und deren Endzungen nach EGGER & VAN HUSEN (2011) wohl bis nördlich von Molln reichten, konnten weder auf den Hochflächen noch am Fuß des Sengengebirges gefunden, noch deren morphologische Spuren im DGM interpretiert werden.

Talusbrekzie

? Riß/Würm-Interglazial

Karbonatisch verkittete Gehänge- oder Talusbrekzien als einstige Hangschutt- und/oder Bergsturzmassen überdeckten einst vermutlich ein wesentlich größeres Gebiet im Untersuchungsraum, lassen sich aktuell allerdings gut zugänglich nur am Fahrweg von Spering zum Lackerboden beobachten. Das angegebene Alter basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit des Brezienvorkommens beträgt ca. 5 m. Im Weganschnitt ist stellenweise noch eine diffuse, hangparallele Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Das kleinräumige Vorkommen am Lackerboden besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes ausschließlich aus Wettersteinkalken und -dolomiten. Die Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkittende Zement ist in-situ-gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Vermutlich liegen am Südabfall des Sengsengebirges größere derartige Vorkommen, können aber aufgrund der weitgehenden Unzugänglichkeiten des Gebietes nur schwer bis gar nicht erfasst werden.

Ein weiteres Vorkommen liegt in einem Anschnitt des Niklbach-Oberlaufes auf dem Feichtau-Plateau. Die hauptsächlichsten Komponenten bestehen aus Wettersteinkalk und Kalksteinen der Kössen- und Scheibelberg-Formation.

Lokalmoräne

Spätwürm

Nach VAN HUSEN (1987) sollte der Nordabfall des Sengsengebirges während der letzten Eiszeit eine nicht unerhebliche Vergletscherung getragen haben: das Nährgebiet lag wohl unter den steilen Nordabfällen zwischen Schillereck, Hochsengs und Seehagelmauer und zog sich nach Osten bis unter den Hohen Nock hin fort. Es wird angenommen, dass während des Hochglazials dieser „Sengsengebirgs-Gletscher“ in einem Westabschnitt wenigstens bis in den Talboden von Hopfing, wahrscheinlich aber auch etwas weiter nördlich in das flacher werdende Tal gegen Ramsau gereicht haben mag. So finden sich neben den in HORNING (2017b) angesprochenen Seitenmoränenresten knapp oberhalb der verfallenen Almfläche Mistleben (knapp nördlich des Untersuchungsraumes) entsprechende Moränenreste auch oberhalb des Niklbaches, an den Feichtauer Seen sowie auf der Hochfläche von Feichtau. Die Moränenreste im Hochkar unter dem Hohen Nock (oberes, orografisch rechtes Blößenbachtal) gehören zu einem Ost-Abschnitt, der in das Blößenbachtal nach Osten abfloss.

Alle Moränenreste wurden mittels digitalen Geländemodells detektiert und im Gelände verifiziert. Etwaige weitere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Die im oberen Hopfingtal und im Bereich der Feichtau liegenden Moränenreste lassen sich durch Unzugänglichkeit bzw. mangelnde Aufschlüsse nur unzureichend lithologisch beschreiben, dürften aber analog den Ablagerungen am Mistleben als stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix mit matrix- und komponentengestütztem Gefüge anzusprechen sein. Inwieweit flache kammartige Wallstrukturen als Seitenmoränenwälle diverser Rückzugsstadien zu interpretieren sind oder nur Erosionsformen darstellen, konnte nicht hinreichend geklärt werden. Die Gesamtmächtigkeit wird zwischen 10 und 20 m geschätzt.

Erstaunlich ist das vermutete Moränenvorkommen auf der Südwestseite des Hohen Nock im Bereich der Koppental. Hier zeugen schwere, lehmige Böden von wasserstauenden Schichten. Auch die im digitalen Geländemodell sichtbare Morphologie mit entsprechender, gegen Süden leicht abgegrenzter Wallform lassen auf einen Lokalmoränenrest schließen. Es dürfte sich hierbei um die Überreste eines kleineren Lokalglaziers handeln, der unter dem Schneeberg nahe dem Hohen Nock entsprang, im Kar zur Koppental und weiter über das Budergrabenkar gegen den Rettenbach abfloss. Da dort keine entsprechenden Moränenreste kartiert werden konnten, bleibt es fraglich, wie weit dieser Gletscher wirklich talwärts reichte.

Altersmäßig sollten die Lokalmoränenreste an den Nord- und Südabfällen des Sengsengebirges in das späte Hochwürm während des glazialen Maximums (LGM) einzustufen sein.

Niederterrasse

Würm

Entlang der Steyr und der Teichl, aber auch in den größeren Zuflüssen wie dem Vorderen Rettenbach haben sich die Vorfluter seit Ende der letzten Eiszeit canyonartig bis zu 15 m tief in einen konglomerierten, fest zementierten Niederterrassenkörper eingeschnitten mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten. Eine meist sehr scharfe und leicht überhängend ausgebildete Terrassenkante zeugt von einer immer noch aktiven Erosion. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Steyr und am Vorderen Rettenbach auf Höhe des Weilers Spering um die 20 m.

In den Vorkommen entlang von Steyr, Teichl und Vorderen Rettenbach handelt es sich durchwegs um in Talrandverwitterung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallin-Gerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin, wurden nicht gefunden, können aber potenziell auftreten, da das Einzugsgebiet der geschütteten Niederterrassensedimente südlich des Sengsengebirges über den Pyhrn-Gletscher Verbindung zum Enns-Gletscher hatte, der seinerseits bis in die Zentralalpen reichte. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Talrandverwitterung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Die verfestigten Niederterrassenschotter zeigen nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringt.

Faziell handelt es sich bei Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld eines würmzeitlichen Ferneisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

Dolinen

Pleistozän und Holozän

Lösungsvorgänge in verkarstungsfähigen, durch Niederschlags- und Grundwasser leicht löslichen Gesteinen wie Karbonaten i. Allg. lassen Dolinen entstehen. Vor allem die nach Süden abfallende, mächtige Kalkplatte des Sengsengebirges zeigt eine intensive Verkarstung. Hier wirkt sich vor allem das Zusammenspiel von starker Tektonisierung und damit einhergehender intensiver Klüftung der bruchhaft gegenüber mechanischer Beanspruchung reagierenden Wetterstein-Formation begünstigend auf die Dolinenbildung aus, die diese Schwächezonen der sekundär entstandenen Trennflächen als Angriffsfläche für Karbonatlösung nutzen.

Vor allem die hochgelegenen Gebiete zwischen Schillereck (Fotzen), Hochsengs, Gamskogel, Rohrauer Größtenberg, Schneeberg und südlich Hoher Nock bis zum nicht mehr ganz auf dem Kartiergebiet liegenden Gamsplan (1.902 m) zeigen eine intensive Verkarstung durch Schratten, Orgeln und vor allem Dolinen. Diese Gebiete sind weitgehend unzugänglich – die besten Einblicke gewährt der Höhenweg der Sengsengebirge-Überschreitung vom Uwe-Anderle-Biwak bis zum Hohen Nock, der durch urtümliche, weitgehend unberührte Landschaft führt.

Vor allem in den Hochkaren südlich von Rohrauer Größtenberg und Hohem Nock bis zum Melkensteinbründl sind die Dolinen exakt nach dem zugrundeliegenden bruchhaften Störungsmuster in Staffeln ausgerichtet. Ihr Durchmesser beträgt meist nur wenige Meter, kann in Ausnahmefällen aber hier bis zu 20 m und Tiefen um maximal 10 m erreichen. Es handelt sich hierbei um kleine Lösungsdolinen im engeren Sinn, bei denen das Oberflächenwasser auf den gegen Süden geneigten Karflächen relativ rasch abfließen kann und vergleichsweise kleine Hohlräume im Inneren auslösen konnte.

Erwähnenswert sind die riesigen Dolinen am Hochplateau von Hoher Nock und Schneeberg bis zur Seehagelmauer. Sie erreichen Durchmesser von bis zu 200 m und Maximaltiefen von 60 m. Auch sie sind größtenteils an größere Störungssysteme gebunden. Ihre Entstehung dürfte auf weit in das Neogen zurückreichende Suberosion zurückreichen, einhergehend mit intensiver Höhlenbildung.

Da der Bereich von Hoher Nock und Schneeberg ab Höhen von ca. 1.800 m auch während der pleistozänen Glaziale nicht vergletschert war, dürfte es sich bei diesen Regionen um alte neogene Landschaftsoberflächen handeln, die durch die Alpenorogenese zwar gehoben, veraltet und deformiert wurden, die allerdings durch fluviale Systeme keine durchgreifende Veränderung erfahren haben, allenfalls durch Niederschlagswässer. So zeigt das digitale Geländemodell vor allem rund um den höchsten Gipfel des Sengsengebirges auffallend glatte und abgerundete Landschaftsoberflächen mit ausgesprochen mächtigen (?Paläo)Bodenbildungen und Residuallehmen, die im Kontrast zu den intensiv und kleinräumig verkarsteten Hochkaren stehen, die ihres Bodens durch Ausschwemmung weitgehend beraubt wurden. Zur Klärung des Alters der fraglichen Landschaftsoberfläche rund um den Hohen Nock könnte eine intensive Suche nach Geröllen wie Augensteinen helfen. Diese granitoiden Gesteine stammen aus einer Zeit, als das heutige Relief noch Teil einer gewaltigen Schwemmlandebene war, das Material von den ab dem Miozän weit im Süden aufsteigenden jungen Alpen erhielt („Augensteinlandschaft“). So dürften zumindest die höchsten Bereiche des Sengsengebirge-Hochplateaus zu einer bis heute wenig umgestalteten Altfläche gehören, die sich von den Berchtesgadener Alpen über Dachstein und Totes Gebirge bis zur Rax in Niederösterreich zog.

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Holozän

Entlang des Verlaufes der Vorfluter Steyr, Teichl und Vorderer Rettenbach haben sich mit ca. 1 bis 4 m Niveau-Unterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassen-

reste erhalten, die eindeutig jünger sind als die verfestigten Niederterrassenschotter. Es handelt sich hier vermutlich um im Kern mittel- bis jungholozäne Gebiete mit Hochwasserschotter, auf denen auch heute noch in Hochwasserperioden akkumuliert, aber teilweise auch erodiert wird. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst analog des Einzugsgebietes vorwiegend kalkalpine, selten auch kristalline Komponenten.

Felssturz

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere – auch (sub)fossile – Bergstürze. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse (> 1.000 m³). Dabei war der Auslöser nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern einerseits vermutlich das Ausschmelzen des Permafrostkörpers, der während des Würm-Glazials wohl auch die Talregionen umfasst haben dürfte. Verbunden durch die fortwährende Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln müssen die Felsstürze jedoch nicht zwangsläufig postglazialen Alters sein, sondern können auch jünger und auch rezent noch aktiv sein. Andererseits wurden und werden Felsstürze auch durch eine besonders nach starken Niederschlagsereignissen inkompetent werdenden Lithologie (wie z.B. der Kössen-Formation) oder durch das Zusammenspiel von Trennflächengefüge, Morphologie und Gravitation ausgelöst (beispielsweise hangparalleles Einfallen von Wettersteinkalken auf der Sengsengebirge-Südseite bei gleichzeitig orthogonal auf der Schichtung stehenden Hauptkluffnetz).

Eine weitere Abgrenzung, beispielsweise von Murkörpern und Schuttströmen, besteht im weitgehenden Fehlen von Feinmaterial und dem überwiegenden Anteil von großen Komponenten in Block- bis maximal Hausgröße. Die Lithologie wird durch das unmittelbar Anstehende beeinflusst. Die Mächtigkeiten liegen für gewöhnlich im Meterbereich, Maximalmächtigkeiten bei den großen Felsstürzen des Gebietes dürften bei 15 m liegen.

Eine signifikante Häufung von Felssturzereignissen ist am Nordabfall des Sengsengebirges zu verzeichnen. Das größte Einzelereignis des Untersuchungsraumes liegt im Kar nordöstlich unter dem Hohen Nock. Ein weiterer – deutlich kleinerer – Felssturz zieht aus dem Kar zwischen Seehagelmauer und Schneeberg zu den Feichtauer Seen, ist allerdings von jüngeren Muren und Schuttsedimenten überschüttet. Sehr markant ist ein Felssturz-Ereignis südseitig unter dem Hagler. Hier fällt lagunäre und gut gebankte Wetterstein-Formation annähernd hangparallel ab. Das orthogonal auf der Schichtung stehende Kluffnetz führt immer wieder zum Ablösen kleinerer und größerer Gesteinskeile, die auf den Schichtflächen talwärts gleiten.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartiergebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die

Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler der Vorfluter Vorderer Rettenbach, Rettenbach und Fischbach sind talnah dort schutterfüllt, wo das Relief flacher wird und der Bach die Hangschuttmassen noch nicht ausräumen konnte. Dabei bilden Hauptdolomit und Wettersteinkalk (sowie zusätzlich Oberrhätalk auf der Nordseite des Sengsengebirges) die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird oft teilweise von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten. Der schluchtartig tief eingeschnittene lange Graben mit dem Vorderen Rettenbach ist aufgrund seiner V-förmig eingeschnittenen Lage und hohen Reliefenergie in seinem Oberlauf weitgehend ausgeräumt und zeigt über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit und Wettersteinkalk. Mit vergleichsweise weichen Lithologien wie Hauptdolomit und Lunz-Formation bei gleichzeitig nachlassendem Gefälle haben sich gegen die Teichl und später der Steyr entsprechend viel Schuttmassen akkumulieren können, so dass ein schmaler, aber ebener Talboden geschaffen wurde.

Die Lithologie der maximal bis 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schutt-komponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Kössen-Formation und vor allem die noch tonreichere Lunz-Formation hingegen sehr feine Abschwemmungen, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemm-Massen) Übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Holozän

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien wie die Kössen-Formation, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigen zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgreifen, wie man im Bereich der Feichtauer Seen gut erkennen kann. Viele der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen

Holozän

Im Untersuchungsraum konnten mehrere, auch tiefer in den Untergrund eingreifende Rutschungen auskartiert werden, deren Entstehung meistens von mergeligen Lithologien und darüber situierten relativ widerstandsfähigen, spröden und gravitativ abgleitenden Gesteinsmassen initiiert wird. Größerflächige Rutschungen bestehen unmittelbar südlich der Feichtau (weitläufigere Ausbisse an mergelreicher Kössen-Formation), oberhalb des Niklbaches (initiiert durch mergelreiche Ammergau- und vermutlich auch Schrambach-Formation). Gänzlich von Wettersteinkalken und -dolomiten umschlossene Rutschungen liegen im Bereich des Lackerbodens. Während die meisten kartierten Rutschkörper oberflächennah ohne tiefgreifendere Einwirkung in das Festgestein entstanden sein dürften, reicht die größte Rutschung des Gebietes südlich der Rohrauerfichten erheblich tiefer bis in das Festgestein und dürfte als Talzus Schub mittlerer Größe zu klassifizieren sein. Vermutlich wurde sie durch hangparallel einfallende Lunz-Formation initiiert, auf der darüber liegende Opponitz-Formation sowie Hauptdolomit talwärts gleiten. Die Rutschung ist weniger im Gelände als vielmehr im DGM als solche wegen ihrer unruhigen Morphologie zu erkennen, die aufgrund zahlreicher oberflächennaher listrischer Rotations-Rutschkörper entstanden ist.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Holozän

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so entlang des Vorderen Rettenbaches und Rettenbach. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, das durch ein etwas stärkeres Gefälle in den Bach-Unterläufen zum tiefer eingeschnittenen Vorfluter von Steyr und Teichl energetisch ausgewaschen wurde. Entsprechend bilden die Bachschotter im Mittel- und Unterlauf des Vorderen Rettenbaches beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Reifling-Formation bis Hauptdolomit – und andererseits von der Oberflächenmorphologie sowie der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Holozän

Die flachliegenden Talbereiche der großen Vorfluter Steyr und Teichl erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik die Akkumulation von feinen Sedimenten wie Schluffen und Sanden. Aber auch in höher über dem Vorfluter gelegenen Bereichen wie am Koppenbach hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten Gebirgszügen vorwiegend fluviativ angeschwemmtes Material anreichern

können. Hier besteht ausreichend Platz für eine vorwiegend niederschlagsgesteuerte Akkumulation, vor allem nach extremen Wetterereignissen mit viel Geschiebefracht. Der relativ kleine Koppenbach kann diese Massen an einschwemmtem Material nicht komplett ausräumen und hinterlässt einen weitgehend sanft zum Vorfluter abfallenden, flachen, relativ rasch aufsedimentierenden Talboden.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächersysteme, wie an beiden Flankenfüßen des Teichtales zwischen Stummergut und St. Pankraz, die sich vor allem durch eine sanft vom jeweiligen sedimentfördernden Bergeinschnitt abfallende, radiale Morphologie auszeichnen. Die Mächtigkeit der jeweiligen Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte meistens wenige Meter betragen, in den Schwemmkegeln aber schnell auf 20 und mehr Meter ansteigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist auch hier weitgehend von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Feinkiesen zu Feinsanden und lokal Schlufflinsen – vor allem aus Liefergebieten mit überwiegend Hauptdolomit.

Abschwemm-Massen, Solifluktionsschutt

Holozän

Vor allem die Dolomit-dominierten Mittelgebirgsregionen südlich des Sengsengebirge-Hauptkammes zeigen im Hang-Tal-Übergangsbereich Akkumulationen von Abschwemm-Massen aus rinnenartigen Einkerbungen. Sowohl Hauptdolomit als auch die dolomitische Variante der Wetterstein-Formation verwittern zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisiertes Niederschlagswasser in die Talbecken akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemm-Massen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den talnahen Flankenbereichen hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden haben sich im Untersuchungsraum nur dort bilden können, wo mächtige Wasser stauende Böden vorhanden sind – wie etwa im Bereich der Lokalmoränen-Ablagerungen rund um die Feichtau sowie im hintersten Hopfingtal oberhalb des Niklbaches. Die Mächtigkeit beträgt wohl kaum mehr als 1 m, die Bildungszeit liegt im nacheiszeitlichen Holozän.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem

Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe den Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten von Steyr, Teichl und Vorderem Rettenbach).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften bzw. großer Infrastrukturprojekte wie an der Autobahnausfahrt St. Pankraz-Hinterstoder und im weiteren Autobahnverlauf nach ESE, wo umfangreiche landschaftsverändernde Maßnahmen vorgenommen wurden.

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierberichten (HORNUNG, 2014, 2016, 2017a, b) beschriebenen, durch die nach Norden gerichtete Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichramig-Decke entstandenen kompressiven Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich über das Hopfingtal nach Osten bis an die Blattgrenze zu Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen, ist allerdings nur zu einem kleinen Teil auf dem aktuellen Untersuchungsgebiet mit der Feichtau-Synklinale als Südabschnitt der Ebenforst-Synklinal-Struktur vertreten. Interessant ist die tektonisch entsprechend stark beanspruchte Stirnfalte und Front der Staufen-Höllengebirge-Decke, deren genauer Verlauf etwas anders kartiert wurde als in der bestehenden Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006) angegeben. Ebenso erwähnenswert ist eine tektonisch zerscherte und größtenteils amputierte Synklinal-Antiklinalstruktur („Saubach-Rettenbach-Synklinale“ sowie „Wipfelboden-Antiklinale“) unmittelbar nördlich der großen Windischgarstener Seitenverschiebung südlich des Untersuchungsraumes.

Die Feichtau-Synklinale (Reichraming-Decke)

Ganz im Süden reicht der Südabschnitt der Ebenforst-Synklinale noch auf das diesjährige Untersuchungsgebiet. Der Südschenkel der in HORNUNG (2017b) beschriebenen Ebenforst-Synklinale ist südöstlich der Sonntagsmauer zerschert, verursacht vermutlich durch ein Durchschneiden der abschnittsweise mergeldominierten Kössen-Formation. Südlich davon wurde durch die Kompressionstektonik der überschiebenden Staufen-Höllengebirge-Decke die nordvergente, im Südschenkel teilweise überkippte „Feichtau-Doppelsynklinale“ geschaffen. Die Muldenschenkel werden durch Oberrhätkalk konturiert, im Muldenkern reicht die Abfolge bis zur tiefkretaischen Schrambach-Formation. Diese komplex aufgebaute Doppelsynklinale wird durch eine ENE-WSW verlaufende Überschiebungsbahn von der Ebenforst-Synklinale getrennt, kann jedoch strukturell noch zu dieser Einheit gerechnet werden.

Die Überschiebungswerte des Nordschenkels der Feichtau-Doppelsynklinale nimmt dabei von Westen nach Osten ab: auf Höhe des Anstieges vom Hopfingboden zur Feichtau bei ca. 1.100 m ist der Nordschenkel soweit kom-

plett amputiert, dass Scheibelberg-Formation bzw. eine Mélange aus Bunten Jurakalken unmittelbar auf Hauptdolomit treffen. Im Bereich Feichtau trifft Oberrhätalk auf Plattenkalk und weiter nordwärts – bereits im Kartiergebiet von HORNUNG (2017b) gelegen – besteht ein weitgehend konkordanter Übergang von der Feichtau- zur Ebenforst-Synklinale mit einem jurassischen Muldenkern mit fraglicher Allgäu-Formation. Die Grenze zwischen beiden Mulden bildet ein Sattelkern aus Hauptdolomit.

Auf dem Weg von der Feichtau zum Haltersitz überschreitet man den Oberrhätalk insgesamt dreimal und quert die Feichtau-Doppelsynklinale in ihrer gesamten Breite. Im nördlichen Kernbereich reicht die Abfolge bis zur Scheibelberg-, im südlichen Muldenkern bis zur Schrambach-Formation. Da gen Osten im oberen Blöttenbachtal nur mehr eine einfache Synklinale besteht, deren Nord- und Südschenkel gleichfalls durch Oberrhätalk konturiert werden, dürfte die Achse der südlichen Teilmulde gegen Osten auftauchen, liegt allerdings unsichtbar unter mächtigen Hangschuttfeldern begraben.

Stirnbereich Staufen-Höllengebirge-Decke

Die das Kartiergebiet von Westen nach Osten durchziehende Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke über die Reichraming-Decke (Tirolikum über Bajuvarikum sensu TOLLMANN, 1976; Tirolikum-interner Deckenschub nach MANDL et al., 2017) verursachte im Bereich der Deckenstirn eine komplexe, sprödetektonisch zerlegte, nordvergente und im Nordschenkel leicht nordwärts überkippte Stirnfalte. Diese ist im Gelände aufgrund der intensiven Zerschering nur schwer zu erkennen, lässt sich allerdings im Profil aufgrund der im Gelände genommenen Streich- und Fallwerte der Wetterstein-Formation zwingend konstruieren. Am deutlichsten ist die Struktur in den Bereichen von Gamskogel und Hoher Nock – die Antiklinale wird hier im Norden von der Deckenüberschiebung und im Süden lediglich von einer gleichsinnig einfallenden Überschiebungsbahn begrenzt. Im Bereich dazwischen – etwa auf Höhe des Rohrauer Größtenberges – wird der überkippte Stirnsattel von mehreren nordvergenten Überschiebungsbahnen intern zerschert.

Der Deckenkontakt zwischen Reichraming-Decke und überschiebender Staufen-Höllengebirge-Decke ist, soweit in den unzugänglichen Nordabstürzen des Sengsengebirges einsehbar, stets sehr scharf ausgebildet. Sie wird von einigen sinistralen und dextralen Lateralstörungen als Ausgleichslinien zur nordgerichteten Kompressionstektonik zersetzt, teilweise – wie im Bereich des Rottalsattels oder nordöstlich des Hochsengs – mit Versatzbeträgen von knapp 400 m. Am einfachsten kann die Deckenstirn über den Steig von der Feichtau zum Hohen Nock oberhalb des Haltersitzes erreicht werden.

Verfaltungen der Staufen-Höllengebirge-Decke

Der breite Südhang des Sengsengebirges ist durch ausschließlich südgeneigtes Schichteinfallen charakterisiert. Während gegen die Ostgrenze des Untersuchungsraumes (Blatt 69 Großraming) der Schichtverlauf stets konkordant von der Wetterstein-Formation über die Lunz- und Opponitz-Formation bis zum Hauptdolomit reicht, erscheint die Schichtfolge knapp westlich der Rohrauerfichten abrupt durch eine dextrale Seitenverschiebung amputiert. Nordwestlich davon grenzt Hauptdolomit unmittelbar an Wet-

terstein-Formation – die terrigene Lunz-Formation sowie die hypersalinare Opponitz-Formation fehlen. Im Bereich des Wipfelbodens wird im Querprofil eine deutliche Antiklinal-Struktur erkennbar. Sie lässt sich zwar über die dextrale Seitenverschiebung der Rohrauerfichten weiter nach Osten verfolgen, ist aber nirgends so deutlich ausgebildet wie am Wipfelboden – obgleich hier der Nordschenkel tektonisch gekappt ist. Aus diesem Grund wurde sie (als Arbeitsbegriff) als „Wipfelboden-Antiklinale“ eingeführt. Im Westen liegt ihr Nordschenkel mit einer lokalen Muldenstruktur („Saubach-Rettenbach-Synklinale“) konkordant auf der südfallenden Wetterstein-Formation, der Nordschenkel ist – bereits südlich außerhalb des Kartiergebietes gelegen – von der Windischgarstener Seitenverschiebung amputiert.

Gegen Osten ist – neben der weitgehend tektonischen Reduktion des Nordschenkels (und somit auch der Saubach-Rettenbach-Synklinale) – auch der Nordschenkel durch eine weitere Überschiebungsbahn gekappt. Hier grenzt – am besten ersichtlich am Rieser – abermals Wetterstein-Formation unmittelbar auf Hauptdolomit. Die inkompetenten Schichtfolgen von Lunz- und Opponitz-Formation wurden abermals amputiert. Das überschiebende Element bildet einen tektonischen Sattel („Rieser-Antiklinale“), deren Kern mit der Reifling-Formation am Südhang des Riesers ausstreicht und im Kern oberflächlich nicht sichtbar wenigstens bis zur Gutenstein-Formation hinabreichen dürfte. Auch dieser Bereich wird südlich außerhalb des Kartiergebietes von der Windischgarstener Seitenverschiebung gekappt.

Literatur

- ARTHOFFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyring – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.
- BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg-Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Ed.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop, IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – *Jahresberichte des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, N.F. **68**, 67–92, Stuttgart.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotektonische Forschungen*, **58**, 217 S., Stuttgart.
- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.

- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 387–400, Wien.
- HORNUNG, T. (2017b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 401–412, Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **108**, 1–114, Wien.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1967**, 117–127, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffs Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – 4. Internationales Treffen deutschsprachiger Sedimentologen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, Zusatzblatt ohne Seitenangabe, Innsbruck.
- LUEGER, J. (1991): Kompilierung der vorhandenen geologischen Informationen über das Nationalparkgebiet für das NP-GIS, Verordnungsabschnitt I. – Geologischer Führer und Geologische Karte – Konzept, St. Leonhard am Forst.
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **90**, 303–323, Basel.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotektonische Forschungen*, **21**, 156 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach). – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VESCEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Hrsg): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions, 65–80, New York–Berlin (Springer).

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern

121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger

ELIJAH DIPPENAAR

This is the complementary report to the quaternary geological map of the Kurzer Grund and Fromm Grund Valleys. The Kurzer Grund mapping area covers a surface area of 12.6 km² on the orographic left flank of the valley, which

lies in the Kelchsau Valley in the Kitzbühler Alps. A geological map (HEINISCH & PANWITZ, 2007) was used as a basis for this Quaternary geological map, which was mapped at a scale of 1:10,000. Their base map contains Quaternary deposits but does not include a stratigraphic sequence thereof.

According to HEINISCH & PANWITZ (2007) the very north of the mapping area is dominated by the Löhnersbach Formation (alternate bedded phyllites, metasandstone and metasilstone). Overlying the Löhnersbach Formation to the south is the Schattberg Formation (argillaceous schists, metasilstones and metasandstones). In the mapping area the contact zone between the two Formations is

covered by Quaternary deposits which reach an altitude of c. 1,100 m a.s.l. The Schattberg Formation forms a large part of the slope, reaching an altitude of 1,600 m a.s.l. and extends south until the Niederkaseralm is reached. The Schattberg Formation is overlain by Innsbruck Quarzphyllit, which extends beyond the southern limits of the mapping area. The Schattberg Formation-Innsbruck Quarzphyllit contact is the boundary between the Greywacke Zone and the Innsbruck Quarzphyllit Zone. In a general sense the quartzphyllit is a quartz rich phyllite with bands of sericite quartzite that are found throughout the zone. Macroscopically the quartzphyllit shows a large amount of small scale folding with multiply generations of deformation occurring. The result of this is the absence of a common folding or joint/fault orientation within the Innsbruck Quarzphyllit (HEINISCH & PANWITZ, 2007).

Mapping of Quaternary geology aims to unravel landscape development by looking at the deposition of sediments. By analysing the composition of sedimentary deposits and morphological features, the processes that controlled the landscape development can be inferred and a stratigraphic sequence can be constructed. The stratigraphic sequence in this report is based on glacial stadial deposits, beginning in the Late Pleistocene with the Last Glacial Maximum (LGM), followed by the Phase of ice-decay, the Gschnitz stadial and the Egesen stadial (equivalent to the Younger Dryas cold period) (REITNER et al., 2016). There were no Little Ice Age (LIA) deposits found in the Kurzer Grund. This is due to the terrain lying below the snowline of the LIA. The closest known LIA snowline, which lies in the Gerlostal (20 km south of the Kurzer Grund), is at 2,600 m a.s.l. (GROSS et al., 1977) and the highest peak in the mapping area is at 2,447 m a.s.l. In general, all the subglacial traction tills have been assigned to the time phase "LGM-Lateglacial" unless otherwise stated.

By using high resolution topographic laser scans from TIRIS, morphological features such as lateral moraines, rock glaciers and mass movements were identified. To verify the identified morphological features a field analysis was conducted by describing their morphology, location, altitude and their internal composition by using the lithofacies code by KELLER (1996). The mass movements were analysed to understand their failure mechanisms and their extent. This was done by looking at their morphology, their lithology, by measuring the dip angle and dip direction and by identifying and measuring recurring discontinuities, like fault planes, joints and schistosity.

The Kelchsau Valley forks into two tributary valleys (upstream from Zwiesel hydro power plant), the Langer Grund and Kurzer Grund. The Kurzer Grund valley is a NNW-SSE trending valley that is drained by the Kelchsauer Ache. A N-S trending ridge separates the western lying Langer Grund and eastern lying Kurzer Grund. The altitude of the ridge increases towards the south, where several peaks are evident, they are: the Kreuzjoch (2,071 m a.s.l.), Dürnbergstein (2,205 m a.s.l.), Stanglhöhe (2,276 m a.s.l.), Herzogkogel (2,292 m a.s.l.) and Schafsiedel (2,447 m a.s.l.). Some cirques are located below the peaks in the Kurzer Grund. In general, the cirques below the highest peaks are more developed with a broad cirque floors and steep backwalls than those found below the lower peaks. The northern less mature cirques slope outwards and do not have an overdeepened basin whereas the southern cirques display the

more "classic" cirque shape of steep headwalls, an overdeepened basin, and in the case of the Kurzer Grund, lead to a gentle downstream slope. The western flank of the Kurzer Grund has experienced multiple mass movements.

The lower slope at the valley mouth (870 m a.s.l.) of the Kurzer Grund is dominated by Lateglacial glacialacustrine to glacialfluvial deposits that reach up to c. 1,100 m a.s.l. The glacialacustrine deposits have been understood to be ice-marginal deposits. An active quarry in the vicinity of the Roßbaualm provides an insight into the deposits which exposes layered sand and gravel beds dipping at 20°. These beds are underlain by a massive matrix supported diamicton that contains boulders that reach sizes of up to 20 m³. The matrix consists of medium to coarse sand. The clasts were primarily quartzphyllit and some greenschist facies meta sandstones were also identified, which leads to the conclusion that the provenance was only from the Kurzer Grund valley. In the distal parts of the ice-marginal deposit (towards the valley mouth) the sediments become finer grained and often contain dropstones (DIPPENAAR, 2016a, b). The ice-marginal deposits southern extension reaches the Topfalm at an altitude of c. 1,100 m a.s.l. Beyond this point to the south, the valley side becomes increasingly steep and is dominated by alluvial and colluvial fans and also deposits from mass movements (see below).

Manzenkar Area

The Manzenkar cirque is the most extensive and most southerly cirque in the mapping area, covering an area of 4.25 km² that extends from an altitude of 1,270 to 2,437 m a.s.l. (a sub peak of the Schafsiedel 2,447 m a.s.l.). The whole cirque lies within the Innsbruck Quarzphyllit Zone. On the north-western flank bands of sericite quartzite are found. Small bands of greenschist crop out on the southern rim of the cirque. The cirque is surrounded by arêtes to the north, the west and the south, whereby the southern border is a ridge that separates the cirque area from a series of paternoster lakes. The cirque develops into a steep valley with decreasing altitude, whereby some but not all the characteristics of a hanging valley are given. A definite step in the terrain from the hanging valley to the wider perpendicular U-shaped valley area is missing. The valley is drained by an eastward flowing river.

LGM

Presumable remnants from the LGM are found 300 m south-east of the Hölzhütte in the form of glacial striations on the bedrock surface (at 1,458 m a.s.l.), that strike in a north-easterly direction of 040°. This concurs with the ice-flow direction of the LGM that VAN HUSEN (1987) postulated and the natural flow direction of a glacier flowing out of this cirque. The possibility also remains that the striations are from the Phase of Ice-decay, however, there is no stratigraphic unit to suggest an age younger than that of the LGM.

LGM subglacial traction till deposits were also found in the section, primarily in the lower lying flatter areas. The subglacial traction till is generally a diamicton with a grey silty to sandy matrix that was massive (Dmm). It contains quartzphyllit and greenschist meta sandstone clasts that are sub-rounded to sub-angular to rounded. The surfaces of these till areas are generally water logged provided that

they were not too steep. They were also littered with glacially transported quartzphyllit boulders varying in size and shape, from a few cubic meters to the largest being around 36 m³.

Gschnitz

On the lower northern flank of the Manzenkar area, a very distinctive ridge can be identified from 1,423 m a.s.l. to 1,482 m a.s.l., which has been interpreted as a lateral moraine. This moraine is not more than 2 m in height and has a rounded crest constituted of rounded boulders (SC – grain supported scree) that are not larger than 2 m³. They are primarily quartzphyllit. Towards the upper half the lateral moraine develops into a double crested moraine. On the same flank at an altitude of 1,520 m a.s.l. a conspicuous amount of quartzphyllit boulders can be seen. On laser-scans and in the field a very delicate ridge structure can be recognised. Because the boulder deposition was on a mountain flank, a typical ridge shape is not given. The boulders form a terrace-like feature that elevates itself from the mountain flank. Beyond this flat area the flank steepens again and the amount of boulders slowly decreases with decreasing altitude. It is this level area that is the delicate ridge structure on the laser scans and has been interpreted as a lateral moraine deposit of Gschnitz age. The altitude of the lateral moraines and their shape solidify this conclusion. Steep valley sides or mountain flanks are not conducive for the preservation of lateral moraines and the partnering moraine on the southern flank of the glacial trough is only partly maintained. From an altitude of 1,600 m a.s.l. to 1,730 m a.s.l. the corresponding lateral moraine can be identified that, has a Dmm (diamiction, massive, matrix supported) internal composition. This moraine is the continuation of a shoulder/lip of the hanging valley that dissipates at 1,600 m a.s.l. The shoulder on the southern flank of the Manzenkar area extends 650 m westwards to an altitude of 1,870 m a.s.l.

Egesen

The Manzenkaralm hut (1,725 m a.s.l.) has been built on the distal part of what has been interpreted to be moraine ridges, which span a length of just under 200 m over an altitude range of 1,700 m to 1,756 m a.s.l. The surface area undulates and is braided with narrow streams and shows a striking contrast to the smooth area made up of sub-glacial traction till to the east which was for the last time shaped during the Gschnitz stadial. Several quartzphyllit erratic boulders are found on the moraine. This area with ridges differs strongly from the regular latero-frontal moraines, which were typically formed by dumping. Thus, a formation of these ridges by pushing cannot be excluded.

Adjoining this feature is a termino-lateral moraine system at an altitude of 1,756 m a.s.l. The terminal moraine forms a gentle ramp that rises c. 10 m before plateauing over a distance of 110 m. On either side of the plateau area, sharp crested ridges form lateral moraines that rise up to 4 m in height. The lateral moraines can to a certain extent be followed into the cirque of the Manzenkar area. At an altitude of 1,800 m a.s.l. a second termino-lateral moraine system was identified. This terminal moraine has, however, been deposited on a natural step in the landscape that leads into the cirque. It therefore has a steep ramp rising c. 50 m before the lateral moraines can be identified. A fur-

ther three (latero-frontal) moraine ridges were identified indicating multiply glacial stabilisations during this stadial. This is typical for the Egesen stadial (IVY-OCHS et al., 2008; REITNER et al., 2016). The dominant internal composition of the moraines was that of a Dcm (diamiction, clast supported, massive). In addition, the facies of a boulder dominated scree (bSC) is evident especially close to the surface.

At the base of the southern ridge of the Manzenkar area an extensive relic rock glacier system is evident that stretches over a width of 500 m and covers an altitude range from 1,941 to 2,090 m a.s.l. The rock glacier deposit evolved from the scree-rich talus fan typical for the quartzphyllit areas. It has multiple ridges and furrows and consists of angular to sub-angular boulders (SC – grain supported scree). The boulders consist primarily of quartz phyllite but on the western end of the deposit some greenschist boulders were identified due to the greenschist band found on the hard rock. A further three rock glacier deposits were identified in the area, two of which were found within the bounds of Egesen moraines. The third was identified on the south facing slope.

On the northern slope of the Manzenkar area, a landslide was identified. The landslide is seemingly very shallow with minimal displacement as there is no prominent scarp. The landslide was identified because of compressional ridges on the eastern edge that can be followed to the toe of the landslide. The compressional ridges, which are well rounded on the surface, partially cover the presumable push moraine at Manzenkaralm hut indicating a younger-than-Egesen maximum age. The internal composition of the landslide is a Dcm (diamiction, clast-supported, massive) with a grey-reddish fine sandy matrix. The components are sub-angular to angular to sub-rounded.

Foissbach Area

The Foissbach area covers an area of 2 km² that extends from an altitude of 1,344 to 2,276 m a.s.l. (Stanglhöhe). The entire area lies within the Innsbruck Quarzphyllit Zone. The southern half of the area is dominated by sericite quartzite. Like the Manzenkar area, it too can be described as a valley with some but not all of characteristics of a hanging valley that in a broad sense is boarded by a truncated spur to the north and the south. In the upper reaches of the area at approximately 2,000 m a.s.l. the valley splits into two cirques. The southern cirque is a more mature cirque with steep headwalls and a concave slope. The northern cirque has less developed headwalls and the basin does not form the typical cirque shape.

Gschnitz

On the southern side of the valley at an altitude of 1,344 m a.s.l. a lateral moraine that is c. 10 m high with a Dcm (diamiction, clast-supported, massive) internal composition was identified. The quartzphyllit components are sub-rounded to sub-angular reaching boulder size with a grey silty matrix. According to its altitudinal position within the cirque indicating a rather large glacier extent compared to that of the Egesen stadial (cf. DIPPENAAR, 2016a, b), these moraines represent most likely the Gschnitz stadial. However, the lateral moraine is sharp crested despite its Gschnitz age, which was most likely caused by post-depositional erosion, by a river that has cut through the moraine

at an altitude of 1,445 m a.s.l. The moraine then continues to an altitude of 1,600 m a.s.l. where it has been buried by a scree alluvial fan. The partnering lateral moraine on the northern flank, which has a more rounded crest, is built by a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive) with a grey silty matrix and quartz phyllite components that are sub-rounded to sub-angular. This moraine is also intersected by river but reaches an altitude of 1,700 m a.s.l. before a presumably anthropogenic structure terminates the lateral moraine. Furthermore, a subglacial accumulation in the form of two rounded ridges was identified between the lateral moraines.

Egesen

In the southern cirque at an altitude of 1,950 m a.s.l. a 5 m high ridge that is likely to be a terminal moraine was identified which was made up of boulder size scree, clast-supported (bSCc). The components are a mixture of sericite quartzite and quartzphyllit that were mostly sub-angular. The terminal moraine develops into a lateral moraine with increasing altitude reaching a maximum altitude of 2,059 m a.s.l. The bSCc lithofacies is continuous throughout the whole moraine system. Within the confines of the outermost moraine ridge multiple inner ridges were identified. These could also be interpreted as rock glacier deposits. The distinction between deposits of debris covered glaciers and that of rock glaciers is not always straight forward. In the case of the southern cirque in the Foissbach area both cases are possible. According to the altitude of the deposit as an indicator of the relative age in the local context, the rock glacier is most likely of Egesen age. A further rock glacier deposit was identified on the northern (south facing) slope of the cirque.

The northern cirque of the Foissbach area is a less developed cirque in the sense that the headwalls are rather shallow and the typical concave shape with a corrie lake (or tarn) and corrie lip (or threshold) are not present. Remnants of glacial erosion are present in the form of flutes (sub-glacial accumulation ridges). The lithofacies of the flutes was identified as a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive) with a grey silty to sandy matrix. A secondary lithofacies of Dcm (diamicton, clast-supported, massive) is also present. The majority of the area of the northern cirque has been shaped by areal scouring. With the exception of a rock glacier deposit, the terrain in the northern cirque undulates in a typical "knock and lochain" fashion. Two very small lakes were counted and some areas were waterlogged. On laser scans the linear scour marks as a result of subglacial erosion can clearly be identified.

Dürnbergalm Area

The Dürnbergalm area is the lowest lying of the cirques, ranging from 1,400 to 2,071 m a.s.l. and covers an area of approximately 1.5 km². The primary lithology in this area is the Innsbruck Quarzphyllit which borders the Schattberg Formation (Greywacke Zone) at an altitude of 1,600 m a.s.l. The Schattberg Formation is a massy meta silt/sandstone along the contact zone with very few to no quartz veins. On the north-eastern slope of the area an example of staircase cirques (BENN & EVANS, 2010) was identified. The first cirque (the Kreuzjoch cirque) extends from the peak of the Kreuzjoch (2,071 m a.s.l.) to an altitude of

1,850 m a.s.l. From this altitude the second (Weithaglacke cirque) smaller cirque developed that extends to an altitude of 1,690 m a.s.l. There is an adjacent cirque to the Weithaglacke cirque, which is smaller and extends over an altitude range of 1,680 to 1,860 m a.s.l. The two adjacent cirques have not been interpreted as compound cirques (cirques that have two separate upper parts but one drainage system) because they have separate drainage systems. Below the Weithaglacke cirque the fourth, smallest cirque, reaches an approximate altitude of 1,580 m a.s.l. The uppermost of the four cirques is the least "cirque-like" in shape, but there are clear indications that it formed through glacial erosion as well.

LGM

Between the north-east facing Kreuzjoch cirque (the first of the staircase cirques) and the east facing Foissbach cirque, the east facing **Dürnbergalm flank** is found, which ranges from an altitude of 1,500 to 2,000 m a.s.l. In this area the bedrock has been glacially overprinted. On laser scans this can clearly be identified through parallel bedrock channels that run in an easterly direction i.e. downslope. In the field, roches moutonnée shaped outcrops were identified. Below the glacially overprinted area of the Dürnbergalm flank at an altitude of 1,730 m a.s.l., consolidated subglacial traction till was identified that had an internal composition of a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive) with sub-angular to sub-rounded clasts containing only quartzphyllit. The matrix was fine sandy to silty. Lower down on the flank at an altitude of 1,553 m a.s.l., another outcrop was found where over-consolidated subglacial till was identified. The lithofacies here was that of a Ds (diamicton, stratified) with glacially striated clasts that were horizontally layered. The clasts in the lower lying outcrop were sub-rounded to sub-angular and the matrix was silty to clayey. These sediment deposits have been correlated to the LGM because there is no evidence to suggest that they were deposited during the Gschnitz or Egesen stages i.e. no accumulation zone, no lateral or terminal moraines which bound the basal till. The over-consolidated basal till also indicates a formation by large ice masses that would have only formed during the LGM.

Phase of Ice-decay

From an altitude of 1,520 to 1,620 m a.s.l. a conspicuous amount of boulders was identified to the north of the gully that leads to the Glasherralm. Two very delicate ridges were identified and described with a lithofacies of a bSCc (boulder size, scree, clast-supported) with quartzphyllit boulders that were sub-rounded to rounded to sub-angular. The ridges have been interpreted as lateral moraine deposits from the Phase of Ice-decay. With ice levels of around 2,000 m a.s.l. (VAN HUSEN, 1987) in this area one can safely assume that these lateral moraines must have been deposited after the LGM but before the Gschnitz i.e. during the Phase of Ice-decay when climate oscillations led to the advance of local valley glaciers (REITNER, 2007). The lateral moraines are not considered to be of a Gschnitz-age because the accumulation zone needed for a glacier large enough is not given unless the glacier formed during the Phase of Ice-decay. An amount of uncertainty as to the origins of the boulder deposit remains.

Gschnitz

Adjoining the Phase of Ice-decay lateral moraines is a boulder-rich latero-frontal moraine system. It had a frontal ramp rising 10 m and within the bounds of the moraine a number of ridges and furrows formed. The primary lithofacies was identified to be a bSCc (boulder-size, scree, clast-supported) with a secondary facies that varied between a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive) to a Dcm (diamicton, clast-supported, massive) with a fine sandy matrix. The clasts were sub-angular to sub-rounded. According to the secondary facies (Dmm, Dcm) this deposit is most likely of glacial origin. To avoid the over-interpretation of the deposit it can safely be described as a deposit of a debris-covered glacier of the Gschnitz stadial.

To the east of the above described moraine system, a rock glacier deposit was identified at the base of the third, lower most cirque of the staircase cirques. The lithofacies was identified as a bSCc (boulder size, scree, clast-supported) with no secondary lithofacies (it showed strong similarities to other rock glacier deposits in the area).

The Weithaglacke cirque has a small corrie lake (also tarn) in it called the "Weithaglacke". The lake has a 1-meter-high scree ridge (bSCc) that bounds it to the north, east and west. A second bSCc (boulder size, scree, clast supported) ridge encloses the first ridge and is approximately 50 m displaced from the 1-meter ridge. It was slightly higher and had a well-rounded crest.

The Weithaglacke cirque II also has a debris rich glacial deposit at the base. There are strong similarities to the moraine deposit that adjoins the lateral moraine deposit from the Phase of Ice-decay.

Directly above the second cirque at an altitude of 1,848 m a.s.l. a moor that covers an area of 4,400 m² that is enclosed by moraine deposits to the north and east. The moraine deposits do not form a classic lobe shape but are "pasted" onto the contours of the terrain i.e. on top of the lip of the Weithaglacke cirque. The moraines have a maximum height of 6 m relative to the moor. The crest is relatively sharp because of the shear drop leading into the second cirque. The flank adjoining the Kreuzjoch cirque (uppermost cirque) is comparable to that of the Dürnberg flank in that it too has a glacially overprinted surface. Similar bedrock channels were identified.

Four rock glacier deposits are present along the cirque walls of the Kreuzjoch cirque. Whether they formed during the final phases of the Gschnitz stadial or during the Egesen stadial is difficult to determine because it is not possible to construct a plausible relative chronology.

Mass Movements

A total of three complex mass movements were identified in the mapping area. They are the Hölzlhütte mass movement, the Dürnbergalm mass movement and the Roßbaum mass movement. The Hölzlhütte and Dürnbergalm mass movements showed strong similarities and have been interpreted as rock-slope failures in the type of rock-slides. The Roßbaum mass movement comprises of a series of slides and slumps.

The Hölzlhütte mass movements are ENE facing slope located at the spur separating the Manzenkar and the Foissbach areas. Between an altitude of 2,000 and 1,380 m a.s.l.

a series of ridges and depressions have developed. This saw-tooth morphology is due to anti-slope scarps that run parallel to the main valley axis (NNW–SSE) and reach a maximum length of 800 m and are up to 6 m high. In very few depressions was stagnant water found. Some of the depressions curve upslope at their lateral limits. The slope steepens at an altitude of 1,600 m a.s.l. and it is also at this altitude that a rock-fall mass movement was initiated. Because the Innsbruck Quarzphyllit has experienced three metamorphic events with intense small scale folding, it is difficult to determine a common strike or dip orientation for large areas (HEINISCH & PANWITZ, 2007). In the case of the Hölzlhütte mass movement the schistosity generally dips in a SE direction (between 163° and 132°) and at dip angles that varied between 63° and 34°. Two recurring sets of faults that penetrated the schistosity were identified. The first set generally dips in a SW direction with a mean direction of 230° (210°–268°) at a mean dip angle of 64° (46°–71°). The second set shows a dip towards the NNE with a mean direction of 030° (320°–036°) and a mean dip angle of 53° (76°–43°). The two fault sets and the schistosity (which occasionally acted as a displacement plane) generally occurred over a decimetre to meter range. The first fault set is also the displacement plane (SW dipping plane) that allowed deep-seated toppling failure on this ENE facing slope of the Hölzlhütte mass movement. At the eastern part of the toe, a steep scarp has developed in the area affected by toppling. Below this scarp an area covered with boulders reaches down to the valley floor of the Kurzer Grund creek. Within the scarp area roots were being pulled (under tension) between the displacement plane of the SW falling fault set. It can therefore be concluded that secondary movements of rock-fall type are taking place in an area which was loosened before by a deep-seated gravitational slope deformation and more specifically by toppling. The rock-fall deposit consists of angular boulders ranging in size from < 1 m³ to 150 m³.

The fact that very little stagnant water was found in the depressions indicates that the faults responsible for the saw-tooth morphology were deep-seated faults. The SW (230°) dipping faults have been identified as the fault set responsible for this. This fault set is also responsible for the rock-fall mass movement which is strictly speaking a rock topple. Through glacial erosion during the LGM the valley flanks of the Kurzer Grund became over steepened resulting in failure due to debuttressing during the Phase of Ice-decay. This is the most likely trigger for the mass movements.

The Dürnbergalm mass movement is very similar in nature to the Hölzlhütte mass movement. It lies between the Foissbach and Dürnbergalm areas. The saw-tooth morphology typical for toppling begins at the termination of the spur separating the two areas, at an altitude of 1,800 m a.s.l. At 1,500 m a.s.l. a mass movement occurred (similar in position to that of the Hölzlhütte rock-fall mass movement). The fault regime had two fault systems that also penetrated the schistosity planes that also dip in similar directions to that of the Hölzlhütte mass movement. Again, a major scarp of a rock slide is evident in the lower part of the slope. The displaced mass below does not only consist of boulders as is the case in the Hölzlhütte mass movement, but also of basal till. Large boulders reaching sizes of up to 100 m³ are mixed in with the basal till. The

lowermost part of the deposit is characterised by a small bulge, typical of rotational and translational slides. This indicates that a mechanism of the mass movement was complex with possibly both sliding and toppling involved in slope failure process.

The Roßaualm mass movement consists of a series of rotational and translational slides with the largest slide being displaced by approximately 220 m. The mass movements occur in the Schattberg Formation (Greywacke Zone) but bed rock is only exposed in small areas of the main scarp at an altitude of 1,570 m a.s.l. The overwhelming part of the mass movement surface is covered by till, which was passively transported by the mass movement. In the lower reaches glacialacustrine sediments (described above) overlie mass movements, but the overlying glacialacustrine deposit also have mass movements in them, highlighting the complexity of the Roßaualm mass movement. This is regarded as an indication for a synchronicity of the onset of mass movements and the formation of ice-marginal deposits during the Phase of Ice-decay.

Frommgrund Valley

The Frommgrund Valley is a tributary valley of the Langer Grund Valley in the Kelchsautal. The Frommbach creek drains the valley in a north-south direction and bends to the north-west before merging with the Kelchsauer Ache. The drainage area of Frommgrund Valley shares a very short border with the Kurzer Grund to the north-east. The northern most cirque in the valley and downstream thereof (this is also where the river drains in a north-westerly direction) was mapped by DIPPENAAR 2016a, b). The whole Frommbach Valley lies in the Innsbruck Quarzphyllit Zone. Like in the Kurzer Grund the Innsbruck Quarzphyllit contains small bands of a greenschist quartzphyllit and thin bands of sericite phyllite (HEINISCH & PANWITZ, 2007).

The mapping area covers the whole eastern flank (except the northern most cirque and downstream thereof) and a small southern portion of the western flank (southwards of the latitude of the Kleefeldalm). The eastern and southern ridge borders the state of Salzburg, while the western ridge borders the Langer Grund. Several of the highest peaks of the Kitzbühel Alps are found along the eastern ridge, such as the Fünfmandling (2,422 m a.s.l.), the Westlicher Salzachgeier (2,469 m a.s.l.), the Kleefeldkopf (2,348 m a.s.l.), along the southern border the Pallscharte (2,310 m a.s.l.) and on the western valley flank the Pallspitze (2,389 m a.s.l.) form the border of the mapping area.

Molterfeldalm Area

This area extends over an altitude range of 1,475–2,422 m a.s.l., from the valley floor to the peak of Fünfmandling. The base of the eastern flank is plastered with sediments of varying composition that reach an altitude of 1,750 m a.s.l. Erratic quartzphyllit boulders were identified, massive and stratified GS (gravel-sand) deposits, Dmm (diamiction, massive, matrix) and Dms (diamiction, matrix, stratified) deposits. All the deposits contain boulders of variable size and the clasts were sub-angular to sub-rounded. Because of the facies which indicates deltaic deposition including subaqueous debris flows and the location of the sediments, it was concluded that these are

ice-marginal sediments and must have formed during the Phase of Ice-decay. Along the western flank of the area ice-marginal sediments were also deposited up to an altitude of 1,570 m a.s.l. with the difference that there are multiple springs along this flank.

Gschnitz

From an altitude of 1,720–1,810 m a.s.l. two lateral moraines were identified. The crests of the ridges are well rounded but a terminal moraine is absent. The internal composition of the lateral moraines was that of a Dmm (diamiction, massive, matrix) with a greyish sandy to silty matrix. They also contain boulders that were up to 18 m³ in size. Because of the shape and general position as compared to the northern neighbouring cirque of the lateral moraines (cf. DIPPENAAR, 2016a, b) it has been concluded that they are of a Gschnitz age.

From an altitude of 1,900–2,005 m a.s.l. at the base of the cirque, a rock glacier deposit was identified with a bSCc (boulder-size, scree, clast-supported) composition, with a well-rounded ridge. Above this altitude, the cirque flank below the Fünfmandling peak is made up of hard rock or is covered by scree. In a neighbouring cirque to the south of the Fünfmandling peak two rock glacier deposits were identified contiguous to each other. The lower deposit extends over a range of 1,914–1,960 m a.s.l. and the second deposit from 1,960–2,033 m a.s.l. Beyond this rock glacier deposit scree covers the cirque flanks and hard rock outcrops separate the southern adjacent cirque. According to the occurrence of these paleo-permafrost features within an area previously covered by a Gschnitz glacier, the formation of the rock glaciers most likely took place during the Egesen stadial (Younger Dryas).

Frommalm Area

The Frommalm area consists of talus fans that reach from the valley floor (1,570 m a.s.l.) to an average altitude of 1,680 m a.s.l. Above the eastern flanks up to the ridges are made up of hard rock. Just south of Frommalm (Fromm Alp) a boulder field, consisting of angular boulders ranging in size from under one cubic meter to 100 m³ is found.

Mass Movements

The flank above the boulder field, it consists of boulders in its lower reaches but with increasing altitude the space between the boulders gets closer and closer leading to a loosened rock with open joints. Thus, the level of fragmentation decreases in upslope direction. As of an altitude of 1,850 m a.s.l. cases of rock toppling were recorded which occurred along the 280° dipping displacement plane. At an altitude of approximately 2,050 m a.s.l. the fragmentation ceases and the rock becomes very jointed. Three recurring displacement planes that caused the fragmentation were measured to be 340°/41° (dip-direction/dip-angle), 280°/81° and 210°/85°. It was concluded that this body is a mass movement that reaches from the valley floor where boulders were completely disbanded to being jointed at an altitude at 2,050 m a.s.l. This mass movement is also the cause of the boulder field deposit described above. A secondary direction of movement was noted with rock fragments breaking along the 340° and 210° planes, slightly moving away from the main body. In conclusion, there are

three directions of movement along the three discontinuities, leading to the interpretation that this mass movement is a block slide leading into toppling.

Between the Frommalm Mass Movement and the Molterfeldalm area lies a west facing, relatively smooth flank. In the northern upper reaches (bordering the Molterfeldalm area) from an altitude of 1,990–2,300 m a.s.l. a large rock glacier deposit was identified. This deposit contains multiple ridges and furrows. The lithofacies is that of a bSCc (boulder-size, scree, clast-supported) with the components being mostly sub-angular to angular. A second rock glacier deposit occurs on the south side of the flank, ranging from an altitude of 2,060–2,190 m a.s.l. The remaining area between the Frommalm mass movement and the Molterfeldalm area, which extends over an altitude range of 1,800–2,210 m a.s.l., is covered by a subglacial traction till (with a Dmm lithofacies) and an ablation moraine, with boulders that were sub-angular to sub-rounded. The southern half of the subglacial traction till was covered by scree that is angular to sub-angular.

In addition, two separate mass movements were identified on the western flank of the Frommalm area. The more northerly of the two lies in direct contact with the ice-marginal sediments of the Molterfeldalm area. The base of this mass movement shows strong similarities to the Frommalm Mass Movement (a rock slide/rock topple mass movement). The boulders have no common orientation and the whole setting is very similar to that of the eastern flank. The upper reaches of the mass movement will not be described because they extend above the limits of the mapping area.

The second mass movement is to the south (or upstream) of the above described block slide. It is covered by a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive). The matrix is a mixture of sand and some silt and the smaller gravel sized components are occasionally sub-rounded but the vast majority of the components are sub-angular to angular. The morphology of this structure resembles that of a bulging foot normally found at the base of a rotational or translational slide with a steep front and terrace-like shoulder, on top of which the ruins of the Oberfrommalm are located.

Kleefeldalm Area

This area lies to the south of the Frommalm area, being separated by the ridge on which the Frommalm mass movement is found. The lower reaches of this area (1,640–1,920 m a.s.l.) are dominated by outcrops of Innsbruck Quarzphyllit. At the location of the Kleefeldalm (1,920 m a.s.l.) mountain pastures extend to an altitude of approximately 2,100 m a.s.l. This area is speckled with boulders of varying sizes and shapes, but they are primarily sub-rounded to sub-angular. Larger boulders that are lodged into the ground show a roche moutonnée shape and hard rock outcrops in the vicinity of the Kleefeldalm have been glacially overprinted with glacial striations clearly visible. A subglacial traction till was also identified consisting of a Dmm (diamicton, matrix-supported, massive) with sub-rounded to sub-angular clasts. This area has been interpreted as a subglacial traction till and ablation moraine. On the northern side of the zone covered by ablation till and the hard rock outcrops, boulder fields or

scree fields are easily distinguished. Such talus fans extend into the upper reaches of the area and surround two separate rock glacier deposits. On the northern side from an altitude of 2,100–2,190 m a.s.l. a rock glacier deposit occurs indicating a former flow out of a small cirque-like structure. The deposit consisted of a bSCc (boulder-size, scree, clast-supported) lithofacies with primarily angular components. The second rock glacier deposit extended over an altitude range of 2,000–2,095 m a.s.l. along the southern border of this area. This rock glacier deposit also has a bSCc lithofacies.

Frommbach Headwaters Area

The Frommbach headwaters area (which begins at 1,700 m a.s.l. as measured from the Frommbach) extends from the Nebelkarspitze (2,339 m a.s.l.) on the eastern flank to a peak at 2,266 m a.s.l. just north-east of the Pallschpitze (2,389 m a.s.l.), on the western flank. To the north of the Nebelkarspitze, extending into the valley, is another mass movement that is very similar to the mass movement described in the Frommalm Area. It extends over an altitude range of 1,760–2,280 m a.s.l. In its lower section multiple cases of toppling were identified but the rock became less fragmented with increasing altitude. There were three discontinuities that recurred with their average values as follows: 334°/55° (dip-direction/dip-angle), 273°/74° and 220°/80°. The fragmentation of the hard rock occurs along the above mentioned displacement planes, leading to a downward and slightly lateral movement of the rock body.

100 m to the west of the above described mass movement lies a ridge structure, with a well-rounded crest that extends over an altitude of 1,940–2,040 m a.s.l. and is between 4 and 7 m wide. The internal composition of the ridge is that of Dcm (diamicton, clast-supported, massive) with a sand to fine-sand matrix. The clasts are angular to sub-angular and ranged in size from gravel to boulder sized clasts (maximum 3 m³). A partnering ridge structure 250 m south-west of the above described ridge is present that extends over an altitude range of 1,915–2,040 m a.s.l. The internal composition of this structure is that of a Dcm (diamicton, clast-supported, massive) but also contains pockets of a SC (scree) i.e. the ridge is debris rich. The crest of the ridge is very well rounded and boulders are imbedded in the structure, with the clasts being sub-angular to sub-rounded. However, the genesis of the ridges is not so clear. It remains an open question if these features are lateral moraines or the product of erosion. In between the two ridges, a rock glacier deposit was identified. It ranges over an altitude range of 2,000–2,160 m a.s.l. and has a bSCc (boulder-sized, scree, clast-supported) lithofacies with angular to sub-angular boulders in it.

At the centre of the valley floor from an altitude of 1,790–1,910 m a.s.l. a ridge structure is present that is well-rounded with an internal composition of a Dcm (diamicton, clast-supported, massive), with sub-angular to angular to sub-rounded clasts ranging to boulder size. The ridge structure extends 250 m in a south-easterly direction onto the eastern flank from the valley centre. The extension of the ridge on the western flank only reaches 100 m before an alluvial fan and a river cut off the ridge structure. This structure has been interpreted as a latero-frontal moraine system. Within the limits of the moraines subglacial trac-

tion till and also ablation till are found up to an altitude of 2,000 m a.s.l. South of the sub-glacial traction till a mixture of subglacial till and scree occurs with multiple springs feeding into the Frommbach creek. With increasing altitude, the bedrock crops out, that then extends beyond the limits of the map over the Pallscharte (2,310 m a.s.l.).

On the flanks between the peak of the Nebelkarspitze to the Pallscharte multiple tension gaps (Zerrgraben) that range in length from a few decimetres to several hundred metres are present over an altitude range of 1,800–2,300 m a.s.l. Depending on whether the tensional structures are on the east or west flank, the discontinuities responsible therefore dips towards the north-west (340°) or to the north-east (036°) respectively (these are average values). On the western flank of the valley, prominent scarps that reach a maximum magnitude of 200 m in altitude are easily identified. The displacement planes responsible for the displacement have an average orientation of 118°/79° (an average value).

Below the scarp subglacial traction till and ablation moraine deposits were identified. The area between the scarp below the Pallscharte and the lateral frontal moraine system is very conspicuous. The area contains hard rock outcrops that are slightly fragmented and below the outcrops large boulders that are angular are visible. A small bulge at the toe of the area is evident. Measurements taken in this area showed that there are three recurring displacement planes, which are: 141°/41°, 025°/74° and 215°/55° (these are all average values). The main displacement plane responsible for the movement would be the 141° south-east dipping plane. This area has been interpreted as a rock slide close to the surface that was probably induced by physical weathering (frost shattering) and potentially de-buttressing.

References

- BENN, D. & EVANS, D. (2010): *Glaciers and Glaciation*. – 802 S., London.
- DIPPENAAR, E. (2016a): The Lateglacial development of the Kelchsautal. – Master Thesis, University of Vienna, 115 S., Wien.
- DIPPENAAR, E. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten und Formen im Tal der Kelchsauer Ache auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 256–258, Wien.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **12/2**, 223–251, Innsbruck.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147/3–4**, 654–656, Wien.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, **23/6–7**, 559–573, Chichester.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, **132**, 1–8, Basel.
- REITNER, J.M. (2007): Glacier Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164–165**, 64–84, Oxford.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Hannover.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Für die Aufnahme am Südrand von Blatt 121 Neukirchen verblieb eine übersichtliche Restfläche von 14 km². Wegen der geologisch komplexen Gesamtsituation, sich wechselweise überlappenden Aufnahmen und identischer Problemlage konnte nicht zwischen den Teilgebieten der beiden Bearbeiter unterschieden werden. Daraus resultiert ein gemeinsamer Bericht. Zusammen mit den ebenfalls für 2016 vorgesehenen Aufnahmearbeiten von Benjamin Huet (GBA) und Christoph Iglseider (GBA) ist die Geländearbeit am Südrand damit beendet. Potenziell besteht für 2017 noch Handlungsbedarf am Nordrand des Kartenblattes im Umfeld der Hohen Salve. Gegebenenfalls können im Zuge der Kompilation Kontrollbegehungen oder Dünnschliff-Nachbeprobungen notwendig werden.

Zum Zweck der Einarbeitung eines neuen Mitarbeiters in der GBA (Benjamin Huet) in die Problematik des Quarzphyllits und Steinkogelschiefers waren gemeinsame Geländebegehungen vereinbart worden. Weiterhin wurde ein Polarisationsmikroskop vor Ort zur Verfügung gestellt. Damit waren Dünnschliffstudien von bereits beprobten Bereichen in direktem Geländevergleich möglich. Diese Aufgaben nahmen mehrere Tage in Anspruch.

Umgrenzung des Bereiches

Der aufgrund des Neuzuschnittes eher bizarr anmutende Grenzverlauf schließt westlich unmittelbar an die Aufnahmen von 2015 an. Er folgt etwa der Gondelbahntrasse von Neukirchen auf die Gensbichlscharte. Die Westbegrenzung folgt weiter dem Grat, der den Talschluss des Mühlbachtals westlich umrahmt und durch die Seilbahnen des Skigebietes Neukirchen gut erschlossen ist (Gasthof Wolkenstein, Braunkogel, Frühmesser). Daraufhin biegt die Grenze scharf ab zur Herrensteigscharte. Die NE-Begrenzung bildet eine gerade Linie von dieser Stelle zum Wildkogelhaus. Von dort aus verläuft die Grenze wiederum geradlinig zurück in das Salzachtal, wo sie östlich Leiten auf den östlichen Blatttrand trifft. Die Südgrenze bildet der Blattsschnitttrand. Die bewaldete Flanke, zwischen Wildkogelhaus und Hohenbramberg gelegen, macht den Löwenanteil des Gebietes aus. Wie schon aus den La-

serscan-Daten ersichtlich, ist dieser Bereich von Massenbewegungen betroffen. Weiterhin gehört der oberste Teil des Talschlusses vom Mühlbachtal zum Aufnahmegebiet dazu.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Wie in den letzten Jahren bestand die Hauptaufgabe darin, den Innsbrucker Quarzphyllit und die Steinkogelschiefer als Kartiereinheit voneinander abzugrenzen. Beide Einheiten haben als Edukte monotone Wechselfolgen siliziklastischen Ursprungs, die sehr quarzbetont sind. Einzige Unterschiede sind ein leicht unterschiedlicher Metamorphosegrad und die verschiedenen starke retrograde Deformation. Um die Übereinstimmung mit den Kartierungen der letzten Jahrzehnte und den Darstellungen auf Nachbarblättern zu garantieren, wurden die bisherigen Definitionen zur Abgrenzung unverändert beibehalten (HEINISCH & PANWITZ 2014, 2016a, b). Neben einer provisorischen Geländeansprache kann eine endgültige Festlegung in strittigen Fällen erst durch Dünnschliffuntersuchungen erfolgen. Zum Teil geschah dies auch rückwirkend für die Kartierflächen der Vorjahre durch Nachbeprobung. In diesen Bericht geht die Untersuchung von 21 Dünnschliffproben ein.

Innsbrucker Quarzphyllit

Analog zur bisherigen Situation ist der Quarzphyllit sowohl am Südrand des Gebietes verbreitet, also in den unteren Teilen der Abhänge zum Salzachtal etwa von 1.500 m Höhe an abwärts, als auch am Nordrand des Gebietes, hier geografisch etwa auf der Linie Gamskogel–Grasleitkopf. Während die Nordgrenze zwischen Steinkogelschiefer und Quarzphyllit recht trennscharf und übereinstimmend zwischen Geländeeindruck und Dünnschliffen gezogen werden kann, besteht die Schwierigkeit an der Südgrenze darin, dass lagige Wechselfolgen zwischen beiden Einheiten auftreten. Dies mit Dünnschliffen hochauflösend abzubilden, erscheint ökonomisch unsinnig. Es gilt die übliche Definition für den Quarzphyllit:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreichte nur die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.
- Keinerlei primärer sedimentärer Lagenbau erhalten.

Letzteres Kriterium ist vor allem für die Diskussion um die außerhalb der aktuellen Aufnahmen liegenden Grenze zur höher metamorphen Grauwackenzone von Interesse. Vorkommen von Biotit und/oder Granat ist das Kriterium für die Zugehörigkeit zum Steinkogelschiefer.

Die quantitative Zerstörung des Biotits wird als Effekt retrograder Durchbewegung bewertet. Denn es sind entsprechend wellige, mit Serizit belegte Scherflächen zu beobachten. Als Relikte der älteren, höheren Hauptmetamorphose sind Mikrolithons aus grobem Hellglimmer und grobschichtigem Chlorit vorhanden, dieser als Pseudomorphose nach Biotit. Die Ansprache im Gelände variiert daher zwischen Phyllit und Muskovit-Glimmerschiefer, je nach Dominanz der Trennflächen. Breitere Scherzonen-Domänen erzeugen den Eindruck retrograder Phyllonite. Der wechselnd vorhandene Chloritanteil färbt die Gesteine auch leicht grünlich, neben dem dominant silbrig-hellen Aussehen.

Die Dünnschliffuntersuchung bestätigte die Geländeeinschätzung. Die Gefüge-Domänen sind wellig-phacoidal voneinander abgegrenzt. Die Gesteine waren komplett statisch rekristallisiert, granoblastische Quarz/Albit-Pflaster wechseln mit grobschichtigen Hellglimmer/Chlorit-Domänen ab, welche die Schieferungsflächen bilden. Danach erfolgte in Teilen die retrograde Zerschierung mit unvollständiger Re-Equilibration auf niedrigere pT-Bedingungen. Die Form der Chlorite legt nahe, dass sie durch retrograde Umbildung aus Biotit entstanden sind. Diese retrograde Umbildung von Biotit in Chlorit erfolgte quantitativ, dies ist das Unterscheidungskriterium gegen den lagig wechselnden Steinkogelschiefer. Granat-Stabilität wurde im Quarzphyllit nie erreicht, da keinerlei Pseudomorphosen (Chlorit nach Granat) feststellbar sind.

Vom Gefügebild her entwickeln sich Kleinfalten, sc- und ecc-Texturen Hand in Hand mit der retrograden Zerschierung.

Serizitquarzit/Glimmerquarzit

Serizitquarzite und Glimmerquarzite kommen im Quarzphyllit in verschiedenen Niveaus als Einschaltungen vor. Sie treten talnah und als letzte Felsformationen an der Grenze zur Salzachtalau bei Hohenbramberg in Erscheinung, andererseits auch an der nördlichen Gebietsgrenze (Speikkogel, Geige, Geigenscharte). Bei Querung von Bachrissen bilden sie Schluchten und Wasserfallstufen.

Es ist zu beachten, dass das Volumenverhältnis zwischen Quarz und Hellglimmer bis in die Dünnschliffdimension hinein lagig abwechselt. Daher sind die auskartieren Quarzzüge leider nicht als Leithorizonte im stratigrafischen Sinne nutzbar, zumal sie auch lateral auskeilen. Dies hat deshalb negative Folgen für die Einsetzbarkeit bei der Analyse des tektonischen Großbaus. Sie dienen aber natürlich der Dokumentation der lokalen Raumlage, auch wenn sie nicht scharf abgrenzbar sind und fließende Übergänge zum Quarzphyllit bilden. Dies gilt im selben Maße für die quarzitischen Einschaltungen im Steinkogelschiefer (siehe unten).

Die Dünnschliffbetrachtung zeigt dem Quarzphyllit völlig analoge Gefügebilder, wobei naturgemäß die Bereiche mit granoblastischem Quarz-Pflaster unter Ausbildung der 120°-Gleichgewichtskorngrenzen dominieren. Auch im 2016 kartieren Abschnitt fällt der extrem geringe Feldspatanteil auf. Dies kontrastiert häufig zur Geländeansprache, wo die Gesteine oft als Paragneise angesprochen wurden – mangels Feldspat im Dünnschliff dann aber zu Muskovitquarziten uminterpretiert werden mussten. Die prämetamorphen Edukte bildeten also eine stark quarzbetonte siliziklastische Wechselfolge. Es handelte sich nicht um Grauwacken (HEINISCH & PANWITZ, 2016a, b).

Steinkogelschiefer/Biotit-Glimmerschiefer, z.T. Granat führend

Wie anlässlich der Aufnahme der Typlokalität im Jahr 2015 schon festgestellt (HEINISCH & PANWITZ, 2016b), ist die von OHNESORGE (1908) eingeführte Bezeichnung der Kartiereinheit irreführend, da sehr wenig Glimmerschiefer auftreten. Das Einsetzen von Biotit und/oder Granat ist das Kartierkriterium für Steinkogelschiefer im Gelände.

Die Nordgrenze des Steinkogelschiefers verläuft knapp nördlich des Steinkogels und des Frühmessers. Geigen-

scharte und Herrensteigscharte liegen bereits im Quarzphyllit. Kontrollbeprobungen im Bereich der Neualm (Talschluss Miesenbach/Windau) ergaben ebenfalls eine klare Zuordnung zum Quarzphyllit. Etwa an der Grenze, aber nicht scharf als trennende Einschaltung nutzbar, tauchen immer wieder Augengneise auf (siehe unten). Über eine Breite von 200 m können Wechselfolgen zwischen Steinkogelschiefer und Quarzphyllit auftreten.

Die Südgrenze verläuft etwa von der Taubensteinkapelle zum Kraftwerk Bergerjagdhütte, zur Vorstadlalm und zum Waxeneck, also auf halber Hanghöhe. Aufgrund des Einfallens gegen Nord ist die Grenze buchtig geschwungen, springt an den Hügeln nach Süden vor und in den Bach-einschnitten nach Norden zurück. Allein aus dem Streichen lässt sich der Verlauf nicht erklären (siehe Kapitel Massenbewegungen). Hier an der Südgrenze zeigten Dünnschliffe wieder den schon bekannten Lagenwechsel zwischen den beiden konkurrierenden Großeinheiten. Die Dünnschliffuntersuchung ergab in höherem Maße Granat- oder Biotitrelikte als im Gelände gesehen, weswegen das Verbreitungsgebiet des Steinkogels nach unten (Süden) erweitert wurde. Dies bezieht sich auch auf Teile der 2015 aufgenommenen Bereiche (Nachbeprobung, Dünnschliffe). Auch kommen innerhalb des Steinkogelschiefers gelegentlich ausscheidbare Quarzphyllit-Linsen vor. Im Hang oberhalb des Gasthofes Neuhaushof, längs der Straße zur neuen Kapelle, fehlen Proben zur Kontrolle der Untergrenze des Steinkogelschiefers.

Die Dünnschliffbearbeitung ergab weitgehend glimmerreiche Quarzite bis quarzreiche Gneise als Lithologie, entsprechend mit Hauptgemengteilen von Quarz und Hellglimmer. Diagnostisch sind die Nebengemengteile Biotit und Granat. Diese zeigen in der Regel randliche Umwandlung in Chlorit. Besonders groß sind Granate in den quarzreichen Domänen erhalten, in dem von uns kartierten Bereich bis zu 5 mm Größe. Die Granate zeigen je nach Probe unterschiedliche Internstrukturen. Kleine einphasig erscheinende Granate sind selten. Häufiger sind synkinematische Schneeballgranate, Skelettgranate mit Quarzfällung und Granate mit Anwachs säumen. Dies ist offensichtlich Ausdruck mehrphasigen Wachstums während und zwischen verschiedenen Deformationsereignissen.

Biotitquarzit, Granatquarzit im Steinkogelschiefer

Analog zum Glimmerquarzit im Quarzphyllit treten derartige Einschaltungen auch im Steinkogelschiefer auf, hier sogar vermehrt. Besonders quarzreiche Zonen wurden daher durch entsprechende Lagen gekennzeichnet. Regional betrifft dies insbesondere den Grat zwischen Frühmesser und Höhenpunkt 2.099 m, in Fortsetzung der letztjährig kartierten Granatquarzite zwischen Steinkogel und Trattenbacheck. Weiter treten quarzreichere Zonen in Nähe der Südgrenze zum Quarzphyllit in Erscheinung.

Da im Dünnschliff völlig analoge Gefügebilder zum Steinkogelschiefer auftreten, wird auf eine erneute Beschreibung verzichtet. Besonders gut sind die granoblastischen Quarzpflaster mit Gleichgewichtskorngrenzen erhalten. An Korngrenzen zu Granat ist Quarzdrucklösung die Regel, weswegen sich coaxial-symmetrische Augengefüge finden lassen.

Paragneis/Biotit-Muskovit-Bändergneis

Die aufgrund der auffälligen Absonderungsart im Gelände eingeführte Kartiereinheit (Neigung zur Ausbildung von Blockschutthalden), wurde durch die Dünnschliffuntersuchungen fast vollständig zu Biotit- oder Granatquarziten umgedeutet und fiel in die Kartiereinheit „Steinkogelschiefer“. Lediglich an der Forststraße nahe Bärbrunn-Jagdhütte unterhalb des Trattenbachecks zeigte ein Dünnschliff erhöhte Feldspatführung, welche die Ansprache als Paragneis rechtfertigte. Andere Zonen, die im Gelände als Paragneis angesprochen wurden, wie nahe Gasthof Rettenstein im Mühlbachtal, wurden nach Dünnschliffdaten als Orthogneis oder Albitblastenschiefer interpretiert (siehe unten).

Die Dünnschliffe zeigen einen Wechsel von Quarz/Albit-Domänen mit Hellglimmerdomänen. Dies verursacht die makroskopische Bänderung. Es handelt sich bei den Feldspäten von Sub-Millimeter Korngröße um serizitisier-ten Plagioklas. Die Plagioklase sind stark mylonitisch aus-gewalzt und durch die Serizitisierung fast unkenntlich. Ihr Volumenanteil beträgt etwa 60 %. Als Nebengemengteil auftretender Granat ist vergleichsweise intakt, nur rand-lich leicht chloritisiert. Die Granate bilden deformationsbe-dingt symmetrische Augenstrukturen aus. Rekristallisierte Quarz/Albit-zeilen zeigen Gleichgewichtskorngrenzen, hier sind die Albite klar. Eine Quarz-Drucklösung ist deutlich, gemeinsam mit der symmetrischen Augentextur um die Granate Zeugnis einer späten koaxialen Verformung. Eine Orthogneis-Genese kann nicht hundertprozentig ausge-schlossen werden.

Auf makroskopischen Kriterien beruhende Einstufungen von Begehungen aus länger zurückliegenden Jahren sind höchstwahrscheinlich zu revidieren. Die makroskopische Zuordnung von Gesteinen im Talschluss des Langen Grundes aus dem Jahr 2009 zu Paragneisen wurde durch Kon-trollbegehungen/Beprobungen revidiert und den quarzrei-chen Quarzphylliten zugeordnet.

Albit-Blastenschiefer

Albit-Blastenschiefer tritt sporadisch in dünnen Lagen im Gebiet auf, wie im Wiesbach/Berger Jagdhütte, im Grenz-bereich zum Quarzphyllit oder an der Forststraße unterhalb der Taubensteinkapelle. Weiter erwies sich der fragli-che Orthogneis vom Trattenbacheck durch nachgelagerte Dünnschliffuntersuchung als Albit-Blastenschiefer. Da die Einschaltungen nur wenige Meter bis Zehnermeter mächtig sind, können weitere potenzielle Vorkommen überse-hen worden sein. Die Albitblasten erreichen Korngrößen von 2 mm.

Im Dünnschliff sieht man zwei lagig abwechselnde Ge-füge-Domänen, einerseits Quarz/Albit-Pflaster, anderer-seits Lagen von Muskovit/Chlorit, letzterer pseudomorph nach Biotit. Die Albitblasten sind rekristallisiert und zeigen ein rotiertes Interngefüge mit einer reliktschen Schiefe-rung, die quer zur Hauptfoliation steht. Granate kommen als Einschlüsse in den Albitblasten vor, je nach Vorkom-men auch außerhalb und zeigen mehr oder weniger star-ke Chloritisierung. Auch Biotit kann in Relikten erhalten sein. Um die Porphyroblasten herum hat sich ein symme-trisches Augengefüge mit Quarzdrucklösung ausgebildet. Quarzdrucklösung lässt sich auch an den Domänengren-zen zu Hellglimmerlagen beobachten. Offensichtlich wa-

ren die Bedingungen günstig für die Erhaltung gepanzelter Relikte der Peak-Metamorphose. Von Metamorphosegrad und Metamorphosepfad entsprechen die Gesteine daher den Steinkogelschiefern.

Zirkon ist extrem selten, wenn er auftritt, dann xenomorph. Dies unterstützt die Entscheidung, das Gestein nicht als Orthogneis, sondern als Paragneis einzustufen.

In Randbereichen werden die Gesteine zunehmend mylonitisch mit starker Auswalzung der Porphyroblasten.

Karbonateinschaltung vom Trattenbach, Taubenstein und Dürnbach

Diese Karbonateinschaltung ist mit einem kleinen isolierten Vorkommen streichend bis zum Wiesbach nachweisbar und endet dort zunächst. Mit 500 m Versatz quer zur Lithologie tauchen die Karbonate dann erneut am Rand der Talau des Salzachtals auf und sind mit Mächtigkeiten über 100 m bis nach Unterhohenbramberg, kurz vor Ganser verfolgbar. Die Gesteine sind entlang der Zufahrt zum Gasthof Neuhaushof gut aufgeschlossen. Weiter westlich findet sich keine Spur mehr von diesem Leithorizont, der immerhin über 10 km nachweisbar blieb (siehe unten, tektonischer Bau).

Die auffälligen Felsklippen bestehen zu etwa gleichen Teilen aus Dolomitmarmor und Kalkmarmor. In der internen Wechsellagerung ist keine Systematik zu erkennen – sie ist daher eher der duktilen Schertektonik und dem Kompetenzkontrast zwischen Dolomitmarmor und Kalkmarmor geschuldet, als einer primär stratigrafischen Abfolge. Interne Quarzphyllit-Einschaltungen kommen ebenfalls vor. Die Kalkmarmore variieren in der Farbe von reinweiß bis hellgrau. Dolomitmarmore weisen einen gelblichen Farbton auf. Der Karbonathorizont befindet sich hier eindeutig innerhalb des Quarzphyllits.

Grünschiefer

Der größte und auffälligste Grünschieferzug befindet sich an der Salzach-Talau beim Gasthof Weyer. Auch der Burgfelsen besteht aus Grünschiefer. Am Nordrand des Aufnahmegebietes befindet sich ein weiteres Vorkommen, das vom Frühmessergipfel zur Rinderbirgalm hinunterzieht. Es spaltet in dünne Lagen auf und ist intensiv spzialgefaltet. Zwischengeschaltet sind Granatquarzite und Steinkogelschiefer. Die tektonische Position entspricht den Vorkommen vom Steinkogel. Kleine Grünschieferespäne befinden sich auch bei Benkern, ähnlich wie bei den anderen Vorkommen immer in räumlicher Nähe zu Quarziten. Generell ist jedoch zu betonen, dass Grünschiefer sowohl innerhalb des Quarzphyllits, als auch innerhalb des Steinkogelschiefers liegen können.

Hinsichtlich der mikroskopischen Daten kann man auf die letzten Berichte zurückgreifen. Je nach Vorkommen handelt es sich um Amphibolite mit erhaltener Hornblende oder aber um Chlorit-Epidotschiefer, in denen die Paragenese der Hauptmetamorphose retrograd abgebaut wurde. Der Grünschiefer der Burgruine Weyer wurde aufgrund seiner Randposition von PESTAL (mündliche Mitteilung) hinsichtlich der Beziehung zum Tauernfenster diskutiert. Dieser ist stark retrograd umgebildet, also ein Chlorit-Epidotschiefer, führt aber reliktschen Biotit. Es besteht kein Grund, ihn extra von den übrigen Grünschiefern abzugrenzen.

In allen Fällen sind basaltische Pyroklastika als Edukte wahrscheinlich, die mit den Siliziklastika wechsellagern.

Chlorit-Calcitschiefer, Chlorit führender Kalkmarmor

Diese Gesteine treten im Gefolge des Grünschiefers von Weyer auf. Sie lassen sich, ebenso wie der Grünschiefer, jenseits des Weyerbaches nicht mehr finden. Im Gelände sondern die Gesteine grobblockig ab, bilden eine Höhenstufe und können mit Quarziten verwechselt werden, die in ihrer Nachbarschaft auftreten.

Der Mineralbestand zeigt im Dünnschliff ein durchschnittliches Mengenverhältnis von Calcit: Chlorit: Quarz von etwa je einem Drittel. Lagenweise kommen auch höhere Karbonatgehalte vor. Quarz/Calcit-Domänen wechseln mit Chloritlagen ab. Die Gesteine sind gut rekristallisiert, auch die Chloritscheite sind grobblättrig.

Kalifeldspat-Augengneis, z.T. Granat führend

Augengneiszüge kommen im untersuchten Bereich nur am Nordrand des Gebietes, etwa an der Grenze Tirol/Salzburg vor. Sie stellen die Fortsetzung der Augengneise vom Speikkogel und Grasleitkopf dar. Die linsige Geometrie der Einschaltungen bleibt charakteristisch. Wenn auch nicht im Detail durchkonstruierbar, so bilden sie insgesamt einen Leithorizont etwas nördlich der Grenze Quarzphyllit/Steinkogelschiefer. Sie liegen also bereits im Quarzphyllit, gelegentlich trennen manche Vorkommen auch beide Serien. Hinsichtlich Details zur Lithologie sei auf die Berichte der Vorjahre verwiesen.

Auch im diesjährig kartierten Abschnitt gibt es aus der Feldgeologie keine Widersprüche zur Interpretation der Alkalifeldspat-Augengneise als Granit-Intrusionen, wahrscheinlich ordovizischen Alters (BLATT, 2013; HEINISCH & PANWITZ, 2014). Die gemeinsame Hauptmetamorphose des gesamten kartierten Komplexes muss deutlich nach der Intrusion der Orthogneise erfolgt sein, mit späterer gemeinsamer polyphaser retrograd-duktiler Deformationsgeschichte.

Feinkörniger Orthogneis, granatführend

Als Einschaltungen im Steinkogelschiefer, verstärkt im Bereich Wildkogel und Wildkogelhaus, treten streifigkörnige Gneise auf. Diese führen in der Regel bereits makroskopisch gut sichtbaren Granat von mehreren Millimetern Korngröße. Im Gelände bestand zunächst Unsicherheit, ob es sich um Orthogneise oder Paragneise handelt. Im benachbarten Kartiergebiet am Wildkogel dürften die Gesteine eine größere Verbreitung finden. Eine umfangreiche Beprobung wurde mit dem Zweck geochronologischer Datierungen von den Kollegen Christoph Iglseider und Benjamin Huet durchgeführt.

Jeder Dünnschliff zeigt leicht unterschiedliche Gefüge, vor allem auch hinsichtlich der Mylonitisierung und retrograden Umbildung der Gesteine. Am ehesten bildet die Bezeichnung Biotit-Granat-Plagioklasgneis den Mineralbestand ab. Biotit und Granat sind manchmal sehr gut erhalten (z.B. an der „Akademie“ am Wildkogelhaus), oft aber auch stark deformiert und zu Chlorit zerfallen. Feldspäte, im Unterschied zu den Alkalifeldspat-Augengneisen hier ursprünglich Plagioklasen, sind mehrfach umkristallisiert und in klare Albite zerfallen. Sie sind jedoch teils er-

neut serizitiert oder mylonitisch ausgewalzt. So wäre das Vorkommen am Sendemast (Höhe 2.127 m) neben den künstlichen Seen der Beschneiungsanlage eher als Orthogneismylonit zu bezeichnen. Es ist zu hoffen, dass die geplanten geochronologischen Datierungen die Genese der Gesteine aufklären.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Im Nordteil des Gebietes streichen die Gesteine ziemlich genau E–W (90°) mit pendelnden Einfallswerten zwischen Vertikale und 60° Südfallen. Damit ergibt sich eine großräumige, wellige Verfaltung. Die Geometrie ist nicht-zylindrisch, eher konisch. Alle Einheiten nehmen an diesem Großbau teil. Stärkere Verfaltung mit Einfallswerten bis zu 35° Nord gibt es in den Grünschiefer einschaltungen des Frühmessers. Auf der Linie Braunkogel–Gasthof Rettenstein setzen stark streuende tektonische Daten ein, die hier sicher faltentektonische Ursachen haben. Sie folgen keiner einfachen Faltengeometrie. Am ehesten können sie mit einer wellenartigen Verbiegung um subhorizontale E–W-Achsen erklärt werden.

Völlig unklar bleiben die Raumlagen im Umfeld des Wildkogelhauses. Der dort ausgeschiedene Orthogneis wurde als flache Linse, fast parallel zur Morphologie am Hang klebend einkonstruiert. Zwischen Gensbichlscharte und Gasthof Rettenstein im Mühlbachtal dominiert N–S-Streichen (subvertikal), also quer zum üblichen Generalstreichen. Hier ist zu hoffen, dass das strukturelle Problem im anschließenden Gipfelbereich des Wildkogels aufzuklären sein wird.

Am Südhang zwischen dem Grat Gasthof Wolkenstein–Gensbichlscharte und etwa der Höhe 1.400 m kippt die gesamte Lithologie in flaches Nordfallen, die Streichwerte zeigen eine Verbiegung parallel zu den Höhenlinien. Für diese sonderbare Struktur nährt sich der Verdacht auf Steuerung durch Massenbewegungen. Das Herauskippen der Hangflanken beeinträchtigt auch die Untergrenze Steinkogelschiefer/Quarzphyllit beträchtlich, so dass diese lappenartig nach Süden vorgreift (siehe Kapitel Massenbewegungen).

Interessanterweise zeigen die talnahen Bereiche, also die Flanken zwischen 1.400 m Höhe und der Talaue wieder einen vergleichsweise einfachen strukturellen Bau. Die Lithologen stehen mittelsteil bis vertikal und tauchen spitzwinkelig aus dem Salzachtal auf. Allerdings lässt sich ein großräumiges Umbiegen des Streichens von Ost nach West, von 70° bei Hohenneukirchen auf 45° bei Benkern bis 20° bei Weyer erkennen. Die tektonischen Werte jenseits des Weyerbaches streuen so extrem, dass hier eine großräumige Massenbewegung vermutet wird und eine tektonische Wertung nicht zu empfehlen ist.

Der Weg zur Entwicklung eines Modells zum tektonischen Großbau kann nur über Leithorizonte führen. Von Norden nach Süden sind hier zunächst die Alkalifeldspat-Augengneise zu betrachten. Sie treten in einem etwa 400 m breiten Streifen in Gestalt immer wieder abgerissener, linsiger Körper in Erscheinung. Sie belegen den steilstehenden E–W-Verlauf der Lithologien dieser Zone. Die N–S-gerichteten Talschlüsse führen zu keinem Versatz. Damit sind größere Sprödverformungen in N–S-Richtung auszuschlie-

ßen. Im 2016 kartierten Abschnitt liegen die Vorkommen in der Tat im Grenzbereich zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefern. Dies erklärt die früheren Interpretationen als Deckenscheider, bzw. nach TOLLMANN (1963) sogar als eigenständige „mittelostalpine“ Deckeneinheit. Da die Gesteine, wie die flächendeckende Aufnahme des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger in den letzten Jahrzehnten zeigte, jedoch auch weit entfernt von der Grenze Quarzphyllit/Steinkogelschiefer in allen Einheiten und sogar in der Grauwackenzone auftreten können, ist die Interpretation obsolet.

Nächst südlich sind die Grünschieferzüge vom Frühmesser zu diskutieren. Ihr Verlauf ist durch Spezialfaltungen im 100 m-Bereich deutlich modifiziert. Im Überblick bestätigen sie weiter den planparallelen Bau mit mittelsteilem bis vertikalem Südfallen der Serien. Obwohl sie nicht durchgängig aushaltbar waren, sind die Gesteine als Fortsetzung der Grünschiefer vom Steinkogel anzusehen.

Große Monotonie zeichnet den Zentralbereich des Kartiergebietes aus. Ein belastbarer Leithorizont findet sich erst wieder in Gestalt des Karbonatzuges. Obwohl in sich komplex zusammengesetzt, bildet er ausgezeichnet die Struktur am Südrand der Gebiete ab. Zweifelsfrei handelt es sich um denselben Horizont, der seit mehreren Jahren, insgesamt über 10 km Länge, verfolgbar blieb. Durchgängig ist die steile Raumlage. Das Streichen ändert sich mehrfach bogenförmig, weswegen der Schnittwinkel zwischen Salzachtal (-Störung) und den Quarzphyllit-Lithologien variiert. Zweifelsfrei ist auch, dass dieser Leithorizont mehrfach zerschert ist, also immer wieder unterbrochen wird. Die en-echelon-artige Struktur ist nur durch mehrphasige duktile Verformung erklärbar. So sind die einzelnen Vorkommen als Mega-Boudins im Zuge einer erheblichen duktilen Streckung zu betrachten. So würde eine duktile Dehnung, gefolgt von einer späteren Transpression mit dextralem Schersinn den Stufenversatz ermöglichen. Allerdings widerspricht dies dem Verlauf weiter im Westen. Hier wäre der Versatz sinistral transpressiv (HEINISCH & PANWITZ, 2016b). Im Gelände fanden sich, zumindest im diesjährig aufgenommenen Bereich, keinerlei Hinweise auf einen Sprödanteil der Versätze.

Letzter Leithorizont, nur für eine kurze Strecke nutzbar, ist der Grünschiefer von Weyer mit seiner randlichen Verzahnung zu Paraserien.

Hinsichtlich der Faltengefüge ist weitverbreitet Kleinfaltung festzustellen. Messbare Achsen liegen parallel zum E–W-Generalstreichen mit flachem Abtauchen überwiegend nach Osten. Falten im Grünschiefer von Weyer zeigen steilere Abtauchwerte (270/60), möglicherweise handelt es sich um Schleppungen längs der Salzachtal-Störung. Eine weitere, seltener zu beobachtende Faltenrichtung steht annähernd senkrecht hierzu (140/60), was zu entsprechenden Interferenzerscheinungen führt. Schnittlineare und Krenulationslineare sind sehr häufig, mit genetisch widersprüchlichen Raumrichtungen. Kartenbildprägende Großfaltenstrukturen sind mangels zweifelsfreier Leithorizonte im betrachteten Ausschnitt nicht ableitbar. Mesoskalige Falten mit lokaler Verbiegung des lithologischen Wechsels finden sich wie erwähnt bei den Grünschieferzügen. Eine größere Faltenstruktur dürfte sich Richtung Wildkogelgipfel außerhalb der zu kartierenden Fläche entwickeln.

Hinsichtlich der Verformungsgeschichte ist aus dem Gelände bild der Leithorizonte, verbunden mit den Dünnschliffbeobachtungen, eine übergreifende Mylonitisierung der Serien zu konstatieren. Polyphase duktile Prozesse unter wechselndem Spannungsfeld müssen angenommen werden. Die Chancen, den PT-Pfad und die Deformationsereignisse auf der Zeitachse lückenlos zu entwirren, erscheinen als sehr gering.

Nach wie vor liegen keine Altersdaten aus Glimmern oder Granaten vor. Die Vermutung einer variszischen Hauptmetamorphose mit nachfolgenden unterschiedlich starken, aber sicher mehrphasigen retrograden Überprägungen (altalpidisch?) ist also zunächst aufrecht zu erhalten. Die Daten aus 2016 bestätigen vollkommen die Überlegungen zur Geodynamik aus den Vorjahren (Kartierungen von 2012 bis 2014; HEINISCH, 2013; HEINISCH & PANWITZ, 2014, 2016a, b).

Einige Ankerpunkte sind abschließend herauszustellen:

Im Metamorphose-Peak sind Quarzphyllit und Steinkogelschiefer leicht verschieden, im Quarzphyllit war Biotit stabil, im Steinkogelschiefer Biotit und Granat.

Die retrograde Überprägung erlebte der Stapel gemeinsam mit identischer Metamorphosehöhe (Grünschieferfazies unter Bildung von Muskovit, Chlorit, Epidot und Albit). Diese retrograde Überprägung war mehrphasig mit wechselnden Spannungszuständen: Auffallend ist hierbei eine koaxial-kompressive Phase, verbunden mit kräftiger Quarz-Drucklösung. Diese sollte zu einer erheblichen Reduktion der primären Mächtigkeit des Krustenpakets geführt haben. Für alle in Rede stehenden Abfolgen ist, wie bereits mehrfach erwähnt, eine siliziklastische Wechselfolge von Quarzsandsteinen und Peliten anzunehmen. Sinistral oder dextral transpressive Phasen können zur Erklärung der gebildeten „Mega-Boudins“ im Karbonathorizont, den Grünschiefern und in den Augengneisen herangezogen werden. Da Quarz sowohl starke Drucklösung erfährt, als auch voll duktil reagierte, die Kalkmarmorlagen duktil verfaltet sind, dolomitische Lagen aber eher spröde reagierten, lässt sich das Temperaturfeld der retrograden Prozesse auf Bereiche zwischen 550 und 300° C abschätzen.

Steinkogelschiefer und Quarzphyllit bildeten ein zusammenhängendes Krustenprofil, der Unterschied besteht aus einer leicht verschiedenen Peak-Metamorphose und anschließend unterschiedlich starker retrograder Zerschneidung mit entsprechenden Gefügerelikten.

Die Form der Einschaltung der Steinkogelschiefer spielt auch in den Geologischen Übersichtskarten eine Rolle. Der Nordrand ist recht klar fassbar und erscheint durch die subvertikale Raumlage der Abfolgen zumindest in Übersichtsmaßstäben als gerade Linie. Der Südrand ist durch die überprägenden Massenbewegungen immer an den Hängen buchtig nach Süden vorgewölbt und suggeriert so flache Raumlage (u.a. Hang westlich Taubensteinkapelle). Schlechte Aufschlussverhältnisse durch starke Bewaldung, Massenbewegungen und der mehrfache Lagenwechsel zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefer bisheriger Nomenklatur erschweren hier die Grenzziehung erheblich. Dies dürfte zu Diskrepanzen mit anderen Kartierenden führen. Nach allen vorliegenden Daten nach Geländedaten ist ein Deckenbau auszuschließen.

Sprödstörungen sind nur sehr untergeordnet vorhanden. So geht die Spezialfaltung am Frühmesser mit einer Sprödstörung einher, die etwa in der Knickfaltenebene liegt. Der tiefe Bacheinschnitt von Mitterhohenbramberg beherbergt nur in seinem Oberlauf eine kleinere Katakklasezone. Im Unterlauf kann keine Störung sein, da der Karbonat-Leithorizont unversetzt quert. Einzig im Weyerbach bzw. etwas östlich davon könnte sich eine größere bachparallele Verwerfung befinden. Diese ist jedoch durch Massenbewegungen maskiert, die von Osten her den Bach zuschieben.

Quartär, Massenbewegungen

Ein dünner Schleier von lokaler Grundmoräne erfüllt den Talschluss des Mühlbachtals, wobei die einschneidenden Entwässerungsrinnen das Anstehende freigeben. Nördlich des Frühmessers wurde ein Blockgletscher identifiziert. Reste von verdichteter Grundmoräne des Hochglazials liegen im tieferen Hangteil bei Mitterhohenbramberg, erkennbar durch reichlich Zentralgneis-Findlinge. Diesen auflagernd treten häufig Eisrandterrassenreste auf, orografisch den jeweiligen Seitenbächen zuordenbar. Durch die rezente Erosion teils zu spitzen Hügelformen reduziert, reichen diese bis auf 1.600 m Höhe (Vorstadlalm). Die Verebnungsstufe oberhalb des Salzachtals mit den Ansiedlungen wie Gasthof Stocken oder Ganser ist eine abgeschliffene Rundhöckerlandschaft.

Massenbewegungen treten im Vergleich zum Vorjahr etwas zurück. Der Grat vom Frühmesser zum Braunkogel bis zur Sessellift-Station oberhalb Bergeralm ist durch Bergzerreissungen gegliedert. Dies zieht nach Osten keine Massenbewegungen nach sich, nur in westlicher Richtung (HEINISCH & PANWITZ, 2016b). Im oberen Mühlbachtal ist die glaziale Landschaft erhalten. Wesentlich werden die Probleme wieder in den Hängen und Bächen südlich der Gensbichlscharte und des Wildkogelhauses. Hier sind die Hänge quantitativ als Massenbewegungen zu charakterisieren. Diese greifen aber nicht bis zur Talaue durch, sondern enden auf halber Hanghöhe, wie die Leithorizonte und tektonischen Daten beweisen.

Anders ist dies östlich des Weyerbaches im Umfeld von Walsberg. Hier ist der Berg gesamter Breite und Höhe bis zum Tal in Bewegung. Auch der Weyerbach wird von Osten her durch Massenbewegungen beeinflusst.

Literatur

BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft **29**, 59 S., Halle an der Saale.

HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen a.G. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 370–373, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 232–235, Wien.

HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 236–241, Wien.

OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., Wien (Deuticke).

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Ende Mai bis Mitte September des Jahres 2017 wurden zwei räumlich getrennte Gebiete geologisch neu aufgenommen, ein ca. 29 km² großes Gebiet westlich des Schwarzenseebaches und des Kleinsölkbaches, sowie ein ca. 18 km² großes Gebiet im Ennstal östlich von Stein an der Enns.

Gebiet A (westlich vom Schwarzenseebach und Kleinsölkbach)

Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Harmeralm – Kleiner Gnasen (2.244 m) – Großer Gnasen (2.461 m) – westlicher Blattrand (Sonntagskar) – Umlauer (2.664 m) – Stierkarsee (1.810 m) – Schneetalalm – Schladminger Törl – Kolblacke – Hinterwald – Kleinsölkbach – Schwarzenseebach – Harmeralm.

Das präquartäre Grundgebirge umfasst im Süden den Schladminger Gneiskomplex und den weiter nördlich darauf liegenden Wölz-Komplex. Der zentrale Schladminger Gneiskomplex besteht aus hellen, d.h. biotitarmen, klein- bis mittelkörnigen Orthogneisen, aus sehr vereinzelt, grobkörnigen Gabbroamphiboliten, aus großräumig monotonen, z.T. migmatischen Biotitplagioklasgneisen, Zweiglimmergneisen und quarzitischen Gneisen, sowie aus geringmächtigen Lagen von Hornblendegneis.

Der hangende Teil des Schladminger Gneiskomplexes besteht aus fein- bis feinkörnigen, plattigen Gneisen ohne Anzeichen von Migmatisierung. Der mikroskopische Befund an den Proben der Geländesaison 2016 weist diese Gesteine als mutmaßliche Abkömmlinge saurer Tuffe oder Tuffite aus. Wegen ihrer plattigen und ebenschichtigen Textur lässt sich das Streichen dieser Gesteine auch in den unzugänglichen Felswänden schon mit freiem Auge oder dem Fernglas sehr gut erkennen. Sie bilden mit relativ flacher bis leicht nordfallender Lagerung den Gipfelaufbau des Säulecks (2.359 m), den nördlich anschließenden Schneetalrücken, den Grat bei den Speikböden, den oberen Teil der südexponierten Steilwände (oberhalb von

ca. 1.800 m) nördlich der Sacherseealm (1.050 m) sowie die ostexponierten Steilwände zwischen dem Hopfgartner und der Klockalm (1.496 m). Die Mächtigkeit dieses Gneispakets beträgt ca. 300 bis 400 m. Hier und im östlich anschließenden Gebiet auf der anderen Seite des Kleinsölktales bildet es die Grenze des Schladminger Gneiskomplexes zum überlagernden Wölz-Komplex.

Die seit langem bekannten, sauren Orthogneise des Schladminger Gneiskomplexes wurden erwartungsgemäß am Fuße der süd- bis ostexponierten Felswände zwischen dem Kesslerkreuz (989 m) und der Stummeralm (1.353 m), entlang der Forststraße zur Lassachalm (1.324 m), im Talkessel des Lassachkars, an der Scharte namens Karlkirchen und im Stummerkessel angetroffen. Es handelt sich durchwegs um sehr helle, vorwiegend mittelkörnige, seltener grobkörnige, Metaplutonite mit nicht besonders straffer Schieferung. Anhand der mikroskopischen Befunde aus den Vorjahren (insbesondere aus der Kartierungssaison 2011) konnten monzogranitische bis granodioritische Zusammensetzungen nachgewiesen werden.

Eine große Überraschung der heurigen Kartierungssaison war die Entdeckung eines fast 1 km² großen Vorkommens von hellem Orthogneis im Umkreis des Stierkarsee (1.810 m), das auf den gedruckten geologischen Übersichtskarten 1:200.000 der Bundesländer Steiermark (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und Salzburg (BRAUNSTINGL et al., 2005) nicht eingezeichnet ist. Dieser Orthogneiskörper erstreckt sich vom unteren Ausgang der Lahntalrinne (W' Tagalm) über das Stierkar bis zum Höhenrücken entlang des Wanderweges zu den Goldlacken. Diese Orthogneise sind leicht zugänglich und entlang des Weges gut aufgeschlossen. Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, dass die Orthogneise dieses neu entdeckten Vorkommens mit den Orthogneisen im Stummerkessel, im Lassachkar und im Talgrund des Schwarzenseebaches unterirdisch zusammenhängen. Es ergibt sich der Eindruck einer achsial flach nach Osten abtauchenden, antiklinal gewölbten Gneisplatte, deren achsiale Kulmination ungefähr in W–E-Richtung durch das Stummerkar verläuft. Unter Einbeziehung der Orthogneisvorkommen im westlich anschließenden Gebiet des Blattes 127 Schladming erstreckt sich dieser mutmaßlich zusammenhängende Orthogneiskörper in W–E-Richtung über eine Gesamtlänge von 20 km. Er ist an seinen Rändern vielfach in kleinere Gneislappen aufgelöst und bildet Gänge und Lagergänge in den angrenzenden, z.T. migmatischen Nebengesteinen.

Die Orthogneise und ihre Nebengesteine sind zweifelsfrei dem von MATURA (1987) definierten Riesach-Komplex zuzuordnen, da basische oder bimodale Metavulkanite, wie sie für den Golling-Komplex typisch sind, hier nirgends angetroffen wurden. Ein Vorkommen von grobkörnigem Gabbroamphibolit mit bis zu 8 mm großen Hornblenden befindet sich an der Forststraße zur Lassachalm (800 m SW' der Breitlahnhütte). Dieses Gestein gehört zur Gruppe der Metaplutonite des Riesach-Komplexes. Ganz ähnliche massive Metagabbros treten auch im Blattgebiet 127 Schladming auf.

Der Grenze zwischen dem Schladminger Gneiskomplex und dem Wölz-Komplex ist an den ostexponierten Felswänden des südlichen Kleinsölktales zwischen den Gehöften Hopfgartner und Kolb erschlossen. Entlang der Forststraße zur Klockalm (1.496 m) sind phyllitische Glimmerschiefer (Typus „Kaiblingschiefer“) mit Zwischenlagen von plattigen Quarziten und feinkörnigen Paragneisen aufgeschlossen. Dieses Gesteinspaket zieht sich über einen NE-SW verlaufenden Gebirgssporn zum Spateck (2.256 m) und zum Schusterstuhl (2.216 m) hinauf. Der Kontakt zu den unterlagernden Feinkorngneisen liegt etwas weiter südlich, mit nicht sehr scharfer Grenze. Am Schladminger Törl (1.945 m), am Dromeisspitz (2.047 m), bei der Kolbalm und entlang der Forststraßen westlich von Hinterwald sind durchwegs feinschuppige, phyllitische Glimmerschiefer aufgeschlossen. Grobschuppige Granatglimmerschiefer sind hier nicht in kartierbaren Dimensionen vorhanden. Der Granat bleibt klein (< ca. 3 mm) und tritt nicht in großen Mengen auf. Die Lagerung des gesamten Gesteinspakets ist sehr einheitlich. Es fällt mittelsteil nach Norden bis NNE ein.

Hervorzuheben ist ein dünnes konkordantes Marmorband ca. 300 m NE' der Klockalm. Ein ähnlicher Marmor ist auch auf der anderen Seite des Tales in vergleichbarer Position vorhanden (NW' Bröckelalm; HEJL, 2016).

Eine bedeutende regionalgeologische Entdeckung ist das anstehende Vorkommen von konkordantem Pseudotachylit 350 m WNW' Kolb, in 1.180 m über SH, an der Forststraße zur Kolbalm. Es handelt sich dabei um einen großflächigen Straßenaufschluss im mittelsteil nordfallenden Wölzer Glimmerschiefer mit mehreren dünnen Lagen von schwarzem Glas. Die dickste dieser Lagen ist ca. 3 cm mächtig und über eine Länge von mehreren Metern bilderbuchartig aufgeschlossen. Pseudotachylite habe ich im Schladminger Gneiskomplex zwar schon öfter gefunden (HEJL, 2014), allerdings immer nur in Rollstücken. Im Wölz-Komplex waren mir Pseudotachylite weder aus der Literatur bekannt, noch waren sie mir bisher während eigener Begehungen im Gelände aufgefallen. Daher stellt der heurige Fund von anstehendem Pseudotachylit im Wölzer Glimmerschiefer eine regionalgeologische Besonderheit dar.

Im Gebiet A wurden sechs Gesteinsproben für die Herstellung von Dünnschliffen entnommen. Probe HEJL 2017/3 ist ein mittelkörniger saurer Metaplutonit von einem Aufschluss an der Forststraße 700 m WSW' Kesslerkreuz. Probe HEJL 2017/4 ist eine plattige feinkörnige Metaarkose aus dem Wölz-Komplex bei Hinterwald (400 m W' Kote 948 m). Probe 2017/5 ist ein mittel- bis grobkörniger Metadiorit oder Metagabbro (Rollstück) aus dem Stummerkessel (1.420 m SH, ca. 500 m N' Stummerkesselspitze). Probe 2017/6 ist ein grobkörniger Leuko-Orthogneis aus dem

Lassachkar, am Steig zur Karlkirchen, aus 1.580 m SH. Die Proben 2017/7 und 2017/8 sind klein- bis mittelkörnige, mutmaßliche Metagranite oder Metagranodiorite vom markierten Wanderweg ca. 400 m E' des Stierkarsees (1.810 m), aus 1.860 bzw. 1.830 m SH. Die Beprobung des im Bericht erwähnten Pseudotachylitvorkommens wird zu einem späteren Zeitpunkt nachgeholt werden und Gegenstand einer eigenen Untersuchung sein.

Im Gebiet A besteht die quartäre Bedeckung aus fluvioglazialen Eisrandsedimenten (zwischen Hinterwald und Kesslerkreuz), aus spätglazialen Moränen und Blockgletscherablagerungen (z.B. im Lassachkar, im Kar NE' des Spatecks und bei der Kolblacke), aus Blockschutt in Hanglage, Murenkegeln und Auenablagerungen.

Gebiet B (Ennstal östlich von Stein an der Enns)

Es handelt sich um die Talsohle des Ennstales östlich von Stein an der Enns, um einen bis ca. 1 km breiten, südlich anschließenden Gebietsstreifen an den Hängen der Ennstaler Phyllitzone einschließlich der Kuppe bei Kote 845 m im Osten sowie einem 500 m bis 1 km breiten Gebietsstreifen auf dem Höhenzug des Mitterberges nördlich der Enns, d.h. zwischen Ratting im Westen und Diemlern im Osten.

Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Stein an der Enns (694 m) – Ratting – Gasthof Häuserl im Wald (806 m) – Frankenbichl – Berg (824 m) – Wundersamer – Diemlern – Espang – Mitterberg (845 m) – Bleiberggraben – Oberer Bleiberg – Kraftwerk Niederöblarn – Moosberg – Sonnberg – Maderebner (873 m) – Gatschberg – Stein an der Enns.

Das präquartäre Grundgebirge besteht hier aus Gesteinen des Ennstaler Phyllitkomplexes, genauer gesagt aus monotonen, dünnplattigen bis blättrigen Phylliten und mengenmäßig stark zurücktretenden, olivgrünen Chloritschiefern. Es fällt auf, dass die Grungesteine östlich von Stein an der Enns seltener sind als westlich davon. Kartierbare Vorkommen von Chloritschiefer liegen unmittelbar östlich und südlich von Stein an der Enns (zwischen Kraftwerk Winkelmühle und Gatschberg), 600 m südlich der Kirche von Öblarn, ca. 1 km NNW' von Niederöblarn sowie auf dem Hügel NW' des Flugfeldes von Niederöblarn.

Die Phyllite sind in der Regel sehr arm an Biotit und Granat; letzterer ist meistens kleiner als 2 mm und sichtbar chloritisiert. Nur am WSW-ENE streichenden Höhenrücken bei Gritschenberg (Kote 849 m) fand ich relativ große Mengen von gut aufgeschlossenem Granatphyllit mit vielen kleinen, anscheinend kaum alterierten, hellroten Granaten. Auch diese sind nicht größer als ca. 2 mm.

Am orografisch rechten Ufer des Walchenbaches, 500 m SE' des Öblarner Freibades, fand ich Phyllite mit untergeordneten Zwischenlagen von Chloritschiefer und Gritschieschiefer.

Wegen der Aufschlussarmut dieses Gebietes lässt sich der Baustil des Grundgebirges nur erahnen. Entlang der Enns, am SSE-Fuß des Mitterberges überwiegt relativ flache Einfallen (meistens < 25°) nach NNW bis NE. Südlich der Enns wurden auch mittelsteil bis steil, in der Regel nach Norden einfallende Gesteinspakete angetroffen. Ein ungefähr W-E streichender Faltenbau ist zwar anzu-

nehmen, wegen des großen Abstandes zwischen den gut aufgeschlossenen Bereichen aber im Detail nicht auflösbar. Großräumige Sackungen an den NNW- bis N-exponierten Hängen halte ich jedoch für unwahrscheinlich, da die periglazialen Sedimente an den Hängen (z.B. am Oberen Bleiberg und am Moosberg) durchwegs horizontal liegen. Im Falle listrischer Abschiebungen durch spätglaziale oder holozäne Hangtektonik würde man erwarten, dass geschichtete Eisrandsedimente dadurch gekippt werden. Dies ist hier jedoch nicht der Fall.

Im Gebiet B wurden zwei Gesteinsproben für die Herstellung von Dünnschliffen entnommen. Probe HEJL 2017/1 ist Phyllit vom Fuß des Mitterberges, ca. 100 m N' der Enns bei Öblarn (450 m ESE' Ebner; 400 m SSW' Strimitzen; SH 700 m). Probe 2017/2 ist ein Chloritschiefer vom Hügel NW' des Flugfeldes bei Niederöblarn, von einem Aufschluss 200 m WNW' Niederstall, in 710 m SH.

Das hügelige Plateau des Mitterberges zwischen Gersdorf und Berg liegt auf Vorstoßschottern. Es handelt sich dabei um geschichtete fluvioglaziale Schotter, bestehend aus gut gerundeten Steinen und Kiesen, sowie Zwischenlagen aus schluffigem Sand. Die Grenze zu den unterlagernden Phylliten des Grundgebirges liegt jedoch nicht an der morphologischen Terrassenkante (ca. 800 m SH), sondern ca. 30 bis 50 m tiefer, in ungefähr 750 m SH. Entlang der Straße oberhalb von Schloss Gstatt und an den Wegen im Gersdorfer Wald sind die fluvioglazialen Schotter gut aufgeschlossen. Das Plateau des Mitterberges ist jedoch ein Wald- und Wiesengelände ohne natürliche Aufschlüsse. Anhand der Topografie bzw. der Laserscans sind mehrere bis über 800 m lange, WNW–ENE streichende Drumlins in der ehemaligen Stoßrichtung des Eises zu erkennen. Es ist anzunehmen, dass sich auch geringmächtige Grundmoräne am Aufbau des Plateaus und der Drumlins beteiligt. Diese ist jedoch ohne Bohrungen oder andere künstliche Aufschlüsse nicht abgrenzbar.

Ein neuer Forstweg, der auf den topografischen Aufnahmeblättern noch nicht eingezeichnet ist, erschließt 500 m N' von Schloss Gstatt bzw. 200 m W' Ebner die Grenze zwischen Ennstaler Phyllit und den auflagernden fluvioglazialen Schottern. Über eine Länge von mehr als 20 m lässt sich diese Kontaktfläche an der künstlichen Böschung oberhalb des Weges genau verfolgen. Der nahezu unverwitterte Phyllit ist gefaltet und zeigt am Kontakt weder Braunfärbung noch eine andere Art von Bodenbildung. Darüber folgt übergangslos der horizontal liegende Schotter (sandiger Grobkies und Steine) mit siltigen Sandlagen. Das Fehlen eines Verwitterungshorizontes belegt die Annahme einer kaltzeitlichen fluvialen Schüttung (Vorstoßschotter).

Südlich des Ennstales bzw. südlich von Niederöblarn befindet sich in ähnlicher Höhenlage wie am Mitterberg eine auffällige Verflachung. Sie liegt zwischen Moosmoar und Maidl von 800 m aufwärts bis ca. 880 m SH. Dieser ganz flach nach Norden geneigte Hang trägt den Namen Moosberg. Das Gehöft Gatschberger (*nomen est omen*) befindet sich in der Mitte dieser Verflachung. In einer Runse knapp südlich vom Gatschberger fand ich viele gut gerundete Steine und Grobkiese ortsfremder Lithologie, die mit schlammigem phyllitischem Murenschutt vermenget sind. Ich vermute, dass die Verflachung des Moosberges ein mit dem Plateau des Mitterberges korrespondierendes Form-

relikt eines alten Talbodens ist. Auch die auflagernden fluvioglazialen Schotter dürften ungefähr gleich alt sein, sind aber am Moosberg kleinräumig umgelagert und mit jüngerem Murenschutt durchsetzt.

Geschichtete fluvioglaziale Schotter befinden sich auch an den bewaldeten Hängen südlich des Oberen Bleiberges. Sie sind an den dortigen Forststraßen oberhalb von ca. 830 m SH bestmöglich aufgeschlossen. Bemerkenswert ist die horizontale Lagerung dieser Schotterbänke, die gegen eine spätglaziale oder holozäne Hangtektonik spricht. Das Gebiet ist zwar durch viele Runsen erodiert und z.T. mit Murenschutt bedeckt, jedoch kein Rutschhang.

Der 400 m lange, ungefähr W–E streichende Drumlin am östlichen Blattrand beim Bauer Gosch trägt auf seinem Rücken viele gut gerundete Grobkieskomponenten ohne Kritzer. Es handelt sich höchstwahrscheinlich nicht um Grundmoräne, sondern um fluvioglaziale Schotter.

Die großen Schwemmfächer am Ausgang der Tauerntäler in das Ennstal wurden anhand der Laserscans gegenüber der Talaue abgegrenzt. Sie sind auch vor Ort gut zu erkennen. Es sind dies die Schwemmfächer des Moarbaches bei Bach, des Walchenbaches bei Öblarn, des Niederöblarnbaches und des Baches am Unteren Bleiberg. Die Unterscheidung von Schwemmfächern und Murenkegeln beruht auf der Nomenklatur von AHNERT (1996), wonach Schwemmfächer ein Gefälle von maximal 8°, Murenkegel ein Gefälle von 8 bis 20° und Sturzkegel ein Gefälle von über 20° aufweisen.

Verlandete Altwasserarme der Enns sind sowohl auf den Laserscans als auch im Gelände gut zu erkennen. Sie wurden durch natürliche Prozesse oder im Zuge der Regulierung der Enns vom Hauptwasserstrom abgeschnitten und befinden sich heute im Stadium von Verlandungsniedermooren. Hervorzuheben sind die verlandeten, ehemaligen Flussabschnitte südlich des Gersdorfer Waldes, SE' der Bahnhofstabelle von St. Martin am Grimming und westlich vom Unteren Bleiberg.

Literatur

- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 440 S., Stuttgart (Ulmer).
- BRAUNSTINGL, R., PESTAL, G., HEJL, E., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEJL, E. (2014): Über den Fund eines Pseudotachylits im Schladminger Kristallinkomplex des hinteren Göriachtales (Lungau, Land Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 154, 125–133, Wien.
- HEJL, E. (2016): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 156, 268–270, Wien.
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 181 Obervellach und 182 Spittal an der Drau

GERIT E.U. GRIESMEIER (Auswärtige Mitarbeiterin) &
RALF SCHUSTER

Das kartierte Gebiet befindet sich auf den Kartenblättern 181 Obervellach und 182 Spittal an der Drau. Es umfasst die südöstlichste Kreuzeckgruppe und das angrenzende Oberdrautal. Zusätzlich wurde ein kleines Gebiet an den Nordabfällen der Goldeckgruppe bei der Ortschaft Fellbach untersucht. Im Norden reicht das kartierte Gebiet der Kreuzeckgruppe bis über den Nigglaigraben. Die Nordwestgrenze zieht vom Wirtshaus Ambros in südlicher Richtung über den Nigglaigraben auf den Grat bis zum Hohen Stand (SH 2.086 m) und weiter in westlicher Richtung bis zum Speikbichl (SH 2.285 m). Von hier verläuft die Grenze über den Stagor (SH 2.298 m) direkt nach Süden in das Oberdrautal bei Gerlamoos (SH 570 m). Die auf Kartenblatt 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006) befindlichen Teile des Kartiergebietes wurden teilweise übernommen, aber einer Überarbeitung hinsichtlich der Strukturprägung und der quartären Ablagerungen unterzogen.

Dieser Bericht gibt zunächst einen geologischen Überblick. Im Anschluss werden die auftretenden Lithologien, die Strukturen und die quartären Ablagerungen beschrieben. Abschließend finden sich Anmerkungen zu Massenbewegungen, einigen historischen Bergbauen und zur Morphologie.

Geologischer Überblick

Geologisch umfasst das bearbeitete Gebiet vom Liegenden in das Hangende die Prijakt-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems und die Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Die Prijakt-Decke wird ausschließlich vom Prijakt-Polinik-Komplex aufgebaut, der die nördlichsten Anteile bildet. An einer mächtigen Abschiebungszone wird die Prijakt-Decke von der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke überlagert. Letztere ist intern durch markante Strukturen untergliedert und besteht aus mehreren Komplexen. Direkt über der Grenzfläche zum Prijakt-Polinik-Komplex lagert der Gaugen-Komplex, welcher durch mehrere interne Phyllonitzone zerschnitten ist. Die wichtigste davon ist die E-W streichende Leßnigbach-Scherzone, an welcher der nördliche Block angehoben wurde. Im Süden wird der Gaugen-Komplex durch die ENE-WSW verlaufende Blaßnig-Scherzone begrenzt. Diese zeigt einen sinistralen Versatz und eine spätere vertikale Bewegung, an der der Südblock gehoben wurde. Der Südblock wird aus dem Strieden-Komplex aufgebaut, der weiter im Westen im tektonisch liegenden des Gaugen-Komplexes auftritt (SCHUSTER & SCHMIDT, 2003). Vollkommen von quartären Sedimenten des Oberdrautales bedeckt muss sich eine weitere, etwa ENE-WSW verlaufende Störung befinden, da an der Südseite des Oberdrautales Gesteine des Goldeck-Komplexes erscheinen. Diese Störung

ist auch im Kartenblatt 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006) angedeutet.

Lithostratigrafische- und Lithologische Einheiten

Prijakt-Polinik-Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem/ Prijakt-Decke)

Der Prijakt-Polinik-Komplex besteht größtenteils aus monotonen Paragneisen. In diese ist bei Feistritz ein Amphibolitkörper eingelagert. Gegen Hangend finden sich in den Paragneisen häufiger Glimmerschiefer und selten auch Granat-Glimmerschiefer eingelagert.

Die Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplexes sind durch sehr einheitliches Einfallen nach Süden charakterisiert. Die Einfallswinkel schwanken dabei zwischen 30 und 80°. Die Lineare fallen mit etwa 50° einheitlich Richtung ESE. In Annäherung an die Hangendgrenze werden die Gesteine zunehmend mylonitisch und schließlich kataklastisch überprägt.

Die **Paragneise** bilden durch Eisenhydroxidbeläge bräunlich gefärbte Felswände und Aufschlüsse mit großen, glatten Trennflächen. Sie brechen nach der Schieferung und Klüftung zu oft mehreren Kubikmeter großen länglichen Blöcken. Sie sind feinkörnig, wobei makroskopisch Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit oder selten Chlorit zu erkennen sind. Im Dünnschliff wird deutlich, dass feinkörniger Granat zumeist vorhanden ist. Quarzmobilisatlagen sind vorhanden, aber unauffällig und selten.

Ursprünglich pelitischere Partien bilden **Glimmerschiefer**, die häufig nach der Schieferung zu Platten brechen. Auf den Schieferungsflächen ist zumeist eine Krenulation erkennbar und die Glimmer erreichen Korngrößen bis zu 1 mm. Selten, wie z.B. an der Forststraße westlich von Feistritz in 780 m SH, sind **Granat-Glimmerschiefer** vorhanden, in denen makroskopisch Granat mit bis maximal 7 mm Größe auftritt. Die Schieferungsflächen zeigen in diesen Fällen auffallend warzige Oberflächen.

Die **Amphibolite** sind schwarzgrün gefärbt und brechen blockig zu unregelmäßigen Stücken. Im frischen Bruch sieht man, dass die Gesteine feinkörnig und geschiefert sind, wobei sie kaum nach der Schieferung brechen. Makroskopisch sind hauptsächlich Amphibol und etwas Plagioklas, Quarz und Biotit erkennbar. In einzelnen Lagen kann Biotit gehäuft auftreten.

Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Zum überwiegenden Teil besteht der Gaugen-Komplex aus monotonen Paragneisen mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern. Diese können im Gelände nicht flächig voneinander abgetrennt werden und sind daher gemeinsam dargestellt. Sehr selten sind einige Meter mächtige Lagen von Amphibol führenden Paragneisen bis Amphiboliten sowie Granat-Glimmerschiefern vorhanden.

Die Gesteine des Gaugen-Komplexes zeigen kein einheitliches Einfallen. Im Allgemeinen ist das Gesteinsstreichen jedoch etwa E-W gerichtet und es gibt Bereiche, in denen ein Nord- oder Südfallen vorherrscht, auch wenn die Einfallswinkel stark schwanken. So ist südlich der Leßnigbach-Scherzone flaches Einfallen nach Norden vorherrschend, wohingegen nördlich der Störung mittelsteiles, südliches Einfallen dominiert. Lineation und Krenulation verlaufen parallel und zeigen südlich der Leßnigbach-Scherzone ein bevorzugtes N-S-Streichen mit variierendem Einfallswinkel. Nördlich der Scherzone lässt sich keine bevorzugte Orientierung erkennen. Das unsteile Einfallen der Flächen und Lineare könnte auf mehrfache Verfaltung zurückzuführen sein.

Typisch für die **Paragneise und Glimmerschiefer** sind ihr ockerfarbenes Erscheinungsbild und ihr Bruch zu wenigen Kubikdezimeter großen, unregelmäßig geformten Stücken. Der Bruch erfolgt zum Teil nach der Schieferung sowie nach Klüftflächen ohne besonders ausgeprägte Bevorzugsrichtungen. Häufig sind Quarz-Mobilisate als sigmoidale Objekte oder als einige Dezimeter verfolgbare Lagen in die Schieferung eingeregelt. Frische Bruchflächen sind grau-bräunlich und auf den Schieferungsflächen ist in den Glimmerschiefern eine Krenulation ausgebildet. Charakteristisch sind grobe, ausgewalzte Hellglimmer, die zumeist agglomerophyrisch auf den Schieferungsflächen verteilt sind und dem Gestein ein silbrig glänzendes Aussehen verleihen. In selten anzutreffenden, nicht retrograd überprägten Typen ist Biotit vorhanden. Zumeist ist dieser jedoch in Chlorit umgewandelt.

Granat-Glimmerschiefer finden sich zum Beispiel auf der Südseite des Hoher Stand in einer Seehöhe von etwa 1.500 bis 1.700 m und an der Forststraße zur Pirkebner Alm auf einer Seehöhe von etwa 1.200 m. Die Granate erreichen eine Größe von wenigen Millimetern und sind manchmal von Chlorit ersetzt. Im Dünnschliff konnten in den Granat-Glimmerschiefern auch Staurolith und Kyanit erkannt werden (siehe auch DEUTSCH, 1977).

Wenige Meter mächtige Lagen von **Amphiboliten** bis Amphibol führenden Paragneisen finden sich wenige hundert Meter südlich des Gipfels des Platteckspitzes (SH 2.170 m). Es handelt sich um dunkle, feinkörnige Gesteine mit polygonalem Bruch, in denen Biotit makroskopisch erkennbar ist.

Auf die tektonisch überprägten Gesteine im Bereich der basalen Deckengrenze sowie der Phyllonitonen wird unten eingegangen.

Strieden-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Granat-Glimmerschiefer mit zum Teil mächtigen Amphibolit-Lagen bauen den Strieden-Komplex im Bereich des Rundhöckers bei Kleblach auf. Mit Bezug auf SCHUSTER & SCHUSTER (2003) handelt es sich dabei um die hangenden Anteile des Strieden-Komplexes.

Die Gesteine des Strieden-Komplexes fallen steil gegen SE bis SSW, mit Einfallswinkeln zwischen 60 und 85°. Charakteristisch ist eine intensive interne Verfaltung, wobei die Faltenachsen und die dazu (sub)parallelen Streckungslineare mittelsteil nach SSW fallen. Die dazugehörigen Faltenachsebenen fallen steil nach Nordwesten ein. Der

Strieden-Komplex im Bereich des Rundhöckers bei Kleblach ist von einem konjugierten System mit ESE-WNW und NNE-SSW streichenden Störungen durchzogen, die vor allem am Laserscan deutlich sichtbar sind. Harnische, die in Amphiboliten an einer steil nach SSW einfallenden Störung gemessen wurden zeigen sinistrale bzw. abschiebende Bewegung nach ESE.

Die **Granat-Glimmerschiefer** sind graugrün gefärbt und brechen groblockig zu unregelmäßigen, großen Blöcken. Die Gesteine sind von zahlreichen, stark duktil deformierten, isoklinal verfalteten Quarzmobilisaten durchzogen. Die prägende Schieferung ist stark verfaltet und auf den Schieferungsflächen sind feinkörnige, silberige Hellglimmer und Chlorit zu erkennen. Granat erreicht eine Größe von bis zu 15 mm. Bereits im Handstück zeigen die Granate grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granat-Kristalle weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung unter statischen Bedingungen stattgefunden hat.

Amphibolite finden sich als einige Meter bis wenige Zehnermeter mächtige Lagen an der Südseite des Rundhöckers. Sie sind dunkelgrün gefärbt, massig und weisen ein deutliches Streckungslinear und eine dazu parallele Faltung auf. Sie brechen nach Flächen, die parallel zur Streckungslineation liegen und senkrecht darauf stehenden Klüften. Die Gesteine sind feinkörnig und bestehen größtenteils aus Amphibol. Immer wieder sind weiße Quarzmobilisatlagen vorhanden.

Goldeck-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Der Goldeck-Komplex wird von Phylliten bzw. Phylloniten mit Marmorzügen aufgebaut.

Die **Phyllite** sind dunkelgrau-grünlich gefärbt. Sie sind dünnlagig geschiefert und intensiv verfaltet, sodass sie generell eine unruhige Textur aufweisen. Diese wird von eingelagerten, geringmächtigen Quarzmobilisaten noch unterstrichen. Auf den Schieferungsflächen sind rotbraune Flecken von Eisenhydroxiden vorhanden. Die Gesteine sind reich an Chlorit und inhomogen verteiltem, feinschuppigem Hellglimmer.

Feinkörnige **Marmore** bilden Lagen mit über 10 m Mächtigkeit. Sie sind im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich gebändert, wobei die einzelnen Lagen grau, weiß und zum Teil auch bräunlich gefärbt sind. Dieser Lagenbau ist duktil verfaltet und wird von Kalzitgängen quer durchschlagen.

Periadriatische Intrusiva

Im Nigglaigraben auf einer Seehöhe von 920 m ist südlich der Brücke ein ca. 2 m mächtiger basaltischer Gang in Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplexes aufgeschlossen. Der Gang fällt steil nach Westen ein (280/85). Das Gestein ist nicht geschiefert und zeigt einen auffälligen polygonalen Bruch. Es ist dunkelgrau gefärbt, feinkörnig und es sind keine Minerale makroskopisch identifizierbar. Mit Bezug auf DEUTSCH (1984) handelt es sich wahrscheinlich um einen alkalibasaltischen Lamprophyre.

Strukturgeologie und Lagerungsverhältnisse

Im Folgenden werden interne Strukturen und Lagerungsverhältnisse der auftretenden Komplexe näher beschrieben. Außerdem wird auf geologische Trennstrukturen eingegangen.

Grenze zwischen Prijakt-Decke und Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke (Wallner-Scherzone)

Die Deckengrenze ist eine über 500 m mächtige, steil mit etwa 70° südfallende Scherzone mit nach Südosten gerichtetem Bewegungssinn. Im Liegenden entwickelt sich die Scherzone aus den grobblockig brechenden, monotonen Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplexes, indem in diesem glimmerreichere, phyllonitisierte Zonen gegen das Hangende hin häufiger werden. Südlich des Nigglaigrabens finden sich in den Paragneisen und Phylloniten auch immer wieder Quarzmylonite und in weiterer Folge treten vereinzelt Kataklastite auf. Die Grenze zur überlagernden Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke ist nicht exakt definierbar, da die stark phyllonitisierten und kataklastisch überprägten Paragneise des Prijakt-Polinik- und Gaugen-Komplexes nicht eindeutig unterscheidbar sind. In jedem Fall folgen penetrativ phyllonitisierte Paragneise mit stark ausgeprägten SCC'-Gefügen des Gaugen-Komplexes mit zum Teil etlichen Meter mächtigen Ultrakataklastiten. Diese sind auffallend schwarz und brechen orientierungslos zu spitzen Stücken. Gegen das Hangende werden die SCC'-Gefüge seltener und in den höchsten Anteilen können nur mehr auf seltenen südfallenden Flächen Ultrakataklastitbelege beobachtet werden.

Die untersuchte Scherzone wurde nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide angelegt. Sie ist für einen Teil der Exhumation der kretazisch eklogit- bzw. amphibolitfaziellen Prijakt-Decke gegenüber der nur in unterer Grünschieferfazies geprägten Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke verantwortlich.

Leßnigbach-Scherzone

Die Leßnigbach-Scherzone ist eine ca. 200 m breite, sehr steil (ca. 80°) nordfallende Zone mit (sub)vertikalem Streckungslinear und nach Süden gerichtetem Schersinn, die den Gaugen-Komplex in E-W-Richtung durchtrennt.

Die Paragneise und Glimmerschiefer des Gaugen-Komplexes treten in der Scherzone als stark phyllonitisierte/mylonitisierte Gesteine auf und sind im Zentrum als Grünschiefer (Chloritschiefer) bzw. Grafitphyllite ansprechbar. Sie zeigen ein ausgeprägtes SCC'-Gefüge und eine überprägende Verfaltung mit horizontalen, E-W streichenden Faltenachsen und dazugehörigen flach westfallenden Achsialebenen. In oberen Hangbereichen, in denen die Scherzone auftritt, können Knickfalten mit selber Geometrie beobachtet werden. Außerdem finden sich in diesen Bereichen Harnischflächen mit synkinematischen Faserkristallen, die parallel zu den Faltenachsen orientiert sind und einen sinistralen Schersinn anzeigen. Die Faltung steht in Zusammenhang mit der Ausbildung der Faserkristalle. Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass die Faltung in der Scherzone im spröduktilen Übergangsbereich gebildet wurde.

Die Phyllonite sind ockerfarben und brechen flatschig. Glimmerreiche Anteile zerbröseln regelrecht, sobald sie aus dem Gesteinsverband entnommen werden. In Lagen

treten immer wieder geringmächtige, helle Quarzmylonite auf, die zu kleinen, relativ kompakten Stücken brechen.

Im Zentrum der Scherzone sind silbrig schimmernde **Grünschiefer** vorhanden. Zum Teil sind sie relativ kompakt und brechen zu wenige Kubikdezimeter großen Platten, zumeist sind sie jedoch sehr reich an Hellglimmern und Serizit und brechen dünnblättrig nach dem prägenden SCC'-Gefüge. Häufig sind wenige Zentimeter dicke Quarzgängchen in die Schieferung eingeregelt. Neben den Grünschiefern finden sich seltener auch silbrig glänzende, dunkelgraue **Grafitphyllite**, die sehr dünnblättrig brechen. Beim Törl (nahe Hoher Stand) tritt eine ca. einen Meter mächtige Zone aus karbonatischen Fuchsit-Schiefern in der Scherzone auf. Sie verwittern orangefarben und Fuchsit ist in dünnen Lagen angereichert. In der Matrix bildet Fuchsit auch Glimmerfische, welche in die Schieferung eingeregelt sind.

Die Leßnigbach-Scherzone wurde unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, wahrscheinlich in der Kreide angelegt und nachträglich von einer Faltung betroffen. Während der Faltung lagen die Temperaturen im Bereich der spröduktilen Übergangszonen.

Innerhalb des Gaugen-Komplexes finden sich weitere mehrere Zehnermeter mächtige und über etliche hundert Meter verfolgbare Phyllonitonen. Eine WNW-ESE streichende Scherzone zweigt bei SH 1.400 m von der Leßnigbach-Scherzone gegen WNW ab. Eine weitere E-W streichende Phyllonitzone verläuft etwa 800 m nördlich, parallel zur Leßnigbach-Scherzone.

Blaßnig-Störung

Die Blaßnig-Störung ist bei Blaßnig unterhalb eines Gehöftes an der Straße gut aufgeschlossen. Sie streicht ENE-WSW und fällt mit Winkeln über 70° nach Norden und Süden ein. Die duktile Lineation streicht subhorizontal in ENE-WSW-Richtung, zeigt sinistralen Versatzsinn und überprägt eine alpidische Verfaltung mit NW-SE streichenden Faltenachsen und nordfallenden Achsialebenen. Besonders auffällig ist die Scherzone im Gelände durch das Auftreten von mächtigen Ultrakataklastiten mit Pseudotachyliten und Harnischflächen. Diese werden von einem penetrativen SCC'-Gefüge überprägt. Im Gelände ist die duktile Überprägung anhand boudinierter Pseudotachylite erkennbar. An steil stehenden, verbogenen Harnischflächen mit (sub)vertikalem Linear zeigt sich, dass der Südblock später noch gegenüber dem Nordblock gehoben wurde.

Die Blaßnig-Störung war in Temperaturbereichen des spröduktilen Überganges aktiv und exhumierte den Strieden-Komplex im tektonisch liegenden des Gaugen-Komplexes an die Oberfläche.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im kartierten Gebiet finden sich verschiedenste quartäre Formen und Ablagerungen, welche die Morphologie entscheidend prägen. Die Kammbereiche, die im untersuchten Gebiet gänzlich durch den Gaugen-Komplex aufgebaut sind, zeigen runde Formen mit zahlreichen kleinen, oft verkippten Aufschlüssen und dazwischenliegenden, geringmächtigen Schuttkörpern. Diese Gegebenheiten sind auf periglaziale Verwitterung zurückzuführen. In Depressionen

direkt unterhalb des Kambereiches sowie im Kar gegen den Nigglaigraben sind mächtigere Lockergesteinskörper vorhanden. Diese bestehen aus eckigem, manchmal auch angerundetem Lokalschutt. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um nicht weiter auflösbare, wenig kompaktierte Akkumulationen von Grundmoräne, Ablationsmoräne, Periglazialschutt und im Bereich des Kares auch um Hangschutt.

Die darunterliegenden Hangbereiche zeigen stellenweise Rundhöckerlandschaften mit zum Teil abgeschliffenen Festgesteinsaufschlüssen und dazwischenliegenden, geringmächtigen Grundmoränenauflagerungen. Solche Rundhöckerlandschaften sind zum Beispiel an der Geländekante bei der Umbiegung des Oberdrautales am Radlberg, aber auch im Bereich Pirkeben ausgebildet. Ein Aufschluss von Grundmoräne befindet sich an der Forststraße zur Radlberger Alm in 1.500 m Seehöhe. Die Grundmoräne zeigt eine siltig/tonige, rotbraune Matrix mit gerundeten Komponenten. Sie ist matrixgestützt, nicht geschichtet, unsortiert und stark verfestigt. Zumeist ist die Grundmoräne jedoch schlecht aufgeschlossen, es finden sich aber immer wieder gut gerundete Blöcke aus eindeutig ferntransportiertem Material. Als exotisches Material sind Albit-Gneise, Amphibolite, Granat-Glimmerschiefer des Strieden-Komplexes und Periadriatische Intrusiva anzutreffen. Auffällig ist der ca. 1 m³ große Tonalitblock an der Forststraße zur Radlberger Alm in 1.300 m Seehöhe. Er enthält idiomorphe Quarz- und Granat-Kristalle, die eine Größe von bis zu 5 mm erreichen. Die Matrix enthält chloritisierten Biotit und Feldspat. Bei Pirkeben ist in der Kehre 100 m südöstlich der Kapelle ein Rundhöcker aus Grünschiefern mit einem Gletscherschliff vorhanden. Die Striemung ist N-S orientiert.

Besonders schön ist der Rundhöcker bei Kleblach, der vom Strieden-Komplex aufgebaut wird. Durch die eiszeitliche Überformung und nachfolgende Verwitterung wurde ein konjugiertes Störungsmuster morphologisch erkennbar. Die dazwischenliegenden Senken sind größtenteils versumpft. Westlich von Feistritz ist ein vom Gletscher abgeschliffener Bereich aus den Gesteinen des Prijakt-Polinik-Komplexes erhalten, in dem ein Trennflächengefüge aufgrund der fehlenden Schuttbedeckung gut erkennbar ist.

Reste von Staukörpern am Eisrand treten in zwei unterschiedlichen Positionen auf. Einerseits finden sie sich entlang der Hangfüße des Oberdrautales und andererseits an Talausgängen von Seitentälern.

Im Oberdrautal sind Eisrandsedimente an den Südabfällen der Kreuzeckgruppe zwischen Greifenburg und Kleblach bis in eine Seehöhe von etwa 800 m weit verbreitet. Die Morphologie ist in diesen Bereichen sehr unruhig, was am Laserscan besonders gut sichtbar ist. Die Hänge sind von zahlreichen in geringem Abstand auftretenden und nur zeitweise wasserführenden Gräben zerfurcht. Im Aufschluss sind die Eisrandsedimente zumeist geschichtet, wenig verfestigt und oft verrutscht. Sie bestehen aus einer sandig/tonigen Matrix und polymikten Komponenten. Neben unterschiedlich gut gerundetem Lokalmaterial finden sich gut gerundete Orthogneise und Amphibolite. Auf der südlichen Talseite sind Reste von Staukörpern am Eisrand im Bereich um Fellbach vorhanden (PESTAL et al., 2006).

Im Leßnigbachgraben sind Eisrandsedimente in einer Seehöhe zwischen 1.100 und 1.500 m verbreitet. Ein Aufschluss mit gut geschichteten Sedimenten findet sich zum Beispiel an der Forststraße zur Radlberger Alm in 1.300 m Seehöhe. Der untere Bereich ist polymikt und enthält Lokalschutt und ferntransportiertes Material. Darüber folgen organikreiche Lagen und tonige Lagen, in die Sandlinsen eingeschaltet sind. Lateral überlagern die Eisrandsedimente die Grundmoräne der Rundhöckerlandschaft, wobei bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen die Abgrenzung oft schwierig ist. Im Lanzewitzer Graben sind auf der Nordseite Eisrandsedimente zwischen 700 und 1.200 m Seehöhe erhalten. Auch in der Massenbewegung auf der südlichen Talseite sind immer wieder verrutschte Eisrandsedimente vorhanden. Mächtige Eisrandsedimente finden sich auf der Südseite des Nigglaigrabens zwischen 900 und 1.200 m Seehöhe. Im Bereich von Raunach wurden diese noch von einem spätglazialen Gletscher überfahren. Auf einer Höhe von etwa 1.000 bis 1.200 m Seehöhe ist ein Seitenmoränenwall ausgebildet. Er ist dicht bewachsen und somit nur aufgrund der Morphologie erkennbar. Seitlich am Moränenwall ist eine Paläoabflussrinne erhalten.

Am Hangfuß zu beiden Seiten des Lanzewitzer Grabens befinden sich zwischen 700 und 770 m Seehöhe Körper aus Lockergestein. Vermutlich handelt es sich um Reste eines ehemaligen Murenkegels, welcher aus Material der darüber befindlichen Massenbewegung (siehe unten) gespeist wurde.

Der Talboden des Oberdrautales wird von flachen Schwemmfächern aus den Seitengräben und Talalluvionen gebildet. Die Schwemmfächer aus dem Nigglai- und Lanzewitzer Graben haben dabei das Tal oberhalb von Sachsenburg gesperrt, so dass sich dahinter ein Rückstaubereich gebildet hat, der bis nach Steinfeld reicht. In diesem Bereich mäandrierte die Drau, wobei bereichsweise die Staukörper am Eisrand und die Schwemmfächer anerodiert wurden. Die Interaktion der Seitenerosion der Drau und der Schüttungen aus den Seitentälern führte zur Bildung von verschiedenen Erosionskanten. Bei Lengholz sind mindestens zwei Stadien von Erosionskanten erhalten.

Die Schwemmfächer von der Nordseite des Oberdrautales zeigen ein monotones Spektrum aus Paragneisen des Gaugen-Komplexes, lediglich im Bereich des Nigglaigrabens ist ein buntes Spektrum mit diversen Glimmerschiefern, Paragneisen, Amphiboliten, Orthogneisen usw. aus dem Gaugen-, Strieden- und Prijakt-Polinik-Komplex vorhanden. Ein auffallend anderes Komponentenspektrum zeigen die Sedimente der Schwemmfächer an den Südabfällen der Goldeckgruppe. Neben Lokalmaterial aus dem Goldeck-Komplex (Phyllonite, Phyllite, Marmor, massige von Quarzgängen durchzogene Grünschiefer), finden sich rote Sandsteine und Konglomerate (Perm) sowie dunkle Kalke (zum Teil „Wurstelkalke“, Untertrias bis Mitteltrias) der autochthonen permomesozoischen Transgressionsabfolge. Weiters ist gut gerundetes, ferntransportiertes Material vorhanden. Dieses umfasst epidotreiche Grünschiefer, frische Eklogite mit Granat, Omphazit und Phlogopit des Penninikums, Orthogneise mit bis zu 4 cm großen Feldspat-Porphyrroklasten des Subpenninikums, periadriatische Intrusivgesteine mit Phenokristallen von Granat, Hornblende, Plagioklasten und Quarz sowie Amphibolite.

Massenbewegungen

In den Kamm- und oberen Hangbereichen zwischen Speikbichl und Hoher Stand sind vielerorts Zerrgräben, oft mit antithetischem Bewegungssinn, ausgebildet. Besonders schön sind diese auf der Nordseite des Hoher Stand und am Grat zwischen Speikbichl und Platteckspitz zu beobachten. Eine tiefgreifende, komplexe Massenbewegung ist an der Nordostseite des Hoher Stand im Bereich des Lanzewitzer Grabens ausgebildet. Die oberste Abrisskante befindet sich auf 1.880 m Seehöhe westlich der Brunnerhütte. Darunter ist der gesamte Hangbereich tiefgründig aufgelockert, wobei im Schluderwald bei 1.300 und bei 1.140 m Seehöhe weitere markante, interne Abrisskanten auftreten.

Lagerstättenkunde

Die Kreuzeckgruppe ist bekannt für zahlreiche kleine Lagerstätten von Gold und Antimon, aber auch Blei, Kupfer und Eisen (FRIEDRICH, 1963). Im kartierten Bereich liegen die historischen Abbaue bei Leßnig und nördlich der Radlberger Alm. Die Lagerstätte Leßnig ist in der Literatur ausführlich beschrieben (z.B.: CANAVAL, 1934; HIESSLEITNER, 1947, 1949; FRIEDRICH, 1963; PICHLER, 2009) und nach der Literatur an Störungszonen mit sehr grafitreichen Glimmerschiefern gebunden. Nach eigenen Beobachtungen handelt es sich bei den schwarzen feinkörnigen Gesteinen größtenteils um Ultrakataklasite. Daneben werden auch Grünschiefer als $\frac{1}{2}$ m mächtige Lagen (HIESSLEITNER, 1947, 1949) und Fuchsit führende Schiefer (CANAVAL, 1934) beschrieben. Derartige Gesteine treten, wie oben beschrieben, auch in der Leßnigbach-Scherzone mit einer Mächtigkeit von bis zu 100 m auf.

Auch die Lagerstätte nördlich der Radlberger Alm liegt an der bei 1.400 m Seehöhe von der Leßnigbach-Scherzone gegen WNW abzweigenden Störung. Es ist aber festzuhalten, dass die Aufschlüsse im Bereich der Pinggen aus recht kompakten Paragneisen und nicht aus Phylloniten bestehen. Phyllonite finden sich aber unmittelbar nördlich im Bereich des Baches.

Bemerkungen zur Morphologie

Der Verlauf des Drautales im Bereich zwischen Kleblach und Sachsenburg ist bemerkenswert. Möglicherweise steht der Talverlauf im Zusammenhang mit den N-S verlaufenden Störungen, die schon von HIESSLEITNER (1947, 1949) beschrieben wurden. Nach dessen Angaben wurde im Zuge der Bergbautätigkeiten in Leßnig eine etwa N-S streichende Störung aufgeföhren. Er geht davon aus, dass diese mit parallel dazu streichenden Störungen im Oberdrautal zusammenhängen. Die Störungen im Tal sind nicht konkret nachgewiesen, aber eigene Beobachtungen legen nahe, dass diese existieren. Wie auch HIESSLEITNER (1947, 1949) beschreibt, könnte es sich bei den N-S verlaufenden Störungen um Abschiebungen handeln, an denen der östliche Block abgesenkt wurde.

Der östlichste Teil des Nigglaigrabens bildet heute eine enge Schlucht mit steilen Felswänden, die in kompetenten, grobblockigen Paragneisen und Glimmerschiefern des Prjakt-Polinik-Komplexes eingeschnitten ist, während südlich davon weniger kompetente, kataklastische Paragneise der südfallenden Abschiebungszone in den oberen Hangbereichen auftreten. Wahrscheinlich war der Nigglaigraben

ursprünglich in den weniger kompetenten Gesteinen angelegt und kam erst durch fortschreitende Erosion in den kompetenten Gesteinen zu liegen.

Literatur

- CANAVAL, R. (1934): Die Antimonitvorkommen des oberen Drautales. – Montanistische Rundschau, **26**, 1–16, Berlin.
- DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **120/2**, 231–294, Wien.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dikes south of the Tauern Window (Austria): A K-Ar and Sr isotope study. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **85**, 45–57, Berlin–Heidelberg.
- FRIEDRICH, O.M. (1963): Kreuzeckgruppe. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **1**, 220 S., Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1947): Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 1–92, Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1949): Nachtrag, z.T. berichtend, zu: „Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich.“ – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 199–200, Wien.
- PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PICHLER, A. (2009): Bergbau in Westkärnten: Eine Bestandsaufnahme der noch sichtbaren Merkmale der historischen Bergbaue in Westkärnten. – Carinthia II: Sonderheft **63**, 416 S., Klagenfurt (Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten).
- SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/3**, 453–455, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

GERIT E.U. GRIESMEIER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das kartierte Gebiet umfasst Bereiche der südöstlichen Kreuzeckgruppe. Es befindet sich im nordwestlichen Anschluss des von GRIESMEIER & SCHUSTER (2017) bearbeiteten Gebietes. Im Norden reicht das kartierte Gebiet bis zum und teilweise über den Nigglaigraben. Die Nordwestgrenze zieht von Kohlstatt in südwestlicher Richtung über den Gstoßwald und das Rastl (SH 2.156 m) auf den Lenkenspitz (SH 2.298 m). Von hier verläuft die Grenze in südöstlicher Richtung am Grat zum Speikbichl (SH 2.285 m) und weiter etwas nördlich des Grates zum Ochsenboden. Die Ostgrenze verläuft von hier über die Wallneralm über den Nigglaibach nahe dem Gasthaus Fercher.

Dieser Bericht gibt zunächst einen geologischen Überblick. Im Anschluss werden die auftretenden Lithologien, die Strukturen und die quartären Ablagerungen beschrieben. Abschließend finden sich Anmerkungen zu Massenbewegungen.

Beschreibungen der Lithologien finden sich in GRIESMEIER & SCHUSTER (2017). Dieser Bericht liefert lediglich Ergänzungen.

Geologischer Überblick

Das bearbeitete Gebiet befindet sich fast zur Gänze in der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems, welche im kartierten Gebiet gänzlich vom Gaugen-Komplex aufgebaut wird. Lediglich ein kleiner Bereich im Nordosten des Gebietes wird vom tektonisch liegenden Prijakt-Polinik-Komplex (Prijakt-Decke) des Koralpe-Wölz-Deckensystems gebildet. Der Prijakt-Polinik-Komplex wird im Westen von spröden Strukturen und im Süden durch die Wallner-Scherzone (GRIESMEIER et al., 2017) gegen den Gaugen-Komplex begrenzt. Der Gaugen-Komplex wird im kartierten Gebiet von mehreren Störungen durchschnitten.

Lithostratigrafische- und Lithologische Einheiten

Prijakt-Polinik-Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem/Prijakt-Decke)

Der Prijakt-Polinik-Komplex wird aus monotonen **Paragneisen** und untergeordnet **Glimmerschiefern** aufgebaut, die typischerweise sehr einheitliches mittelsteiles Südfallen aufweisen.

In Annäherung an die Wallner-Scherzone, welche die Hangendgrenze darstellt, werden die Gesteine zunehmend mylonitisch und schließlich kataklastisch überprägt. Die Westgrenze wird durch eine spröde, moderat westfallende Störung gebildet.

Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Bei den Gesteinen des Gaugen-Komplexes handelt es sich um **Glimmerschiefer** mit fließenden Übergängen zu untergeordneten **Paragneisen**, die teils quarzitisch auftreten. Selten sind **Amphibolite** und **Granatglimmerschiefer** vorhanden. Unter dem Mikroskop wird deutlich, dass Granate immer vorhanden sind, makroskopisch sichtbar treten **Granatglimmerschiefer** allerdings nur lagenweise auf. Diese Lagen streichen etwa E-W und bauen zum Beispiel die Gipfelbereiche des Rastl und des Lenkenspitzes auf. Zumeist erreichen die Granate Größen von wenigen Millimetern. Zusätzlich zu den Granaten am Lenkenspitze, welche ausnahmsweise Größen von bis zu 1 cm erreichen, treten > 1 cm lange, idiomorphe Staurolith-Kristalle auf. Sie weisen eine honigbraune Farbe auf und wittern auf den Schieferungsflächen neben den Granaten augenscheinlich heraus.

Amphibolite finden sich östlich und westlich des Kaiseraltabaches und westlich der Kapelleralm auf 1.900 m Seehöhe. Sie brechen polygonal, sind dunkelgrün gefärbt, feinkörnig, reich an Biotit und haben zumeist eine Bänderung, die durch das Auftreten von Quarz-Lagen verursacht wird. Zum Teil sind auch karbonatische Lagen vorhanden.

Das Gesteinseinfallen variiert aufgrund polyphaser Deformation und Verfaltung stark, die Schieferung streicht jedoch dominierend E-W und fällt moderat nach Süden ein, wie dies in Bereichen nördlich der Leßnigbach-Scherzo-

ne typisch ist (GRIESMEIER, 2017; GRIESMEIER & SCHUSTER, 2017). Lineation und Krenulation verlaufen parallel, zeigen ein mehrheitliches Einfallen nach Südwesten und ein untergeordnetes E-W-Streichen.

Strukturgeologie

Der Gaugen-Komplex wird von mehreren spröden Störungen durchschnitten, die durch das vermehrte Auftreten von **Ultrakataklasiten** und Ultrakataklasitbelägen auf bewegten Trennflächen ersichtlich sind. Die Ultrakataklasite weisen eine auffallend schwarze Farbe auf und brechen zumeist orientierungslos zu scharfkantigen Stücken. Nur selten können Harnisch- oder Schieferungsflächen beobachtet werden. Diese Störungen sind vor allem im Norden des kartierten Gebietes auffällig. Es dominieren zwei Richtungen: Ein WNW-ESE streichendes, dextrales und ein NE-SW streichendes, sinistral System.

Bei der Störung, die den Prijakt-Polinik-Komplex im Westen gegen den Gaugen-Komplex begrenzt, handelt es sich wahrscheinlich um eine westgerichtete Abschiebung. Sie muss jünger als die Deckengrenze – die Wallner-Scherzone – zwischen Prijakt-Polinik-Komplex und Gaugen-Komplex sein, welche ein spätkretazisches Alter aufweist (GRIESMEIER et al., 2017).

Im Litzelhofergraben wurden auf 1.700 und 1.900 m Seehöhe kleinere Vorkommen von Phylloniten und Grünschiefern angetroffen, die ein E-W-Streichen aufweisen. Die **Grünschiefer** sind chloritreich, feinkörnig und massig. Die **Phyllonite** fallen durch silbrig glänzende Schieferungsflächen auf und zeigen ein penetratives SCC-Gefüge. Sie sind schwach grünlich bis gräulich und brechen dünnblättrig. Zudem ist eine schwach ausgeprägte Kinkfaltung sichtbar. Diese Gesteine weisen große Ähnlichkeit zu Gesteinen auf, die in der Leßnigbach-Scherzone auftreten. Es handelt sich dabei wohl um damit verknüpfte kleinere Scherzonen, wie dies auch in GRIESMEIER (2017) beschrieben ist.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Das kartierte Gebiet enthält eine Vielzahl an unterschiedlichen quartären Ablagerungen, welche die Morphologie entscheidend prägen. Der folgende Absatz bietet Ergänzungen zu den in GRIESMEIER & SCHUSTER (2017) beschriebenen Phänomenen.

Areale, die durch periglaziale Verwitterung geprägt sind, befinden sich in den Kambereichen, größtenteils über der rekonstruierten, würmzeitlichen Vergletscherung (VAN HUSEN, 1987). Es handelt sich dabei um wenig bis nicht konsolidiertes, eckiges Lokalmaterial in sandiger Matrix, das zumeist unter großflächigen Wiesen verborgen liegt. Es stammt wahrscheinlich aus durch Frostsprengung aufgewittertem Gestein und in tieferen Bereichen auch von Akkumulationen von Grund- und Ablationsmoränen sowie von Hangschutt des Lenkenspitzes (SH 2.298 m) und Moscheggstandes (SH 2.243 m).

Hangschuttablagerungen finden sich am Moscheggstand. Die Steine erreichen dabei typischerweise wenige Kubikdezimeter Größe. Im Gipfelbereich des Lenkenspitzes treten Blockschutthalde auf, wobei die Blöcke bis zu wenigen Kubikmetern Größe erreichen.

Grundmoränenablagerungen sind zumeist schlecht aufgeschlossen. Sie treten unterhalb der Periglazialbereiche auf und sind am vermehrten Austritt von Quellen und dem damit verbundenen oberflächlichen Abfluss erkennbar. Selten sind gut gerundete Komponenten vorhanden, zumeist handelt es sich um subangulares bis subgerundetes, wenig transportiertes Material aus dem lokalen Umfeld.

Mächtige Eisrandablagerungen befinden sich im Litzelhofgraben bis auf eine Seehöhe von etwa 1.600 m und kleinere Vorkommen konnten im Nigglaigraben (max. SH 1.300 m) und im Kaisertal (max. SH 1.550 m) beobachtet werden. Auffallend ist, dass die westfallenden Hänge, die mit den Eisrandsedimenten verknüpft sind, zumeist eine geringere Hangneigung aufweisen. Bei den Sedimenten handelt es sich um gut gerundete Kiese in sandiger Matrix. Auf den westfallenden Hängen des Litzelhofgrabens können auf 1.500–1.600 m Seehöhe über den Eisrandsedimenten Schwemmfächer beobachtet werden, die das Material in die damaligen Eisrandseen schütteten.

Massenbewegungen

Eine Reihe von Zerrgräben und Abrisskanten treten vor allem in den oberen Kamm- und Hangbereichen des Rastl, aber auch beim Ziegenwald auf. Tiefgreifende Massenbewegungen können am Brandriegel und bei der Lanzewit-

zer Alm (SH 1.567 m) beobachtet werden. Die Abrisskante befindet sich dabei jeweils in 1.800 m Seehöhe. Interessanterweise konnten im obersten Bereich der Abrisskante bei der Lanzewitzer Alm keine anstehenden Gesteine beobachtet werden. Diese treten erst einige Höhenmeter tiefer auf. In der Massenbewegung beim Brandriegel konnten subansteigend Ultrakataklasite beobachtet werden, die in der Verlängerung einer Störung auftreten. Somit ist die strukturelle Lagerung der Gesteine noch weitgehend erhalten, obgleich der Gesteinsverband deutlich aufgelockert ist.

Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2017): Tektono-metamorphe Entwicklung der SE Kreuzeckgruppe (Ostalpen, Österreich). – Masterarbeit, Universität Wien, 72 S., Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 369–373, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & GRASEMANN, B. (2017): The Wallner Normal Fault: A new major tectonic structure within the Austroalpine Units south of the Tauern Window (Kreuzeck, Eastern Alps, Austria). – EGU General Assembly Conference Abstracts, Vol. **19**, EGU2017-4769.

VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Siehe Bericht zu Blatt 181 Obervellach von GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER

Blatt 204 Völkermarkt

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 204 Völkermarkt

CHRISTINA KARNITSCHAR
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Diese quartärgeologischen Erläuterungen konzentrieren sich auf den terminalen Bereich des ehemaligen Draugletschers bei Völkermarkt im Spätwürm. Das Untersuchungsgebiet weist eine Größe von ca. 28 km² auf. Es beginnt beim Kraftwerk Edling an der Drau und verläuft im Norden über St. Lorenzen und St. Martin nach Ruden und entlang des Wölfnitzbaches nach Lippitzbach. Im südlichen Teil der Drau wurde das Gebiet am und um den Rinkenbergraben sowie der Grenzgraben und die weitere Umgebung von Humtschach untersucht. Des Weiteren lieferten Aufschlüsse in zwei Schottergruben (Edling und Tichaze) westlich des Untersuchungsgebietes gute Einsicht in die Sedimentabfolgen. Die Geländebefunde und Beobachtungen sind Inhalt der folgenden Ausführungen. Die Paläogeografie (Gletscherauseinandersetzungen, Lage der randglazialen Flüsse)

und die in den Sedimenten dokumentierte glaziale Dynamik werden am Ende besprochen. Die hier vorgestellten Erkenntnisse sind Resultat einer von Jürgen M. Reitner (GBA) und Erich Draganits betreuten Masterarbeit an der Universität Wien.

Neben quartären Ablagerungen wurde die Festgesteinsgeologie ebenfalls dokumentiert, welche zum Teil von UČIK (1994, 1996, 1998a, b, 2000) übernommen wurde. Die Gliederung der lithologischen Einheiten fand auf der Geofast-Karte von Blatt 204 Verwendung (MOSER, in Druck). Die Klassifizierung der Sedimente erfolgte unter Gebrauch der gängigen Lithofaziescodes nach KELLER (1996). Die neu überarbeitete quartärgeologische Karte der glazialen Ausdehnung des Draugletschers basiert auf den Vorarbeiten von FRIEDRICH UČIK (unpublizierte Manuskriptkarten, erstellt 2002) sowie BOBEK (1959) und wurde unter Zuhilfenahme hochauflösender Airborne Laser Scanning (ALS)-Topografie des Landes Kärnten erstellt. Damit wurde neben der primären Geländearbeit versucht, die Ausdehnungen des Draugletschers anhand von quartären Ablagerungen, wie Endmoränen, zu rekonstruieren und glaziale Formen zu dokumentieren.

Der Felsuntergrund im Untersuchungsgebiet liegt im Drauzug-Gurktal-Deckensystem (Stolzalpe-Decke) und besteht hauptsächlich aus paläozoischen (Quarz-)Phylliten und Tonschiefern sowie fein- bis feinstkörnigen hellgrauen, bräunlichen bis grünen quarzreichen Grauwacken-Sandsteinen aus dem Silur (UCIK, 2002, unpubliziert). Der südwestliche Teil des Wallersberges bei Dürnwirth, der Lippekogel, der Rinkenberg, der Südteil des Weißenegger Berges südöstlich von Ruden und Bereiche entlang des Draufers lieferten brauchbare Aufschlusspunkte dieser Lithologien. (Quarz-)Sandsteine der Gröden-Formation mit Konglomerat-Lagen aus dem Perm kommen ebenfalls im Kartierungsgebiet vor, beschränken sich jedoch auf Bereiche in tiefer eingeschnittenen Gräben bei Humtschach und dem Lorenzer Graben. Des Weiteren gibt es Vorkommen von Dolomit- und Kalk(-marmoren), wobei es sich primär um Wettersteindolomit und „Reiflinger Kalke“ aus dem Mesozoikum (Ladinium bis unteres Karnium) handelt. In den folgenden Ausführungen werden oberflächennahe Festgesteinsaufschlüsse erwähnt. Das Hauptaugenmerk liegt jedoch auf den quartären Ablagerungen.

Wölfnitzbach

Der Wölfnitzbach verläuft von Norden kommend über Ruden nach Lippitzbach, um an dieser Stelle in die Drau zu münden. Das Umfeld des Wölfnitzbaches zwischen Ruden und Lippitzbach wird durch eine Terrassenebene dominiert, welche fluviatile sandige Kiese aufweist, die eine große Bandbreite an Lithologien aufzeigen. Sie bezeugen eine geologische Vielfältigkeit des Einzugsgebietes des Draugletschers mit Eklogiten, Prasiniten, Glimmerschiefer, Gneise, Amphiboliten, Marmoren etc. aus den Hohen Tauern, der Kreuzeck- und Reißbeckgruppe, der Sau- und Kor-alpe oder den Kalkalpen. Diese, durch den Wölfnitzbach durchschnittene Ebene beinhaltet Schotter des Würmhochstandes (Niederterrasse) und wird als Terrassenebene NT bezeichnet. Sie stellt die älteste Terrasse im Kartierungsgebiet dar.

Vom Ort Lippitzbach dem Draufer entlang lassen sich bis zur Lippitzbachbrücke (seit 2009 Jörg-Haider-Brücke) (Quarz-)Phyllite identifizieren, welche von hier an über den südlichen Spitz der Weißenegger Berge verlaufen. Die genannte Terrassenebene NT wird in Richtung Griffen westlich vom Wallersberg und östlich vom Weißenegger Berg begrenzt. Hier lässt sich eine breite längliche Talfurche („Haimburg-Griffen-Rudener Rinne“; BOBEK, 1959) erkennen, die bis an das Draufer zieht und durch Bach- und Flussablagerungen definiert wird. Eine weitere Talfurche verläuft westlich des Wallersberges bis Dürnwirth über St. Martin, nördlich des nördlichen Gegenstückes des Lisnaberges vorbei und vereint sich bei Obermitterndorf mit der von Norden kommenden Furche. Sie beinhaltet hauptsächlich Draugeschiebe und wird von BOBEK (1959) als „Lube-Dürnwirth-St. Martin Rinne“ bezeichnet.

Durch vorrangegangene Untersuchungen (POLTNIG, 1998) ist bekannt, dass der Draugletscher den Gurkfluss eine andere Bahn einschlagen ließ, als er es heute tut. Dieser ehemalige Verlauf der Gurk bog bei Klein St. Veit nach Osten ab und verlief über Mittlern in der erwähnten Talsenke über Haimburg-Griffen-Ruden. Diese Talsenke fungierte als nördliche Umfließgrinne des Draugletschers. Das ausgeräumte Tal zwischen Griffen und Lippitzbach wurde von bis zu 90 m mächtigen Lockergesteinsablagerungen

gefüllt (POLTNIG, 1998) und bildet den Endverlauf der Umfließgrinne bis nach Lippitzbach. Nach dem Abschmelzen und dem damit verbundenen Rückzug des Gletschers fand der Gurkfluss wieder in sein altes Bett und somit heutigen Verlauf zurück. Heute schneidet sich der Wölfnitzbach zwischen Griffen und Lippitzbach an der orografisch linken Talflanke der Urgurk bis in das phyllitische Grundgestein ein (POLTNIG, 1998).

Lisnaberg

Der ENE–WSW streichende Lisnaberg befindet sich südöstlich des Wallersberges und erreicht eine Höhe von 614 m. Er besteht aus hellem massigem Wettersteindolomit der Stolzalpe-Decke. Sein nördliches Gegenstück (Höhe 550 m) besteht im nördlichen Teil ebenfalls aus dolomitischem Gestein. An der südlichen Flanke können bis auf die Höhe 530 m Phyllite kartiert werden. Am westlichen Fuß des nördlichen Gegenstückes des Lisnaberges liegt eine Bedeckung durch matrixgestützten, massiven Diamikt mit sandiger Matrix und angularen bis subangularen Komponenten vor, welche ebenfalls am Westende des Lisnaberges zu finden ist. Dabei handelt es sich um Endmoränenablagerungen des Maximalstandes der Würmvergletscherung.

Zwischen Lisnaberg und seinem nördlichen Gegenstück erstreckt sich eine Ebene, die mit der Niederterrasse (Terrassenebene NT) zusammengefasst werden kann. Sie lässt sich in Richtung Süden bis an den Lippekogel verfolgen. Ihre Oberfläche wird an den NE- und SW-Enden des Lisnaberges vermehrt durch kleine Toteislöcher geprägt. BOBEK (1959) fasst diese Schotterebene mit der an der Ostseite des Wallersberges zusammen, die sich jedoch außerhalb des Untersuchungsgebietes befindet.

St. Lorenzen und das Gebiet der Kanaren

Im Bereich östlich von St. Lorenzen erstreckt sich bis zum Südwestspitz des Lisnaberges das Kanaren-Gebiet, welches sich in Richtung Süden bis nach Kleindix fortsetzt. Es handelt sich hauptsächlich um ein bewaldetes Gebiet, dessen Oberfläche wall-, wannen- oder rinnenähnliche Formen mit zum Teil geschlossenen Senken beinhaltet. Die vertikalen Höhendifferenzen der unebenen Fläche bewegen sich im Bereich von maximal 30 m. Der interne Aufbau in diesen unebenen Bereichen offenbart Staunässe, hervorgerufen durch eine Fazies mit matrixgestütztem Diamikt. Bei dem Wegkreuz Sterngucker befindet sich ein Hügel, an dem ein Aufschluss Einblick in die Sedimentabfolge liefert. Das Sediment beinhaltet sandige Kiese mit wenig Siltanteil. Das Geschiebe ist zum Teil gut gerundet und weist eindeutige Kritzer auf bei einem wechselnden korn- und matrixgestützten Gefüge. Weitere Aufschlüsse zur Analyse von Sedimentabfolgen konnten in diesem Gebiet nur mittels Grabungen erfasst werden.

Anhand unterstützender ALS-Daten kann erkannt werden, dass es sich hierbei um eine Seitenmoränenlandschaft mit mehreren ehemals zusammenhängenden Endmoränenwällen handelt. Diese Haltestände streichen umfassend NW–SE und markieren den Bereich des möglichen Hochstandes der Würmvergletscherung. Die Endmoränenwälle werden im Norden bei St. Martin durch die Furche Lube–Dürnwirth–St. Martin begrenzt.

Lorenzer Graben

Am Ursprung des Lorenzer Grabens bei St. Lorenzen in 465 m Höhe kann das Material als massiver, matrixgestützter Diamikt eingestuft werden. An der Verzweigung unter Lippendorf kommen von dieser Grundmoränendecke überlagerte Vorstoßschotter mit Talrandzementation zum Vorschein. Weiter südlich im Graben bei einem Weg bei Brute kann man ebenfalls eine deutliche Grenze (auf 450 m Höhe) der leicht nach Osten einfallenden Vorstoßschotter zur hangenden Grundmoräne, gefolgt von Solifluktionerscheinungen, erkennen. An der Mündung des Baches in die Drau lassen sich phyllitische Tonschiefer feststellen, welche im Lorenzer Graben als Festgestein neben vereinzelt Konglomeratlagen der Gröden-Formation dominieren. An der Fläche über Brute befindet sich Grundmoräne, die den Beginn der Moränenlandschaft des Kanarenggebietes zeigt. Diese erstreckt sich über den gesamten Bereich bei Brute, an der Ostseite des Lorenzer Grabens nach Norden bis an die Talfurche bei St. Martin. Im Süden erstreckt sich diese Moränenlandschaft bis zur Eisrandterrasse bei Brute (Terrasse E).

Lippekogel

Der 567 m hohe Lippekogel, an dem sich am südlichen Fuß der Ort Kleindiex befindet, besteht im Ostteil und an seinem höchsten Punkt aus Phylliten und blassbraunen bis grünen Sandsteinen (UČIK, 1994). An seinem höchsten Punkt kann keine quartäre Überlagerung festgestellt werden. Davon etwa 10 m westlich eines kleinen Sattels entlang, liegt stark verwittertes, karbonatfreies Geschiebe vor, welches einen relativ hohen Gehalt an Quarz und Gneisen besitzt und von einer älteren glazialen Ablagerung (?Riß) stammen. Nach Norden lässt sich dieses Material bis an die Niederterrasse (Terrasenebene NT) verfolgen. Nach Westen, dem Rücken des Lippekogels entlang, beginnen bei Höhe 528 m jüngere quartäre Ablagerungen. Hier kann angenommen werden, dass es sich dabei um die Maximalausdehnung der Würmvergletscherung am Lippekogel handelt. Ein Endmoränenwall kann weder beim Übergang zur jüngeren, noch zur älteren Moränendecke erkannt werden.

Am südlichen Fuß des Lippekogels in 463 m, östlich von Kleindiex neben einer Wegauffahrt, ist eckiger Sedimentschutt von diverser Mächtigkeit zu erkennen. Hier sind die Dokumente für ehemaliges frostbedingtes Bodenfließen (Gelisolifluktion) mit Bildung von Würgebodenstrukturen ersichtlich. Das Vorkommen dieser periglazialen Sedimente zeigt einen „fließenden“ Übergang auf die südlich anschließende Terrasse (A2). Diese Terrasse (A2) beinhaltet bis ca. 60 cm große Geschiebeblöcke.

Am nördlichen Ufer der Drau unter dem Lippekogel bei Kleindiex liegen spätglaziale Erosionsterrassen vor. Sie besitzen Höhenunterschiede von mindestens 6 bis teilweise sogar 18 m. Die Terrasse (C) mit einer Höhe um 445 m befindet sich zwischen Wernzach und dem westlichen Beginn von Kleindiex und wird vom Lorenzer Graben durchschnitten. Die nächsthöher gelegene Terrasse (B) liegt auf durchschnittlich 455 m, worauf sich der südliche Teil von Kleindiex befindet. Die Ebene westlich von Wernzach ist ebenfalls Teil der Terrasse (B). Nach Norden zum Fuß des Lippekogels erstreckt sich die dritte Terrasse (466 m, A2) bis auf Höhe der Ostspitze des Lippekogels, an der sich

der östliche Teil von Kleindiex und der Ort Lach befinden. An der Südostspitze des Lippekogels verläuft der Terrassenkörper A2 Richtung Osten aus. Die Terrasse über Wernzach (D) wird im Nordwesten durch einen Moränenwall begrenzt, der einen späteren Haltestand des Draugletschers markiert. Diese Terrassenebenen (D, C, B, A2) werden von Schottern der Gletscherrückzugsphase geprägt.

Lach

Bei dem Weiler Lach wurde ein kleiner Weg, der bis an das Draufer reicht, begangen. Am direkten Draufer befinden sich (Quarz-)Phyllite. Darüber liegen sandige Deltaforesets, die nach Osten geschüttet wurden. Darauf folgen kiesig-sandige Sedimente mit Rinnenstrukturen, was auf ein „Braided-River“-System (= Topset) hindeutet. Es handelt sich hierbei um die älteste Deltaabfolge im Kartierungsgebiet, die aus dem Ende des Spät-Riß stammen könnte. In 433 m Höhe folgt ein Horizont, der eine auffällige, rotbraune Färbung und somit eine vergleichsweise starke Verwitterung aufweist. Dieser Bereich ist karbonatfrei, beinhaltet Schutt (angularer Phyllit) und gerundete Kiese in unsortiertem, eher korngestütztem Gefüge. Es lassen sich Verwitterungsorgeln und Zementierungen erkennen. Es könnte sich hierbei um Relikte eines interglazialen Bodens des Riß/Würm-Interglazials handeln. Darüber folgen Vorstoßschotter mit Solifluktionerscheinungen unter den Terrassenschottern der Rückzugsphase, welche bereits an der Südflanke des Lippekogels dokumentiert wurden.

Rinkenberg

Am nördlichen Teil des Rinkenberges, welcher zum größten Teil aus dünngeschichteten, feinkörnigen (Grauwacken-)Sandsteinen (UČIK, 1998a) besteht, ist noch ein schmaler Bereich einer Terrasse mit einer Oberfläche in 453 m Höhe zu finden, welche sich weiter nach Westen bis zum Globasnitzbach erstreckt. Neben einer Trockenrinne sind an dieser Terrasse Schwemmfächer wie auch Massenbewegungen am Draufer ersichtlich. An der Nordseite des Rinkenberges wird die schmale Terrasenebene von einem Moränenwall unterbrochen, der sich an einer Höhe von 466 m über dem Festgestein befindet. Der Felsuntergrund des Rinkenberges wird knapp zu einem Drittel an der Westseite bis auf etwa 590 m von Grundmoränenmaterial bedeckt. An der Ostseite lassen sich teilweise fluviale, karbonatfreie Kiese über dem Festgestein finden. Zweifächerartige Formen können ebenfalls an der Ostseite erkannt werden. Im Zentrum des Rinkenberges, beim Marterl zu Vogrce wurde ein weiterer Endmoränenwall dokumentiert. Somit kann davon ausgegangen werden, dass der Draugletscher während der Würmvergletscherung den Rinkenberg nicht überschritt bzw. nicht die Mächtigkeit aufwies, diesen zu überwinden. Jedoch kann im Zuge einer vorangegangenen Vergletscherung (Riß oder älter) der Rinkenberg vom Eis überwunden worden sein; wodurch das Vorhandensein der sandig-kiesigen Komponenten an der Ostseite erklärt werden könnte.

Am Südennde des Rinkenberges befindet sich ein spitz zulaufendes, terrassenförmiges Element, welches durch Moränenmaterial und Endmoränenwällen geprägt ist. An dieser „Moränenplatte“ (BOBEK, 1959), welche im Westen und Osten von rund 20 m hohen Unterschneidungsrändern begrenzt ist, tritt nordöstlich eines Toteisloches rotbrau-

nes, stark verwittertes Sediment zum Vorschein. Dies kann einer älteren Entstehung (Riß oder älter) zugeteilt werden. Auf dieser Ebene konnte auch ein Hügel entdeckt werden, welcher die Eigenschaften eines subglazial entstandenen Drumlins aufweist und eine Gletscherfließrichtung nach Osten bezeugt. Bei einem weiteren, kleinen runden Hügel könnte es sich um ein Hügelgrab handeln. Am Südende des Rinkenberges bei Replach können Bereiche von Massenbewegungen erkannt werden, die polymiktes, siltiges Sediment mit Sanden, Kiesen und Steinen aufweisen.

Die Endmoränenwälle an der Moränenplatte verlaufen parallel zur Abrisskante im Westen und sind dem Hochstand der Würm-Vergletscherung zuzuordnen. Der Maximalstand kann jedoch weit nach Osten vorgestoßen sein. Hierzu fehlen allerdings Endmoränenwälle.

Terrasse beim Ort Dobrowa

Bei Dobrowa, östlich des Rinkenberges, befindet sich eine Ebene bestehend aus glaziofluvialen Karbonat führenden Schottern, die durch eine Geländekante gut von den umgebenen Terrassenschottern (A1) des Gletscherrückzuges unterscheidbar ist. Diese zeigt eine hohe Anzahl von Toteislöchern und Wannern auf.

Neben der Erklärung durch eine Eiszerfallslandschaft während eines potenziell weit nach Osten verlagerten Maximalstandes der Würm-Vergletscherung, kann als ein Erklärungsmodell für die Anhäufung von diesen Toteislöchern ein „glacier lake outburst flood“ (GLOF, ursprünglich aus den isländischen „Jökulhlaup“ für Gletscherseeausbruch, NYE, 1976) genannt werden. Dabei können Wasserkörper in subglazialen, supraglazialen, englazialen oder proglazialen Landschaften gebildet werden, welche durch Eis-, Sediment- oder Gesteinsbarrieren zurückgehalten werden. Bricht diese Barriere, kann es zu abrupten Entwässerungen mit Eis- und Gesteintransport kommen. Ein solches Ereignis könnte sich im Süden oder Südwesten des hier untersuchten Gebietes abgespielt haben. Glaziofluvial transportierte Sedimente und darin eingelagerte Eiskörper prägten nachfolgend das Gebiet, wobei die Toteislandschaft bei Dobrowa nach der Rückzugs- und Abschmelzphase erhalten blieb.

Umgeben wird der Rinkenberg von Terrassenschottern der Rückzugsphase (A1). Laut BOBEK (1959) erfolgte durch das Zurückweichen des Eises eine Ablenkung der Schmelzwasser von Replach-Moos an der Südseite des Rinkenberges gegen Nordwesten, wobei es zu den aufgeschütteten Schotterflächen bei Replach und der Trockenlegung der Westseite des Rinkenberges kam.

Nordöstliches Jauntal – Dobrowa

Am Mündungsbereich des Grenzgrabens in die Drau sind neben anstehendem Phyllit sandige Kiese zu erkennen. Talrandzementierungen und Rutschungsmaterial findet man neben kleinen Störungen, an denen Kataklastite auftreten, ebenso. Weiter südlich treten im Bachbett in 422 m Höhe nach sandigen Kiesen im Liegenden laminierte Silte (2–3 m), gefolgt von relativ mächtigen Sandablagerungen (3–4 m) auf. Darüber befindet sich eine Grundmoräne bis ca. 10 m unter der Terrassenebene. Es ist möglich, dass es sich hierbei um eine vom Gletscher mit Seesedimenten und dropstones gefüllten Senke handelt. UČIK

(2000) wies bereits auf solche Feinkornablagerungen hin, die auf das zeitweilige Vorhandensein von lokalen Seen im Hochglazial hindeuten. Bei dem Gesteinsschutt im Graben handelt es sich um paläozoische Sedimente (Quarzphyllite und Sandsteine).

Die Terrassenebene bei Rinkolach kann dem frühen Spätglazial zugeordnet werden und wird von Schottern der Rückzugsphase überlagert und somit der Terrassenebene A1 zugeteilt. Die Ebene bei Humtschach, Edling und Mittlern definiert eine weitere spätglaziale Terrasse (A2). Der Hügel bei Humtschach besteht aus gebanktem Dolomit, welcher in dem Areal um Humtschach öfter hervortritt. Im NW-Teil des Hügels wird dieser von massiver, matrixgestützter, diamiktischer Fazies bedeckt.

Schottergruben

Südlich des Kraftwerks Edling werden Schotter in zwei Gruben abgebaut, die untersucht wurden. In der Grube Edling (bei Pribelsdorf, Abbausohle in 425 m Höhe) befinden sich mehrere Meter mächtige, massige Vorstoßschotter im Liegenden. Darin sind zerbrochene Kiese („cracked pebbles“) und Drucklösungserscheinungen zu finden. Darauf folgt eine etwa 1 m mächtige Grundmoräne in 440 m Höhe, über welcher Seesedimente mit dropstones abgelagert wurden. Fluviale sandige Kiese mit anschließender Bodenbildung folgen. Hierbei lassen sich glaziale Prozesse gut und einfach rekonstruieren: Die im Vorfeld des heranrückenden Gletschers geschütteten Vorstoßschotter wurden letztlich vom Draugletscher im Würm-Hochglazial überfahren, der die Grundmoränendecke an deren Top abgelagerte. Im Zuge des spätglazialen Eiszerfalles bildeten sich mit Schmelzwasser gefüllte lokale Seen, die anhand der Seesedimente bezeugt werden. Fluviale sandige Kiese mit teilweise „Braided-River“-Ablagerungen bilden hier den Abschluss und bezeugen den endgültigen Eisrückzug.

Bei der etwa 2 km südlich gelegenen Schottergrube Tichaze wurden mehrere Teile der Grube untersucht. In dem alten (nördlichen) Teil der Abbaustelle konnten im nördlichsten Bereich der Grube innerhalb der aus der Eiszerfallsphase stammenden Deltaablagerung interessante Sedimentstrukturen im Sand wie „deformation bands“ und „climbing ripples“, die auf eine Paläoströmungsrichtung nach Osten hindeuten, über massivem, matrixgestütztem Diamikt (Höhe 450 m) erkannt werden. In einem kleinen Bereich waren unter dieser Grundmoräne auch Teile von Vorstoßschottern ersichtlich. Stratigrafisch darüber sind im südlichen Teil der Abbaustelle ab einer Höhe von 451 m sandige Deltaforesets zu erkennen, die nach Osten geschüttet wurden und mit steigender Höhe an Korngröße zunehmen. In diesen Deltaablagerungen können ca. 10 m unter der Oberfläche von Westen geschüttete Diamiktlagen in diesen Deltaablagerungen gefunden werden, die sich nach Osten keilförmig ausdünnen.

Zusammenfassung

Anhand der Kartierung lassen sich für das Untersuchungsgebiet die Sedimentabfolgen, die daraus abgeleiteten glazialen Prozesse und die Gletscherdynamik wie folgt zusammenfassen:

Zu Beginn des Würm-Hochglazials kam es im Zuge der fortschreitenden Klimaverschlechterung zu vermehrter Ak-

kumulation von Vorstoßschottern, welche progressiv mit dem Vorstoß der Gletscherstirn anstieg. Im Vorfeld der Gletscherzungen wurden mächtige Kieskörper abgelagert, die als Niederterrasse definiert werden. Die Terrassenebene, welche von Griffen über Ruden nach Lippitzbach verläuft, kann als älteste Terrassenebene (Niederterrasse NT) im Untersuchungsgebiet bezeichnet werden. Der Würm-Maximalstand reichte an die Westseite des Walmersberges und hinterließ am südwestlichen Ende des Lisnaberges und seinem nördlichen Gegenstück Endmoränenmaterial. Bis an das Südende des Rinkenberges lässt sich keine weitere Ausdehnung als die des Würm-Hochstandes erkennen. An der Südflanke des Rinkenberges bei Replach befinden sich Bereiche von Massenbewegungen, die (älteres) Grundmoränenmaterial und Schutt beinhalten. Die Frage bleibt offen, wie weit der Maximalstand zwischen Replach und Moos reichte.

Eine Toteislandschaft 1,7 km östlich des Rinkenberges lässt zwei mögliche Entstehungsszenarien zu:

1. Es handelt sich um eine Eiszerfallslandschaft der weit nach Osten gestreckten Maximalausdehnung der Würmvergletscherung. Diese wurde aufgrund folgender Abschmelzphase wegerodiert, mit Ausnahme dieser erhobenen Ebene.
2. Ein Jökulhlaup (Gletscherseeausbruch) könnte als Erklärungsmodell dienen. Dabei müsste die Frage geklärt werden, ob es eine mögliche Ansammlung von Wassermassen gab, die eine Überschwemmungslandschaft mit transportierten Eiskörpern und Sedimenten im Gebiet bei Dobrowa formen konnte.

Die Endmoränenwälle bei St. Lorenzen, am Rinkenberg und an der Moränenplatte südlich des Rinkenberges sind Zeugen des Hochglazials der Würmvergletscherung. Im Bereich südwestlich des Lisnaberges und seinem nördlichen Gegenstück, am Lippekogel sowie bei Replach liegen auf einer Höhe von etwa 528 m ebenfalls Endmoränenrelikte vor, die zum Teil den Maximalstand des Draugletschers belegen. Weitere Endmoränenablagerungen des Maximalstandes konnten nicht dokumentiert werden.

Unter der Ortschaft Lach wurden über dem Festgestein (Phyllit)-Deltaablagerungen (etwa 390 bis 430 m) erkannt, die dem Eisrückzug einer älteren Vergletscherung (Spät-Riß) zugeschrieben werden können. Auf einer Höhe von 430 m folgen Verwitterungsoberflächen sowie ein interglazialer Boden. Diese Schotter werden von Vorstoßschottern des Würm überlagert. Es kann hier keine Würm-Grundmoräne erkannt werden, da sie beim Zurückweichen des Gletschers durch Tieferlegung der Drainage erodiert wurde.

In der Schottergrube Edling liegt eine Überlagerung der Grundmoränendecke durch Seesedimente mit dropstones vor, die auf lokale Seen schließen lässt. Einhergehend mit

der Klimaverbesserung im beginnenden Spätglazial bildeten sich im Zuge des Zurückweichens des Gletschers solche lokalen Seen, die über der Grundmoränendecke durch Siltlagen mit dropstones bezeugt werden und auch im Grenzgraben vorliegen. Im Zuge der Eiszerfallsphase kam es neben dem Ausschmelzen von Detritus aus dem Gletschereis auch zu einem Freisetzen von Schutt aus dem Permafrost an den ehemaligen Periglazialbereich an den Talflanken. Dieses Ansteigen der Frostschuttgrenze mit daraus resultierenden Solifluktionerscheinungen ist im Kartierungsgebiet an der Südseite des Lippekogels und am Weg bei Lach, wie auch im Grenzgraben dokumentiert.

Auf die Grundmoränenfazies folgen (neben Solifluktionerscheinungen und Seesedimenten) weitere Zeugen spätglazialer Prozesse, wie fluviatile (zum Teil braided river-) Ablagerungen.

Literatur

BOBEK, H. (1959): Der Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **101**, 3–36, Wien.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 1–8, Basel.

MOSER, M. (in Druck): GEOFAST 1:50.000 – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 204 Völkermarkt. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

NYE, J. (1976): Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. – Journal of Glaciology, **17**, 181–207, Cambridge.

POLTNIG, W. (1998). Neue Daten zur Tiefenlage des Untergrundes im östlichen Klagenfurter Becken in einer eiszeitlichen Umfließungsrinne am Ostende des Draugletschers. – Wasserkunde, **Sonderheft 3** (1998), 25–33, Graz.

UCIK, F. (1994): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 204 Völkermarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/3**, 568–569, Wien.

UCIK, F. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf Blatt 204 Völkermarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139/3**, 373–374, Wien.

UCIK, F. (1998a): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen auf Blatt 204 Völkermarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141/3**, 340, Wien.

UCIK, F. (1998b): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 204 Völkermarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141/3**, 325–326, Wien.

UCIK, F. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 204 Völkermarkt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142/3**, 333–334, Wien.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

JOHANN GRUBER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Sommer 2016 im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck durchgeführte Kartierung umfasst ein ca. 12 km² großes Areal im Bereich des Hinterautales im zentralen Karwendelgebirge.

Südlich des Hinterautales umfasst das Projektgebiet den großteils bewaldeten Bereich Oberer Roßboden – Zeigerkopf (1.970 m) – Jagdgraben – Gumpenkopf (1.960 m) sowie das vordere Lafatscher Tal und den morphologisch markanten Felskamm westlich des Reps (2.159 m). Der nördlich des Hinterautales gelegene Teil des Arbeitsgebietes wird von den beiden, etwa in N–S-Richtung verlaufenden Seitentälern des BirkkARBACHES im Westen und des MoserARBACHES im Osten sowie dem dazwischen befindlichen Felsrücken mit dem Großen Heissenkopf (2.437 m) im Norden und dem Kleinen Heissenkopf (2.038 m) im Süden eingenommen.

Östlich des MoserARBACHES zieht ein markanter Felskamm von der Nördlichen Sonnenspitze (2.650 m) über die Südliche Sonnenspitze (2.668 m) bis zur Schlucht am Ausgang des MoserARBACHES hinunter.

Geologie und Stratigrafie

Das kartierte Gebiet befindet sich zur Gänze innerhalb der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems.

Im Gebietsabschnitt nördlich des Hinterautales dominieren die mächtigen ladinischen bis unterkarnischen Lagunensedimente des Wettersteinkalkes. In den tiefen Taleinschnitten des BirkkARBACHES und des MoserARBACHES treten ältere Schichtglieder, die Riff-/Riffschuttalke des Wettersteinkalkes und die mit diesen verzahnende Reifling-Formation zu Tage.

Südlich des Hinterautales wird der Wettersteinkalk über weite Bereiche von den Nordalpinen Raibler Schichten überlagert. Ersterer ist in diesem Gebiet lediglich an den steilen, nach Norden abfallenden Felswänden des Gumpenkopfs und der Hintere Schwarzenwand großräumig aufgeschlossen.

Die räumliche Verteilung der Schichtglieder ist maßgeblich an die großen, etwa E–W streichenden, nordvergenten

Faltenstrukturen gebunden, die für den strukturellen Bau des Karwendelgebirges prägend sind. Die Plattformkalke des Wettersteinkalkes treten vorzugsweise im Bereich der Antiklinalen auf, während die Nordalpinen Raibler Schichten hauptsächlich im Bereich der Synklinale erhalten sind.

Die Amplituden der Großfaltenstrukturen liegen im Hektometerbereich, jene der zahlreichen Sekundärfalten im Dekameter- bis Hektometerbereich (z.B. AMPFERER & HAMMER, 1898; HEISSEL, 1978).

Die stratigrafische Abfolge setzt sich im kartierten Gebiet aus der oberanisisch-ladinischen Reifling-Formation, dem ladinischen bis unterkarnischen Wettersteinkalk in Riffhang- und Lagunenfazies sowie den karnischen Nordalpinen Raibler Schichten zusammen.

Reifling-Formation (oberes Anisium–Ladinium)

Im Tal des BirkkARBACHES sind am Steig zur Birkkarspitze (2.749 m), auf einer Höhe von ca. 1.500 m, in dickbankige bis massige Kalke des Wettersteinkalkes 2–3 m mächtige, dünngebankte, mittelgraue Kalke eingeschaltet, die der Reifling-Formation zuzurechnen sind.

An der Querung des Steiges über den BirkkARBACH, auf einer Höhe von 1.700 m, weist diese Einschaltung der Reifling-Formation in die Plattformkalke eine Mächtigkeit von ca. 10 m auf. Im basalen Teil der Abfolge tritt eine 5–10 cm mächtige, verwitterte, braune bis ockerfarbene Tonlage auf. Darüber folgen alternierend cm- bis dm-dicke Bänke aus eben geschichteten, sparitischen Kalken und Dolomiten sowie stark bioturbate wellig-knollige Kalk- und Dolomitbänke, die hinsichtlich ihrer lithologischen Ausbildung an Lithotypen der Virgloria-Formation erinnern. Die eben geschichteten Bänke weisen eine Feinschichtung (Anlageungsgefüge) im mm-Bereich auf.

In den wellig-knolligen, mikritischen Kalken sind unter der Lupe Filamente erkennbar, die typischerweise in den Kalken der Reifling-Formation vorkommen.

Bei der basalen Tonlage handelt es sich vermutlich um stark verwitterte Aschentuffe der sogenannten „Pietra Verde“, welche für die Reifling-Formation kennzeichnend sind.

Eine ähnlich ausgebildete, jedoch wesentlich mächtigere, dünngebankte Abfolge der Reifling-Formation ist am Ausgang des Raukarls (südöstlich unterhalb des Großen Heissenkopfs) aufgeschlossen. BÜSEL (2014) beschreibt am Weg in das Raukarl, auf etwa 1.800 m Höhe, wellig gebankte, bioturbate, dunkelgraue feinsparitische bis mikritische Kalke einer Beckenfazies und stellt sie mit Vorbehalt zur Reifling-Formation.

Über 150–200 m mächtigen, dickbankigen bis massigen, wandbildend auftretenden Kalken des Wettersteinkalkes folgen cm- bis dm-gebankte, mittel- bis dunkelgraue, stark bioturbate Kalke der Reifling-Formation mit welliger bis knolliger Schichtung. Mit der Lupe kann man Filamente erkennen.

An freiliegenden Störungsflächen wird die starke Bioturbation der Kalke durch einen Wechsel der Anwitterungsfarbe von hellgrau zu mittelgrau-bräunlich und eine reliefierte Oberfläche (selektive Kalklösung) deutlich, wobei die dunkleren Anteile hier verwitterungsbeständiger sind.

Knapp über dem Wettersteinkalk ist eine 20 cm dicke Lage von schwarzen, dünnplattig brechenden, feinlaminierten Mergeln zwischengeschaltet. Die für die Knollenkalke der Reifling-Formation kennzeichnenden Chertkonkretionen fehlen im unteren Abschnitt vollständig.

Im gut aufgeschlossenen, stratigrafisch höheren Teil der Abfolge treten, in Analogie zu den Aufschlüssen im Tal des Birkkarbaches, vermehrt eben geschichtete, sparrische Kalke auf. Die cm- bis dm-dicken Bänke wittern hellgrau-bräunlich an und alternieren in einigen Abschnitten mit mm- bis cm-dicken schwarzen Mergelfugen. Die eben geschichteten Kalkbänke zeigen auf den angewitterten Schichtköpfen häufig eine deutliche Feinschichtung, die vermutlich auf eine Ablagerung aus turbiditischen Schüttungen von der Plattform (Kalkturbidit) zurückzuführen ist.

Vereinzelt treten innerhalb der Bänke auch cm-dicke Hornsteinlagen bzw. Kieselschnüre auf. Bei einer wenige Zentimeter dicken, braunen Tonlage in einer Schichtfuge handelt es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um verwitterte „Pietra Verde“, wie sie auch im Tal des Birkkarbaches auftritt.

Der oberste Teil der Reifling-Formation und die überlagernden Riffschuttkalke des Wettersteinkalkes fehlen aufgrund eines tektonisch bedingten Schichtausfalls (siehe Tektonik).

Die Gesamtmächtigkeit der Reifling-Formation dürfte im Tal des Moserkarbaches, am Ausgang des Raukarls, mindestens 150 m betragen.

Wettersteinkalk (oberes Anisium–unteres Karnium)

Die verwitterungsbeständigen, häufig wandbildend auftretenden Kalke der Wettersteinkalk-Plattform sind im Arbeitsgebiet generell sehr gut aufgeschlossen und nehmen nahezu den gesamten Nordteil des Arbeitsgebietes nördlich des Hinterautales ein.

Riff-/Riffhangfazies

In den hinteren Talabschnitten des Birkkarbaches und des Moserkarbaches treten, als stratigrafisch älteste Abfolge des Arbeitsgebietes, dickbankige bis massige Plattformkalke auf.

Am Birkkarbach sind im Bereich des tiefsten Taleinschnittes, ab einer Höhe von ca. 1.500 m am Steig zur Birkkar Spitze, mittelgraue bis bräunliche, dickbankige bis massige Kalke einer Riffhangfazies aufgeschlossen. Makroskopisch kann man Querschnitte von Gastropoden, Dasycladaceen sowie Korallenbüschel (oder Hydrozoen?) unterscheiden.

Über der oben beschriebenen, vergleichsweise geringmächtigen Einschaltung aus Kalken der Reifling-Formation folgen wiederum dickbankige Riffschuttkalke.

Im Tal des Moserkarbaches sind an einer Steilstufe im Bereich der orografisch rechten Zuflüsse aus dem Raukarl und dem Moserkar (zwischen 1.600 und 1.750 m) ebenfalls mittelgraue, dickbankige bis massige Kalke einer Riff-/Riffhangfazies mit einer Mächtigkeit von etwa 150 m aufgeschlossen.

Abschnittsweise sind deutlicher geschichtete Einschaltungen aus Riffschuttkalken mit arenitischem bis ruditischem Biodetritus, u.a. aus Muschelschill und Dasycladaceen-Bruchstücken, erkennbar. In diesen Kalken treten unregelmäßig begrenzte Hohlräume von einigen Zentimetern Länge auf, bei denen es sich vermutlich um Stromatactis-Gefüge handelt.

Unterhalb des Steiges zum Raukarl erkennt man innerhalb der beschriebenen Kalke wiederholt dm- bis m-große, als „Großoolithe“ bezeichnete Hohlraumstrukturen, die mit konzentrisch angeordneten, radiaxial-fibrösen Kalzitementen ausgefüllt sind.

Diese Kalke der Riffhangfazies werden, wie erwähnt, von dünngebankten Kalken der Reifling-Formation überlagert.

Im Bereich der Karschwelle des Raukarls, knapp östlich außerhalb des Arbeitsgebietes, werden im stratigrafisch Hangenden der Reifling-Formation von BÜSEL (2014) ebenfalls Riffschuttkalke beschrieben. Da die Reifling-Formation in Kalke des Riffhanges eingeschaltet ist, liegt vermutlich eine Verzahnung des Reiflinger Beckens mit der nach Süden progradierenden Wettersteinkalk-Plattform (Karwendelplattform) vor (BRANDNER & KRYSZYN, 2013; BÜSEL, 2014).

Eine analoge Faziesverzahnung zwischen dem Wettersteinkalk und der Reifling-Formation muss auch im Tal des Birkkarbaches angenommen werden.

Im Gebietsabschnitt zwischen der Kastenalm im Westen und dem Vomper Loch im Osten weist der Wettersteinkalk Blei-Zink-Vererzungen auf, die bereits seit dem Mittelalter bekannt sind und auch bergmännisch abgebaut wurden. Eine Reihe von Stollen und Abraumhalden zeugen von dieser Bergbautätigkeit. Die Genese dieser Erzvorkommen wurde von SCHULZ (1981) im Detail untersucht.

Die große Abraumhalde östlich der Kastenalm stammt vom letzten Stollenvortrieb in den 1950er und 1960er Jahren.

Lagunenfazies

Die über 1.000 m mächtigen, häufig wandbildenden, deutlich gebankten Lagunenkalke nehmen den überwiegenden Teil der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Wettersteinkalk-Plattform ein. Die Lagunenkalke sind an den Steilwänden und steilen Talflanken südlich und nördlich des Hinterautales und des Rosslochs großräumig aufgeschlossen. Ebenso findet man diese am markanten Felsrücken, der das Tal des Birkkarbaches von jenem des Moserkarbaches trennt.

Der Übergang von der Riffhangfazies zur stratigrafisch höher gelegenen Lagunenfazies wird durch den Wechsel zu einer generell deutlicheren und dünneren Bankung angezeigt.

Es handelt sich um eine zyklische Abfolge von hellgrauen bis schmutzigweißen Flachwasserkalken mit den typischen feinlaminierten Stromatolithbänken, Bänken aus strukturlosen lutitischen Kalken und wiederholt auftretenden Bänken mit arenitischen bis ruditischen Resedimenten. Der obere Abschnitt der Lagunensedimente, der die schlecht zugänglichen, nordexponierten Steilwände der Hinteren Schwarzenwand und jene nördlich des Gumpenkopfs bildet, ist durch das vermehrte Auftreten von „Messerstichkalken“ und einzelnen Dolomitbänken gekennzeichnet.

Die Formationsgrenze zwischen dem Wettersteinkalk und dem ersten Schiefertong-Horizont der stratigrafisch hangenden Nordalpinen Raibler Schichten ist schon aus der Entfernung an dem scharfen Geländeknick ersichtlich, der durch den stark zurückwitternden, ersten Schiefertong-Horizont verursacht wird.

Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)

Die Nordalpinen Raibler Schichten nehmen als jüngstes Schichtglied den weitaus überwiegenden Teil des kartierten Gebietes südlich des Hinterautales ein.

Westlich unterhalb des Gumpenkopfs (1.960 m) ist der untere Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten in einem durchgehenden Profil sehr gut aufgeschlossen. Über dem ca. 50 m mächtigen, stark zurückwitternden ersten Schiefertong-Horizont folgt der erste Karbonat-Horizont mit hellgrauen bis hellbraunen, dünngebankten dolomitischen, teilweise rauwackigen, zellig-löchrig anwitternden Kalken. Die darüber aufgeschlossene Wechselfolge von Kalken und Rauwacken mit hellbraun bis ockerfarbenen anwitternden, stark bioturbaten Mergeln, Onkolith-Kalken und braunen Schiefertönen wird von einem etwa 15 m mächtigen, stark zurückwitternden Horizont aus Schiefertönen und feinkörnigen, quarzreichen Sandsteinen abgeschlossen (zweiter Schiefertong-Horizont). Hellbraun anwitternde Bankungsflächen von dunkelgrauen Kalkmergeln sind dicht mit Muschelschill, u.a. Schalen der Auster *Lopha moniscaprilis* (KLIPSTEIN), belegt.

Der zweite Karbonat-Horizont aus cm- bis dm-gebankten Kalken bildet eine etwa 30 m hohe, im Gelände gut erkennbare, markante Geländestufe.

Die nach Süden abfallenden Areale nördlich des Zeigerkopfs (1.962 m, nach AV-Karte, Blatt 5/2) im Westen und des Gumpenkopfs (1.960 m) im Osten bieten nur wenige kleine Aufschlüsse der Nordalpinen Raibler Schichten.

Die tektonisch stark überprägten, jedoch über weite Bereiche gut aufgeschlossenen Abfolgen des oberen Teiles der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits im Kern der Hinterautal-Synklinale liegen südlich außerhalb des Kartierungsgebietes (zur Beschreibung der vollständigen Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten, siehe KRÄINER, 1985; GRUBER, 2016).

Quartäre Morphologie und Ablagerungen

Moränenablagerungen der spätglazialen Stadien

Glaziale Formen

Bei dem in das Hinterautal mündenden Lafatscher Tal, dem Tal des Moserkarbaches und dem Tal des Birkkarbaches handelt es sich um typische Hängetäler, mit der für glazial geprägte Tal-Morphologien kennzeichnenden Steilstufe und der tief eingeschnittenen Schluchtstrecke im Bereich der Einmündung in das Haupttal (Hinterautal). Daneben ist die glaziale Prägung der Täler auch an ihrem noch gut erhaltenen, breiten U-förmigen Querschnitt ablesbar.

Glaziale Ablagerungen

Innerhalb des kartierten Gebietes sind in den Seitentälern des Hinterautales (Tal des Birkkarbaches, des Moserkarbaches und Lafatscher Tal) zahlreiche erosiv überformte Seiten-, End- und Grundmoränenablagerungen erhalten.

Diese Moränen des Würm-Spätglazials, die aufgrund gravitativer und fluvialer Erosions- und Umlagerungsprozesse bereichsweise nur noch reliktsch erhalten sind, zeugen von einer ursprünglich wesentlich größeren Moränenbedeckung.

Auf ca. 1.600 m ist am Birkkarbach eine stark kompaktierte und zementierte Grundmoräne von hellgrauer bis beiger Farbe aufgeschlossen. Die cm- bis dm-großen Komponenten sind angerundet, teilweise subgerundet und stammen zur Gänze aus dem Wettersteinkalk. Die Matrix besteht zu einem hohen Anteil aus Gesteinszerreißel in Sand- und Schlufffraktion. Die Grundmoräne weist zahlreiche, flach nach Süden einfallende Scherflächen auf, welche die zu erwartende ehemalige Fließrichtung des Gletschereises nach Süden in das Hinterautal belegen. Über dem basalen Abschnitt der Grundmoräne, der an dieser Stelle etwa 2 m mächtig ist, folgen weniger konsolidierte Moränenablagerungen, die keine Zementation aufweisen.

Eine sehr ähnliche Ausbildung zeigt die im Bereich des Zusammenflusses der Bäche aus dem Großen Kühkar und aus dem Raukarl und Moserkar aufgeschlossene Grundmoräne (siehe auch BÜSEL, 2014).

Der Bach aus dem Raukarl erodiert etwa 200 m nördlich des erwähnten Zusammenflusses der Bäche den direkten Kontakt der Grundmoräne über dem Wettersteinkalk an. Am Bach folgt unmittelbar über dick gebankten bis massigen Plattformkalken mit Gletscherschliffen eine extrem stark kompaktierte und zementierte, hellgraue bis hellbraune Grundmoräne. Wie bei der beschriebenen Grundmoräne am Birkkarbach, sind die cm- bis dm-großen Kalkkomponenten eckig bis angerundet, der Feinanteil ist sandig-schluffig. Basal sind zahlreiche, etwa nach Südosten (talaus) einfallende Scherbahnen ausgebildet, entlang derer das Material aus einem feinkörnigen, zementierten „Gesteinsmehl“ (Gesteinszerreißel) besteht. Einzelne, aus dem Felsuntergrund gerissene Felsschollen sind zwischen den Scherbahnen der Moräne kleinstückig zerbrochen, weshalb der basalste Anteil der Grundmoräne Charakteristika einer tektonischen Scherzone in einem Festgestein aufweist.

Diese Grundmoräne erreicht eine Mächtigkeit von ca. 4 m und wird von etwa 3 m mächtigen locker gelagerten Kiesen eines kleinen Schwemmfächers überlagert.

Südöstlich unterhalb des Großen Heissenkopfs (2.437 m) ist innerhalb der Lagunensedimente des Wettersteinkalkes ein kleines ostexponiertes Kar angelegt. An der Ostseite dieses abflusslosen Kars verläuft ein markanter Moränenwall in N-S-Richtung. Am unteren (südlichen) Ende des Kars ist ein kleiner Endmoränenwall erhalten. Ein weiterer kleiner Endmoränenwall befindet sich im obersten (nördlichsten) Teil des Kars.

Südlich des Hinterautales sind im Bereich des Kasten-Hochlegers (1.728 m) und des Lafatscher-Hochlegers (1.648 m) Moränenablagerungen der Gletscher aus den südlich gelegenen Karen (Kar des Lafatscher Hochlegers sowie Kar südlich des Kasten-Hochlegers) mit schönen Moränenwällen anzutreffen, die von BÜSEL (2014) zuletzt kartiert und beschrieben wurden.

Hang- und Murschuttablagerungen

Als landschaftsprägende, quartäre Ablagerungen sind im Hinterautal und seinen Seitentälern auch die mächtigen, häufig in Kegelform auftretenden Sturz- und Hangschuttablagerungen am Fuß der Felswände zu nennen. Bei näherer Betrachtung der nahezu ausschließlich aus Komponenten des Wettersteinkalkes bestehenden Hang- und Blockschuttkegel fällt auf, dass sie zumeist an Störungen gebunden sind, welche an den mehr oder weniger tiefen Einschnitten in den Felswänden erkennbar sind. Entlang dieser Störungen kommt es zur bevorzugten Verwitterung und Erosion der tektonisch zerlegten Gesteine.

Im Mündungsbereich des Birkkarbaches und des Moserkarbaches sind flache Murschuttfächer entwickelt, deren Material überwiegend aus dem Wettersteinkalk stammt. Der Murschuttfächer des Birkkarbaches reicht bis an die orografisch linke Seite des Hinterautales. Seine beeindruckende Größe und rezente Aktivität zeugen vom großen Geschiebepotenzial im Tal des Birkkarbaches. Während der Schneeschmelze und bei Starkniederschlägen wird der Fahrweg durch das Hinterautal, der den Murschuttfächer quert, wiederholt von grobkiesig-steinigen Lockergesteinsmassen überschüttet.

Die Ablagerungen aus dem Lafatscher Bach und aus dem Bach des Jagdgrabens sind deutlich feinkörniger, da das Liefergebiet großräumig von den Nordalpinen Raibler Schichten eingenommen wird.

Tektonik

Faltenstrukturen und Störungen im Bereich des Hinterautales

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Bereich von zwei großen, etwa E-W-streichenden und N-vergerten Faltenstrukturen, der Hinterautal-Synklinale im Süden und der Seekarspitz-Birkkarspitz-Antiklinale im Norden (Bezeichnungen nach TOLLMANN, 1970 sowie HEISSEL, 1978).

An der Nordseite des Hinterautales kann man innerhalb der gut geschichteten Lagunensedimente des Wettersteinkalkes mehrere E- bis ENE-streichende Faltenstrukturen mit Amplituden im Dekameterbereich erkennen. Wie die genannten Großstrukturen weisen auch diese Sekundärfalten

am flachen Südschenkel der Seekarspitz-Birkkarspitz-Antiklinale bzw. am Nordschenkel der Hinterautal-Synklinale eine ausgeprägte Langschenkel-Kurzschenkel-Geometrie auf. Lange, mittelsteile Südschenkel stehen steilen bis überkippten Nordschenkeln gegenüber. Die Amplituden dieser Sekundärstrukturen liegen im Dekameter- bis Hektometerbereich.

Im Bereich der Birkkarklamm, nahe der Mündung in das Hinterautal, ist innerhalb des Wettersteinkalkes in Lagunenfazies eine offene, N-vergente Synklinalstruktur ausgebildet. Vom Gegenhang, in Blickrichtung Westen, ist diese Struktur deutlich erkennbar.

Die südlich anschließende Antiklinale lässt sich östlich der Birkkarklamm an der Nordflanke des Hinterautales bis in das Tal des Moserkarbaches verfolgen. An den westexponierten Felswänden orografisch links über dem Moserkarbach ist diese, deutlich N-vergente Antiklinal-Struktur wieder eindrucksvoll aufgeschlossen.

In den westexponierten Wänden am Westende des Reps-Kammes kann man in den Lagunenkalcken ebenfalls mehrere etwa E-W-streichende Falten, ähnlich den oben beschriebenen, erkennen (Gumpenwand-Reps-Hochkanzel-Antiklinale nach HEISSEL, 1978). Es handelt sich um zwei dicht aufeinander folgende Antiklinalstrukturen mit langen, mittelsteilen Südschenkeln und kurzen, vertikalen bis überkippten Nordschenkeln. Die Nordwand des Reps (2.159 m) östlich der Kastenalm zeichnet ungefähr den Nordschenkel der nördlichen Antiklinale nach. Am Wandfuß, nordwestlich unterhalb Punkt 1.987 m, ist noch das Scharnier einer nördlich anschließenden, sehr engen Synklinal-Struktur erhalten. Im Kernbereich dieser Struktur sind die Gesteine tektonisch stark zerlegt.

Überschiebungstruktur im Bereich Jagdgraben-Oberer Rossboden

Südlich des Hinterautales sind im Bereich des Jagdgrabens der Wettersteinkalk und die Nordalpinen Raibler Schichten verdoppelt. Im Abschnitt zwischen der Mündung des Jagdgrabens im Nordosten und dem Kasten-Hochleger (1.728 m) im Südwesten sind Lagunenkalke des Wettersteinkalkes über die Nordalpinen Raibler Schichten überschoben. Die Ausbisslinie der Überschiebungsfäche verläuft im unteren Abschnitt des Jagdgrabens an dessen orografisch rechter Seite, 50–100 m über dem Bach, in ENE-WSW-Richtung. Im mittleren Abschnitt des Jagdgrabens spaltet sich die Störungsfäche in zwei Überschiebungssäste auf. Der tiefere Ast der Überschiebungstruktur quert auf einer Höhe von etwa 1.520 m den Bach des Jagdgrabens und führt im Bereich des Oberen Rossbodens zu einer Verdoppelung der Nordalpinen Raibler Schichten. Der Verlauf der Störung nach Westen, in Richtung Hinterödalm (1.598 m), lässt sich mangels stratigrafischer Marker nur ungefähr eingrenzen.

Der höhere Überschiebungssast quert den Jagdgraben auf einer Höhe von 1.600 m und lässt sich im Bereich nördlich des Kasten-Hochlegers bis an das westliche Ende einer kleinen Felswand verfolgen, an welcher der Hangendblock des Wettersteinkalkes, aufgrund des Schrägzuschnittes an der Überschiebungsfäche, tektonisch auskeilt. Westlich dieses Bereiches sind die Nordalpinen Raibler Schichten an Kleinfalten intensiv deformiert. Die, aufgrund der offenen Scharniere, nicht direkt einmessbaren Achsen die-

ser Faltenstrukturen fallen mit 30° bis 35° nach WSW bis SW ein. Die Streichrichtung und Steilstellung der Kleinfaltenachsen lässt auf eine Entstehung der Falten durch SE–NW-Einengung und die spätere Verkippung der Achsenflächen durch N–S-Einengung schließen.

Die Überschiebungsfläche ist in Richtung Westen nicht mehr weiter verfolgbar. Vermutlich wird der Versatz an der Störung in den Nordalpinen Raibler Schichten durch Faltung kompensiert.

Östlich der Einmündung des Jagdgrabens in das Hinterautal ist die Überschiebung unter Hangschutt- und Talablagerungen verborgen. Die Ausbisslinie der Überschiebungsfläche verläuft vermutlich unterhalb der Hangschuttkegel der Nordwand des Reps nach Osten in Richtung Rossloch.

Aus dem Kartenbild, den Geländeverschnitten und den oben beschriebenen Kleinfalten lässt sich folgern, dass die Überschiebung vermutlich im Zuge der prä-gosauischen (eoalpinen) SE–NW-Einengung gebildet wurde und durch die paläogene N–S-Einengung überprägt wurde.

Diese Annahme wird auch durch die weitspannige Antiklinalstruktur im Bereich des Gumpenkopfs, im Hangendblock der Überschiebung bzw. des höheren Überschiebungssattes gestützt. An den Schichtlagerungswerten ist neben einer kompressiven Überprägung in N–S-Richtung auch eine etwa NE–SW streichende Faltenachse erkennbar, die vermutlich mit der älteren, prä-gosauischen Einengungsphase zusammenhängt.

Abschiebung südwestlich des Moserkars

Südwestlich des Moserkars werden, wie eingangs erwähnt, dickbankige Riffschuttkalke des Wettersteinkalkes durch Kalke der Reifling-Formation überlagert.

An einer etwa N–S streichenden, subvertikalen Störungsfläche sind Lagunenkalke des Wettersteinkalkes im Westen gegen dickbankige Riffschuttkalke und die stratigrafisch darüber folgende Reifling-Formation im Osten abgeschos-

sen. Der Wettersteinkalk ist im Bereich der Störung an zahlreichen kleineren Störungsflächen zerlegt und Bereichsweise kataklastisch deformiert. Der Vertikalversatz an dieser Abschiebung dürfte mindestens 200 m betragen.

Literatur

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. & KRZYSTYN, L. (2013): Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterrif. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 417–420, Wien.

BÜSEL, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 315–323, Wien.

GRUBER, J. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandlital (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156/1–4**, 304–309, Wien.

HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8** (Festschrift W. Heissel), 227–288, Innsbruck.

KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg - Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 129–142, Wien.

SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **61**, 55–104, Innsbruck.

TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **62**, 78–170, Wien.

Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

JERZY ZASADNI

(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2015 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of 106 km² in the Stillupgrund valley (68 km²) and in an area located in the northeastern corner of the UTM map sheet NL 32-03-30 Mayrhofen (total 38 km²). The Stillupgrund is a 15 km long tributary of the Zillertal valley located south of Mayrhofen. The head of the valley reaches the Zillertaler Hauptkamm mountain crest (Großer Löffler, 3,379 m). The valley is entirely dissected in the Zentral gneiss lithology and shows a typical high Alpine

relief comprising straight, deeply incised glacial troughs and hanging tributary cirques. Due to the steep terrain, Quaternary sediments only occur in the valley floor and in the hanging cirques. The valley morphology shows a clear asymmetry. The northeastern side of the valley possess wider and longer cirques in comparison to its southwestern side. The area in the northeastern corner of the map sheet includes the northern and western slopes of the Hochfeld (2,350 m)–Torhelm (2,452 m) massif that extends between Zillertal and Schwarzachgrund valley. In this area, the middle and upper sections of four smaller tributaries of the Gerlosbach valley were mapped: Gerslossteinbach, Schönbergbach, Zaberbach and Weißbachl valleys. The mapping area includes also cirques located NW from the Brandberger Kolm (2,700 m)–Hochsteinflache (2,769 m) crest in the upper section of the Schwarzachgrund valley (Schafkar and Falkenkar) and cirques and slopes in the middle section of the Zillergrund valley located north

and northeast from Häusling (Mitterwandkar, Gamskar and Eggkar). Most of the area in the northeastern corner of the map sheet is built up of metasedimentary, schistose rocks of the Venediger and Glockner nappe systems. Only the crest located south of Brandberger Kolm summit is built up of resistant Zentral gneiss (Ahorn gneiss).

Last Glacial Maximum (LGM)

In the Stillupgrund valley the highest position of glacial erosional landforms indicates the LGM ice surface elevation between 2,200 m at the valley mouth to ca. 2,450 m in the valley head. In the lower section of the valley a flat, ice-moulded area (Filzenalm) can be traced up to ca. 2,200 m close to Filzenkogel summit (2,227 m). In the middle section of the valley the glacial trimline is best recorded as truncated spurs in the topography: 2,270 m in Popberg-egg, 2,310 m in Nofertenschneid and 2,300 m in Zwie-selegg. In the valley head, the maximum elevation of ice erosional landforms reaches 2,440 m on two spur ends: Rosswand and the spur standing directly above Elsenklamm cirque. In the valley, there are also several spurs which bear evidence of ice erosion on the top of the spurs ridgeline. Concerning the LGM ice surface reconstruction this type of spurs shows a minimum ice surface elevation in the trunk valley. The best example of this type of landform is the Hennsteigenkamm spur end (2,290 m) located between Nofertenkar and Madereggkar cirques. Ice moulded spur ends also occur at Weißkaregg (2,170 m) and Seichenkopf (ca. 2,140 m).

On the western slope of the Hochfeld massif (2,350 m) the glacial trimline is situated at an elevation range of 2,170–2,200 m. On the ridge stretching from the massif to the east (east from Geiskopf summit) the trimline elevation reaches 2,240 m. The ridge shows a clear sign of glacial erosion on a distance of 700 m (ZASADNI, 2014), thus the top part of Hochfeld summit is an example of a palaeonunatak. This means during the LGM it was surrounded with ice. In the area around Abiskogel (1,700–1,800 m) and Kotahornalm alp (1,650 m) several Ahorn gneiss erratic boulders were mapped. The boulders have an a-axe length in range of 0.4 to 3 m and occur at a similar elevation as the Ahorn gneiss erratic boulder field in Laberg alp (ZASADNI, 2014). A maximum elevation of mapped erratics (ca. 1,800 m) in the western slope of Hochfeld massif is close to the upper limit of continuous till cover. Glacial till comprises only local lithology and in lower elevation it reaches several meters of thickness. This is best evidenced in an artificial outcrop located at the forest road, 600 m west from Kotahornalm alp at an elevation of 1,390 m.

In the Schwarzachgrund valley, a certain evidence of a glacial trimline occurs on the major ridgeline, which borders the valley from the east. A sharp limit between arête-like morphology and an ice smoothed ridgeline is located there 150 m south of Khelkopf summit (2,230 m) at an elevation of 2,240 m. In the upper section of the valley, the trimline can be observed at 2,410 m, 550 m northeast of Auf der Rôte summit. In the middle section of the valley, on the top of the flat mountain surface located north of the Schwarzachalm alp (Mitterleger alp, ca. 1,900 m) several Hochstegen marble erratic boulders occur. The boulders were likely transported by the LGM glacier from Brandberger Kolm summit or Schafkar cirque areas where outcrops of this lithology occur on steep rock walls.

Lateglacial moraines and relict rock glaciers

An approach of assignment moraines to the Gschnitz moraine system is based on morphostratigraphic criteria (ZASADNI, 2014). Gschnitz moraines always occur down-valley from Egesen moraines at elevations not higher than 1,800–1,900 m. Gschnitz stadial equivalent moraines occur only in the area located in the northeastern map sheet corner, in all of five north exposed tributaries of the Gerlosbach valley. A distinct laterofrontal moraines stretch between 1,600–1,840 m in the Gerlossteinbach valley in the Gerlossteinalm alp. A well-developed right-handed lateral moraine, 5–10 m high, is also observable in the Schönbergbach valley. Its upper position reaches 1,590 m. Less distinguishable is the left-handed lateral moraine in the Zaberbach valley located 1,400 m north of Seichenkopf summit (ca. 1,700 m). In the Weißbachl valley, a Gschnitz glacier right-handed lateral moraine occurs outside the mapping area, in the lower section of the valley (1,300–1,400 m). This section of the valley is also filled with thick till deposits deeply dissected by the local stream. In the mouth of the Schwarzachgrund valley, at the Opferstock (1,200 m) one of the best developed terminal moraine of the Gschnitz stadial in the Zillertal Alps occurs. The moraine morphology reveals at least two glacial advances with a left-handed smaller, indistinct outer moraine and a several tens of meters high inner moraine. The terminal moraine zone is located outside the mapping area, 700 m north of the UTM Mayrhofen map sheet border.

The Egesen stadial moraines always occur down-valley from the Holocene moraine system. In the Zillertal Alps, the maximum elevation of Egesen moraines ranges from 2,200 to 2,500 m, but mostly they occur close to 2,400 m. In contrast to the Gschnitz moraines, Egesen moraines are often spatially connected with relict rock glaciers.

Egesen moraines and their associated till cover occur in most of the 16 hanging cirques in the Stillupgrund valley, but the best developed moraine sequence can be observed in five right-handed valley side cirques exposed to SW: Popbergkar, Hasenkar, Nofertenkar, Madereggkar–Weißkar and Sonntagskar. The cirque floor where the Egesen latero-frontal moraines and the till cover occur, is commonly separated from talus or Holocene moraine sediments by a bare, ice-moulded rock zone, particularly in Nofertenkar, Madereggkar and Sonntagskar cirques. The maximum elevation of lateral moraines is recorded in Hasenkar (2,420 m) and Nofertenkar (2,440 m) and the lowest elevation of moraines occurs between 2,000 m (Madereggkar) and 2,240 m (Nofertenkar). The Egesen moraine sequence is subdivided into one, two or three major moraine groups (Egesen I–III) and up to six individual moraines in total. The best spatial separation of individual moraines occurs in the Madereggkar–Weißkar cirque in vicinity of the Madereggalm alp where six moraines are arranged into three groups (each group has two moraines). The second and third group (Egesen II and III) show much more distinct morphology with heights between 10–20 m than the first group (Egesen I). In the southern part of the cirque (Weißkar), the moraine sequence disappears, and only a terminal moraine with a high distal slope (40 m) occurs. In smaller cirques the Egesen moraine sequence displays only one (Nofertenkar cirque) or two moraine groups (Popbergkar cirque). The distribution of moraines in most of the glacial cirques indicates that during the Egesen ad-

vance glaciers in tributary cirques did not reach the bottom of the main valley. A different situation exists in the area of the Stillupgrund trough end. A lateral moraine and thick till accumulation located on the right-handed side of the glacial trough, 400 m NE of the Stapfenalm alp, at an elevation range of 1,750–1,780 m, indicates a former presence of a ca. 100 m thick glacier in the upper section of the valley. The valley glacier was fed with ice coalescing from the neighboring hanging cirques: Sonntagskar, Eiskar and Löfflerkar. In these cirques Egesen terminal moraines are absent and the distribution of two lateral moraines of Sonntagskar and Eiskar glaciers located north and southwest of Kasseler Hütte (2,080–2,250 and 1,930–2,000 m, respectively) and a lateral moraine in the lip of Löfflerkar cirque (2,030–2,110 m), implies a configuration of a former glacier mass which descended steeply from cirques towards the Stillupgrund trough end. The terminal moraine of the glacier in the main valley floor is not visible. It is likely buried below a thick accumulation of talus and debris flow material covering the glacial trough floor.

Egesen moraines are often built up of large, angular boulders that were passively transported by glaciers. Such deposits are particularly observed in smaller cirques as Popbergkar, Hasenkar and Nofertenkar. In the Stillupgrund valley relict rock glaciers are rare. They are preserved only in the lower section of the valley in smaller and lower elevated cirques, which were less glaciated during Egesen stadial as higher elevated cirques located closer to the valley head. In Popbergkar and Nofertenkar cirques relict talus rock glaciers occur at the base of north exposed rock walls in an elevation range of 1,900–2,300 m. A north exposed relict rock glacier occurs also in Rebenzaunkar cirque, 1,500 m NE of Birbergspitze summit at an elevation range of 2,000–2,080 m.

In the area located in the north-eastern corner of the map sheet Egesen moraines are rarely preserved with exception of several distinct 20–40 m high moraines and associated relict rock glaciers which are located in three cirques above Zillergrund valley, southeast of Brandberger Kolm summit: Mitterwandkar, Gamskarl and Egglikar. In this area Egesen moraines are stretched in elevation between 2,060–2,080 m (elevation of frontal moraines in Mitterwandkar and Egglikar cirques) and 2,440 m (maximum elevation of lateral moraine in Egglikar cirque).

Relict rock glaciers assigned to the Egesen stadial occur also in the top part of the Hochfeld massif. An exceptionally thick accumulation of tongue-shaped rock glaciers occurs on the foot of Gerlossteinwand rock wall, up-valley from the Gerlossteinalm alp. Two talus derived rock glacier tongues descend there to 1,720 m. A frontal slope of the rock glacier located in the eastern side of the valley reaches 80 m high. Three smaller talus rock glaciers are located also in high elevated glacial cirques located north from the Hochfeld summit. Fronts of these rock glaciers occur in an elevation range of 2,070–2,090 m.

Holocene moraines and intact rock glaciers

In the mapped area Holocene/Little Ice Age moraines occur in the hanging cirques in the upper part of the Stillupgrund valley: Maderegglikar–Weißkar, Sonntagskar, Eiskar, Löfflerkar and Lapenkar. Spatial distribution of latero-frontal moraines shows an apron pattern of former glaciers

which descended concentrically from cirques towards the end of the glacial trough. After the 1850 advance some of these glaciers almost despaired. This is particularly the case in Maderegglikar–Weißkar and Sonntagskar cirques. However, also one of the largest glacier in the valley – Östliches Stillupkees – records extraordinary vanishing and disintegration into small ice bodies during the recession after the 1850 advance. The area of the glacier decreased from ca. 1.8 to 0.5 km² in the last 160 years.

In the Stillupgrund valley 19 forefields of individual glacier lobes can be distinguished: six in the Maderegglikar–Weißkar cirque, three in the Sonntagskar cirque, five in the Eiskar cirque (forefields of Östliches and Westliches Stillupkees glaciers), three in the Löfflerkar cirque (forefield of Löfflerkees glacier) and two in the Lapenkar cirque (forefield of Lapenkees glacier). Terminal moraines are located in an elevation range between 1,920 m at the forefield of Löfflerkees glacier to ca. 2,580–2,600 m at forefields of small glaciers in the Maderegglikar–Weißkar cirque. Slopes of terminal moraines in Eiskar and in Maderegglikar–Weißkar cirques reach more than 100 m of height. In most cases moraines in forefields show a single outer moraine wall interpreted as the Holocene moraine prism that superimposed the Little Ice Age glacier advance in 1850. In few cases however, older than 1850 advance moraines are distinguishable as the outer moraines. They exhibit more degraded morphology, denser vegetation cover and they show crosscutting relationships with fresher and more distinctly developed inner moraines. Older than 1850 advance moraines occur in two forefields in the Maderegglikar–Weißkar cirque, two in the Sonntagskar cirque and in the forefield of Östliches Stillupkees glacier. In the forefields of Löfflerkees and Westliches Stillupkees glaciers recessional moraines formed during 1920 and 1980 re-advances are also preserved.

In the Lapenkar cirque, NE from Lapenscharte col a complex sequence of Holocene glacial/periglacial landforms occurs. A latero-frontal moraine (likely of Holocene age) extends there 250 m down the valley from the rock glacier front. The rock glacier clearly exhibits two front-generations: the lower (older) one at an elevation of 2,340 m is likely inactive and the upper (younger) one at an elevation of 2,400 m is certainly active. A small intact talus rock glacier occurs also in the upper part of the Birbergkar cirque at 2,660 m, 400 m SE of Birbergspitze summit.

In the area located in the north-eastern corner of the map sheet, landforms assigned to the Holocene system occur solely in the upper part of the Schwarzachgrund valley. The Holocene system comprises there only intact rock glaciers. The largest one occurs in the SE part of Falkenkar cirque. It reaches 650 m of length and 120 m of width and descends to 2,310 m. Two active fronts can be distinguished in this landform. In the upper part of Schafkar cirque two small talus rock glaciers occur. Both of them are 130 m long. Their fronts descend to 2,380 and 2,510 m. The last rock glacier in this area occupies a bottom of a narrow and deeply incised cirque located 600 m east of Brandberger Kolm summit. A presence of a spoon shaped depression and ice patches in the upper part of the cirque points out, that this rock glacier was fed by small glacier during the Little Ice Age (debris rock glacier).

Mass movement landforms in the Stillupgrund valley, due to resistant Zentral gneiss lithology, landforms and sediments associated with mass movements are rare. The exception is the northern part of the Popbergkar cirque and slopes descending from the Filzenalm alp toward the south, where more schistose lithology occurs. In the Popbergkar cirque, 750 m long landslide extends down the Sonnwand slope from the Popbergschneid crest, 900 m SW from Ahorn Spitze summit. A tongue-shaped mass of openwork blocks and well-developed scarp with secondary gravitational cracks characterizes another landslide located 500 m west from Filzenkogel summit.

In the area located in the north-eastern corner of the map sheet landslides are more common. A large landslide (1.1 km²) occurs on the western slope of Hochfeld massif, north from Hollenzberg summit. There the tongue-shaped landslide mass is 2,300 m long and reaches Zillertal valley bottom in Eckartsau village (600 m). The landslide has a prominent main scarp below Hollenzberg summit at an elevation of 1,550 m and close to Labergalm and Karlalm alps at elevations of 1,700–1,720 m. On the same slope another landslide mass extends down the valley between the Karlalm alp towards northwest along an unnamed stream. It records 2,000 m in length and 150–200 m in

width. The landslide shows prominent ridges at its margins. The main scarp of the landslide occurs east from the Karlalm alp, at 2,100 m. Another landslide occurs also further towards northeast, in the Kotahornalm alp. It begins at 1,900 m on the western slope of Gerlossteinwand massif with a 20–40 m high main scarp. Morphological features like top trenches, cracks and gravitational faults, typical of deep seated gravitational deformation, occurs also on slopes on the eastern side of the Zaberbach valley (E and NE from the Tödtengrubenalp Hochleger alp) and in the Schwarzachgrund valley, on the top and on the SE slopes of the mountain located north from the Obere Schwarzachalm alp. In the latter location, deep seated gravitational deformation is also associated with two tongue-shaped landslide masses that reach the valley bottom in the Obere Schwarzachalm alp and 800 m north from the Untere Schwarzachalm alp.

References

ZASADNI, J. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 327–329, Wien.

Blatt NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von ELIJAH DIPPENAAR

Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Schillereck“ auf UTM-Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ des Jahres 2015 erfolgte von März bis November 2015. Die Gebietsgrenzen verlaufen von Molln im Norden entlang der Straße nach Ramsau gegen Osten bzw. Süden folgend bis zum Militär-Schießübungsplatz Hopfing im Talschluss unter der Mauer des Sengsengebirges. Von dort in einer geraden Linie nach Westen über das Schillereck und Spering bis zum aufgestauten Klausner See. Die Westgrenzen verlaufen vom Klausner See in den Pertlgraben auf den Sattel zwischen Dorfer Berg und Windberg, nach Effertsbach wieder westwärts bis zur Steyr und von dort flussabwärts bis nach Molln.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Dorfer Berg – Wallergraben 1:10.000 (EBERT, 2000).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Spitzberg – Schwarzkogel 1:10.000 (SUER, 2000).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das ca. 55 km² große Kartierungsgebiet umfasst den westlichen Bereich des oberösterreichischen Sengsengebirges. Den „Rückgrat“ des Areals und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen bildet der Hauptkamm des Sengsengebirges vom Spering (1.605 m) und Schillereck (1.748 m). Die bewaldeten Vorberge dominieren Großer und Kleiner Spitzberg (1.394 bzw. 1.366 m). Nördlich des das Gebietszentrum durchfließenden Paltenbaches erhebt sich der 1.108 m hohe Eibling als höchste Erhebung. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die Steyr an der Nordgrenze des Untersuchungsraumes knapp westlich von Molln.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich in die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind der unter dem Schillereck entspringende Effertsbach (mündet bei Frauenstein in die Steyr) sowie der im Hopfingboden gebildete Paltenbach, der knapp flussabwärts des Steyr-Durchbruches bei Görzitz in den Vorfluter mündet.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird in einem schmalen Streifen im Süden des Kartierungsgebietes dem Tirolikum („Staufen-Höllengebirge-Decke“) zugerechnet, das flächenmäßig weitaus größere Areal liegt im Bereich der bajuvarischen Lechtal-Decke („Reichraming-Decke“). Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an den Nordabbrüchen des Sengsengebirges unterhalb Spering und Schillereck als tektonisch stark zergliederte und zerrissene, aber morphologisch höchst bedeutsame Linie. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolische Staufen-Höllengebirge-Decke die bajuvarische Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung werden weniger im Tirolikum (die in HORNING, 2014 beschriebene Kaltau-Synklinale wird knapp östlich des Steyringer Flyschfensters tektonisch amputiert), vielmehr aber im Bajuvarikum deutlich. Den Bereich unmittelbar nördlich der tirolischen Überschiebungsfront dominieren zwei große Muldenzüge, die bereits bei TOLLMANN (1976) als die Ebenforst-Synklinale (im Süden) und Größtenberg-Synklinale (im Norden) beschrieben wurden. Die beiden Mulden ziehen von Osten (Blatt 69 Großraming) über das Kartierungsgebiet bis zur Steyr. Während die Ebenforst-Synklinale dort durch die Staufen-Höllengebirge-Decke überschoben und gekappt wird, lässt sich die Größtenberg-Synklinale westwärts unter der Kremsmauer bis auf Blatt 67 Grünau im Almtal verfolgen (in HORNING, 2016 als „Kremsmauer-Synklinale“ bezeichnet).

Schichtfolge

Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolikum)

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk kommt im Kartierungsgebiet ausschließlich im Tirolikum vor und stellt dort den Hauptgipfelbildner innerhalb des Sengsengebirge-Hauptkammes dar. Der Spering wirkt von der Steyr betrachtet als mächtiger Kalkkegel, der zur Gänze aus Wettersteinkalk aufgebaut wird – in seiner Nordflanke jedoch und in jener des sich östlich anschließenden Schillerecks reicht der Wettersteinkalk als Stirn der Staufen-Höllengebirge-Decke lediglich bis in die mittleren Flankenbereiche hinab. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit der Reichraming-Decke, geht sein Auftreten mit morphologisch mar-

kanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen. Vor allem gegen den Wallergraben bzw. gegen den Urlachbach brechen die beiden genannten Berge mit bis zu 400 m hohen, sehr steilen bis senkrechten Felswänden und wenig gegliederten Steilflanken ab. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes dürfte im untersuchten Bereich zwischen ca. 600 und 800 m liegen.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes im Kartierungsgebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine helle, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sedimentmerkmale auftreten, hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Brekzien.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist zwischen Spering und Schillereck nicht erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zur hangenden Lunz-Formation hingegen lässt sich am steilen Pfad von der Haidenalpe auf den Spering-Gipfel auf knapp 1.600 m beobachten. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist hier jedoch nicht erschlossen.

Am besten lassen sich Wetterstein-Sequenzen an den Wanderwegen zu Spering und Schillereck einsehen – sehr beeindruckend wirken die senkrecht stehenden Kalkbänke direkt unter dem Spering-Gipfel.

Die Abfolge der Wettersteinkalke spiegelt – wenn auch stark tektonisiert und unter weitgehendem Verlust der primären faziellen Strukturen – die Sedimentationsfolge eines progradierenden Schwamm-Algenriffes in subtropischem Bildungsbereich wider.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNING, 2007).

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine

Julium (unteres Karnium)

Lediglich am steilen Pfad von der Haidenalpe zum Spering-Gipfel auf etwa 1.580 m. ü. A. sind Tonschiefer und tonig-mergelige Feinsandsteine der Lunzer Schichten lediglich erschlossen. Die direkte lithologische Grenze zum liegenden Wettersteinkalk fehlt.

Die anstehenden, tektonisch amputierte und nur wenige Meter mächtigen Tone stellen vermutlich die Basis der Lunzer Schichten dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue, teilweise in das Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schieferen, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau auftreten (HORNUNG, 2014). Neben den Tonen, die unter dem Spering-Gipfel eine lokale Nässezone mit einem sehr schwachen Quellaustritt bilden (!), finden sich als Lesesteine auch Feinsandsteine mit einer auffallend orange bis orangebraunen Verwitterungsfarbe, die vom oxidierenden Eisen- und Pyritgehalt herrührt.

Da die erosiv inkompetenten Lunzer Schichten nahe der Stirn der Staufener-Höllengebirge-Decke erschlossen sind, liegen sie in tektonisch entsprechend stark beanspruchter Form vor. In den ansonsten fossilführenden Schichten konnten keine Fossilien gefunden werden.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Hauptdolomit

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Hauptdolomit steht innerhalb der Staufener-Höllengebirge-Decke lediglich in einem kleinräumigen Vorkommen unterhalb des Spering-Gipfels an. Sein Vorkommen ist wie die zuvor beschriebenen Lunzer Schichten an eine lokale Überschiebungsbahn gekoppelt und entsprechend stark tektonisiert. Da zwischen dem Hauptdolomit des Tirolikums und des sich nördlich anschließenden Bajuvarikums kein lithologischer Unterschied festgestellt werden konnte, wird für die nähere lithologische Beschreibung der Reichraminger-Decke verwiesen.

Reichraminger-Decke (Bajuvarikum)

Trias

Lunzer Schichten: Kalke und Dolomite

Julium (unteres Karnium)

Lediglich in der Pertlgraben-Antiklinale südlich des Dorfer Berges reicht die obertriassische Abfolge in Talnähe tiefer hinab als das Niveau der Opponitz-Formation und erschließt das Top der Lunz-Formation mit dünnen Tonschiefer-Bändern sowie dünn- bis mittelbankigen rauwackoiden Kalkdolomiten. Die erschlossenen Mächtigkeiten liegen im Meterbereich.

Das Top der Lunz-Formation dürfte der hangenden (dritten) Tonschiefer- und Kalksequenz entsprechen (HORNUNG, 2007) und faziell wie lithologisch fließend in die hangende Opponitz-Formation übergehen. Die oftmals rauwackoiden, zellig-porösen Kalkdolomite zeigen eine bankweise unterschiedliche Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Lithologisch sind sie als braungraue bis graubeige-farbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen charakterisiert. Das enthaltene Bitumen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem

fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch korreliert und nach HORNUNG (2007) mit dem unteren Abschnitt des Tuvaliums 2 angegeben werden.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Wie die zuvor beschriebenen Lunzer Kalke steht die Opponitz-Formation ausschließlich in der Pertlgraben-Antiklinale an. Am zugänglichsten sind die Abfolgen direkt entlang des Baches – die Flankenbereiche darüber erwiesen sich bei diversen Begehungen als extrem unwegsam und aufschlussarm.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem Hauptdolomit nahe und lassen sich lediglich durch den fehlenden Bitumengehalt vom hangenden basalen Hauptdolomit unterscheiden. Calliche-ähnliche dünnbankige Abfolgen wie im Steinbruch Micheldorf beschrieben (HORNUNG, 2016), wurden nicht beobachtet.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNUNG, 2007). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Klima gelegen haben.

Hauptdolomit, Hauptdolomit in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartierungsgebiet die dominierende Lithologie der Reichraminger-Decke und bestimmt vor allem nördlich des Paltenbaches das geologische Bild. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Staufener-Höllengebirge-Decke verlaufende, beinahe strikt W-E streichende Verfaltung (von Süden nach Norden gegliedert in „Ebenforst-Synklinale“, „Pertlgraben-Antiklinale“, „Größtenberg-Synklinale“, „Schöneck-Bucheck-Antiklinale“, „Eibling-Synklinale“, „Grünmühle-Antiklinale“, „Annerstal-Antiklinale“ und „Rammelspitz-Synklinale“) bildet den duktil-tektonischen Rahmen im Untergrund des Kartierungsgebietes – insbesondere die lateral weit verfolgten Synklinale werden durch jüngerstratigrafische Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis kretazische Sedimentserien) konturiert. In reinen Hauptdolomit-Faltungen wie der Schöneck-Bucheck-Antiklinale ist die tektonische Struktur durch die Monotonie der Abfolgen mehr durch das Kartenbild als unmittelbar im Gelände nachvollziehbar. Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei ca. 1.000 bis 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt innerhalb der Reichraminger-Decke im Kartierungsgebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis

Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise gut gebankt wie am mittleren Fahrweg südlich des Rammelspitz, teilweise auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie in der Grube unterhalb des Großen Spitzberges, aber auch massiv in Form von spitzen Dolomitpfeilern wie im tiefen Einschnitt südlich des Rammelspitz in Erscheinung. Diese Lithologie-Typen können teilweise in einem Aufschluss kleinräumig nebeneinander auftreten wie entlang des Fahrweges südlich des Eiblings.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien beobachtet werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung tritt vor allem im oberen Flankenbereich des Eibling eine kalkige Variante auf, die lithologisch zum dort hangenden Platten- oder Dachsteinkalk überleitet. Vom Habitus und der Mikrofazies ganz ähnlich zum Hauptdolomit s.l., zeigt sie eine deutlich erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im hangenden Platten- und Dachsteinkalk.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit innerhalb der Reichraming-Decke kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden zwar lokal (etwa E' Frauenstein) beobachtet, aber da diese nicht konsistent auszukartieren waren, wurde auf eine weiterreichende Untergliederung verzichtet. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“), sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen, siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im

Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt, mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege zur Gewinnung von Wegeschotter vor allem in den tektonisierten Hauptdolomit-Arealen befinden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden von Hauptdolomit treten – faziell bedingt und in diachroner Verzahnung zum Liegenden, sowohl im Kernbereich der Rammelspitz- und Eibling-Synklinale, als auch im nördlichen Faltenschenkel der Ebenforst-Synklinale – dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Aufgrund der faziellen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei ca. 30 bis 40 m liegen.

Entlang des Fahrweges unter dem Großen Spitzberg zur Miesau sind dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Der Hauptteil der Vorkommen besteht aus eher mittel- bis lokal auch dickbankigen und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechneten Kalken – sehr schön erschlossen vor allem am nach Osten abfallenden Gipfelgrat des Eiblings. Bei beiden lithologischen Varietäten handelt es sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu letzterem sind einerseits der hohe Kalkgehalt sowie die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure sowie der muschelrige Bruch, andererseits die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier, wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal (EGGER, 2007), „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein relativ stark zergliedertes submarines Relief in diesem Bereich der Reichraming-Decke.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Ablagerungszeit von oberem Alaunium bis unterem Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch relativ heterogenen Kössen-Formation treten im Gegensatz zu den liegenden Plattenkalken und Dachsteinkalken lediglich in der Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale auf. Die in Teilbereichen aufgrund mergelreicher Gesteine tektonisch relativ inkompetente Schichtfolge neigt teilweise zu lokalen Rutschungen und dürfte wohl Initiator für den Dirngraben-Bergsturz sein, der größten Massenbewegung des Untersuchungsraumes. Die hauptsächlichlichen Vorkommen liegen östlich der Miesau (Nordschenkel der Größtenberg-Synklinale), weitflächiger ausstreichend im Süden des Kleinen Spitzberges bis zum Schwarzkogel (tektonisch überprägter Übergangsbereich zwischen Größtenberg- und Ebenforst-Synklinale) sowie in einem schmälere Streifen von der Sickardhütte bis unter die Anstandmauer (Nordschenkel der Ebenforst-Synklinale). An allen Vorkommen besteht eine diachrone Fazies-Verzahnung zu Oberrhätkalken. Diese ist nirgends direkt erschlossen und kann lediglich aus dem Kartenbild gefolgert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 50 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit Oberrhätkalken erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwiegend Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch etwa im Bereich knapp östlich der Miesau) und c) cm- bis dm-mächtige blaugraue, Karbonat führende Mergellagen charakterisiert werden (E' Miesau direkt bergseitig neben dem Forstweg). Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus den im Kartierungsgebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätkalken ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den

Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSZYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätkalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätkalk als jüngste erschlossene triassische Einheit des Kartierungsgebietes fließend aus Kössener Kalken und Mergeln oder lagert – wie im Bereich zwischen Dorfer Berg und Großem Spitzberg unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der Oberrhätkalk entsprechend weniger erosionsanfällig und konturiert mit herauspräparierten Rippen sowohl Ebenforst-, als auch Größtenberg-Synklinale in besonderer Weise. Die Fahrstraße von Effertsbach um den Großen Spitzberg erschließt den Oberrhätkalk sowohl am Nord-, als auch am Südschenkel der Größtenberg-Synklinale – sehr schwer zugänglich, aber beeindruckend aus der Gesamtsicht ist der gegen Brauneben vorspringende Berghang, dessen Gipfelhänge wandbildend aus Oberrhätkalken aufgebaut werden und dessen plateauartiger Gipfel von Bunten Jurakalken und Ammergau-Formation aufgebaut sind. Unmittelbar östlich des Klauser Stausees bildet der Oberrhätkalk aufgrund seines flacheren Einfallswinkels auf beiden Muldenschenkeln keine Wandstufen mehr, kann allerdings aufgrund seiner leuchtend hellgrauen bis weißlichen Verwitterungsfarbe gegenüber dem Liegenden und Hangenden sehr gut auskartiert werden. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätkalks wird mit ca. 150 m angenommen.

Die meistens massigen bis allenfalls undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Synsedimentär angelegte Spalten, erfüllt mit tiefjurassischen Rotkalken (HORNING, 2016) wurden nicht beobachtet – eine kleinräumige Verzahnung mit nodularen Rotkalken östlich des Siebensteins dürfte tektonisch induziert sein. Die Oberrhätkalke scheinen relativ einheitlich entweder von Rotkalken der Adnet-Formation oder Crinoiden-Spatkalken der Hierlatzkalke überlagert zu sein. Besonders schön ist diese Abfolge am ostseitig exponierten Abbruch des Siebensteins zum Effertsbach erschlossen, vom verfallenen Steig zur Sickardhütte aus gesehen.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartierungsgebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhaetium datieren.

Jura

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Unmittelbar im Hangenden des Oberrhätkalkes folgt in den östlichen Bereichen von Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale in einem im Gelände unmerklichen Faziesübergang

der Wechsel zur Scheibelberg-Formation (GARRISON, 1964; „Lias-Kieselkalk“ in MÜLLER, 1961). Die maximale Mächtigkeit liegt bei ca. 100 m, wenngleich die anstehenden Bereiche oft tektonisch verfault und überprägt sind. Die besten Aufschlüsse liegen entlang der teilweise ausgesetzten Fahrstraße nordöstlich unter dem Kleinen Spitzberg in Richtung Miesau.

Die Scheibelberg-Formation bildet i.d.R. im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wenig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen und -flasern aus, die teilweise horizontalweise zu Hornsteinbändern angereichert sein können. Oft treten diffus verteilte Reste zerfallener Kalk- und Kieselschwämme auf. Mit diesen lithologischen Merkmalen kann die Scheibelberg-Formation im Gelände leicht mit der Oberalm-Formation verwechselt werden – jedoch legen bei Betrachtung der liegenden und hangenden Einheiten stratigrafische Zwänge die jeweilige Einteilung eindeutig fest.

Die Scheibelberg-Formation kann als hemipelagische Hangfazies zur Rotkalk-Tiefschwellenfazies der Adnet-Formation bzw. zu der Crinoidenspatkalk-Fazies der Hierlatzkalke angesehen werden. Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die im Kartierungsgebiet allerdings nicht ansteht.

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig auskartierbare, nodulare rote Bankkalke können lediglich am Ostgrat des Siebensteins und am verwachsenen ehemaligen Fahrweg zur verfallenen Sickardhütte auskartiert werden, wo sie das Unterlager der deutlich mächtigeren Hierlatzkalke bilden. Sie werden der Adnet-Formation im engeren Sinne zugerechnet. Derartige Gesteine finden sich noch an weiteren Vorkommen im Kartierungsgebiet, werden allerdings aufgrund ihrer oft nur kleinflächigen Verbreitung, oft starken tektonischen Überprägung den „Bunten Jurakalken“ zugeschlagen. Ein kleinräumiger, aber sehr guter Aufschluss besteht derzeit am Forstweg nördlich unter Kleinem und Großem Spitzberg; hier wird die sedimentäre Grenze zwischen Oberhätalkalk und dunkelroten, hier recht dünnbankigen Kalken der Adnet-Formation erschlossen.

Die Vorkommen am Siebenstein und unter den Spitzbergen ist nur wenige Meter mächtig.

Im Gelände ist die Adnet-Formation leicht von anderen Schichtgliedern der über- und unterlagernden Schichtglieder wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (hervorgerufen durch feinst im Sediment verteilten Hämatit) zu unterscheiden. Lithologisch handelt es sich um ziegel- bis karminrote, seltener graurot bis fleischfarbene, in der Regel dünnbankige (~ 10 cm) Abfolgen mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk- und Mergelsteine. Das ausgeprägt nodulare Gefüge kann stellenweise primär durch Subsolution (FABRICUS, 1966) oder Sediment-Auflast (JURGAN, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Stylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYN, 1971). Die in anderen Gegenden als fossilreiche Gesteine bekannte Formation erwies sich im Kartierungsge-

biet als nahezu fossilfrei, von wenigen dünnen Filamenten (Muschelschill) abgesehen.

Faziell betrachtet wurden die Rotkalke der Adnet-Formation durch eine im basalen unteren Jura beginnende, endgültige Absenkung der triassischen Karbonatplattformen („Adnet-Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974) vermutlich topografisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies eines offenen Schelfmeeres mit entsprechender Mangelsedimentation bei meist guter Durchlüftung gebildet. Entsprechende Bohrspuren an Konkretionen und Hartgründen belegen nach JENKYN (1971) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Die kleinräumige Verteilung und oft fehlendes Vorkommen im Untersuchungsraum belegen eine primäre starke Zergliederung des marinen Reliefs im Unterjura.

Das Alter der Adnet-Formation lässt sich in anderen Regionen durch Ammonitenfunde gut einstufen: HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte im Karwendel *Angulaticeras taurinum*, welcher bereits in das Sinemurium zu stellen ist. RAKUS (1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebietes (Chiemgauer Alpen).

Hierlatzalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzalk bildet in den unterjurassischen, oft kondensierten Abfolgen das bei weitem mächtigste und auch morphologisch augenscheinlichste Schichtglied. Bis auf wenige Ausnahmen (s.o.) liegt die Abfolge aus Crinoidenspatkalken direkt dem obertriassischen Oberhätalkalk auf und bildet im Untersuchungsraum z.T. mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände. Der Hierlatzalk ist der hauptsächliche Gipfelbildner innerhalb der Größtenberg-Synklinale und bildet deren Kernbereiche. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 50 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert sein. Die Mächtigkeitsschwankungen dürften in der lateralen Verzahnung mit der Adnet-Formation, aber auch mit der Sedimentation über einem bewegten, von Spalten durchzogenen Oberhätalkalk-Relief, das vermutlich Ende der Trias längere Zeit keine Sedimentation erfahren hatte, bedingt sein.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlich bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen Kalk, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberhätalkalk und Hierlatzalk scharf gezogen. Dies ist jedoch im Gelände oft an der gleichartigen hellgrauen Verwitterungsfarbe schwer nachzuvollziehen, so dass beide Einheiten oft eine Einheit zu bilden scheinen – im Anschlag mit dem Hammer wird der Unterschied zwischen beiden offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopodenschill und komplette Brachiopodengehäuse. Ein Vorkommen wurde in einem schmalen Ausbiss im Kern der Größtenberg-Synklinale westlich des Windberges durch den Bau einer neuen Forststraße aufgeföhren. Die Brachiopoden von dort wurden von SIBLIK (2016) untersucht.

Der Hierlatzkalk mit seinen lithologisch heterogenen Faziestypen wurde nach JENKYN (1971) in großen, lateral weit verfolgbar „Linsen“ in wenigen Zehnermetern tiefem Wasser durch Strömungen schwelennah abgelagert. Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch mit Sinemurium (unterer Jura) korreliert werden (PILLER et al., 2004).

Bunte Jurakalke i.A. (tw. als tektonische Melange)

Unterer und mittlerer Jura

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i.A. wurde überall dort kartiert, wo eine kartierbare Auflösung nach einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. Insbesondere auf der flach nach Süden einfallenden Hochfläche der Jagdhütte Brauneben treten neben Hierlatzkalken, eingewürgten Roten Knollenkalken der Adnet-Formation auch helle Crinoidenspatkalke und Brachiopodenschillkalke vom Typ „Vilser Kalk“ auf. Die Mächtigkeiten dort betragen wenige Zehnermeter.

Ruhpolding-Formation

Oxfordium (oberer Jura)

Die Kieselkalke der basal oberjurassischen Ruhpolding-Formation treten in schmalen Ausbissen im Kernbereich der Größenberg-Synklinale unmittelbar westlich des Großen Spitzberges in schwerst zugänglichem und steinschlaggefährdetem Gelände zutage, lesesteinbelegt und deswegen nur vermutlich im nördlichen Randbereich der Brauneben-Hochfläche. Weitere Vorkommen liegen in der Ebenforstmulde, so unweit der verfallenen Sickardhütte südlich des Siebensteins in Gipfelnähe (zahlreiche Lesesteine, nicht direkt anstehend). Der derzeit am einfachsten zugängliche Aufschluss wird durch die Wallergraben-Straße auf etwa 900 m. ü. A. erschlossen. Die dort steilstehenden Schichten haben eine Maximalmächtigkeit von wenigen Metern. Es handelt sich dabei um cm- bis dm-gebantete, ebenflächig geschichtete, karmin- bis violettrotliche Radiolarite. Leichtestes Erkennungsmerkmal im Gelände ist die große Gesteinhärte (Gestein ritzt Geologenhammer), der Funkenschlag beim Anschlag und die auffallende Färbung.

Die Kieselkalkstein-Horizonte der Ruhpolding-Formation wurden höchstwahrscheinlich als distale Turbidite (sturminduzierte Trübestrome) in tieferem Wasser abgelagert. In der Literatur finden sich dabei ganz unterschiedliche paläobathymetrische Angaben: nach DIERSCH (1980) und VECSEI et al. (1989) wurden die Radiolarite mittels Bodenströmungen und niedrigerenergetischer Turbidite („low-density turbidity currents“) unterhalb der Aragonit-, meist aber noch oberhalb der Calcit-Kompensationstiefe (ACD bzw. CCD) in Tiefen zwischen 400 und 2.200 m sedimentiert. GARRISON & FISCHER (1969) hingegen nehmen eine Ablagerung des Radiolarits unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD (heute bei etwa 4.500 m Wassertiefe) an. Die Konzentration der Radiolarien gründet wohl auf dem Aussortieren von Partikeln mit hydrodynamisch gleichen Eigenschaften. BAUMGARTNER (1987) beschreibt zur Genese der Ruhpolding-Formation, dass Radiolarien von Tiefschwellen in die Tiefseebecken geschwemmt wurden, und diese massenhafte Ansammlung von Radiolarien diagenetisch zur Bildung der Radiolarite führte.

Leitfossilien fehlen im Blattgebiet. Aufgrund von Fossilfindungen in ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden wird angenommen, dass die Ruhpolding-Formation der Nördlichen Kalkalpen vom Allgäu bis in das Salzkammergut in die Zeitspanne vom Oxfordium bis basales Kimmeridgium einzuordnen ist (Diskussion in JACOBSHAGEN, 1965).

Ammergau-Formation, Oberalm-Formation, ?„Barmsteinkalk“

Tithonium bis Valanginium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der Ebenforst-Synklinale. Die Vorkommen ziehen sich E-W-streichend vom oberen Wallergraben über die Sickardhütte bis unter den Schwarzkogel nahe dem Hopfingtal. In den meistens stark verfalteten, intern verquetschten und zerwürgten Mergelkalken und Kieselkalken fiel die Differenzierung in Ammergau- und Oberalm-Formation schwer – oft enthalten die jeweiligen Einheiten kleinräumige Vorkommen des jeweils anderen Faziestyps. Eindeutig kartierbare Ammergau-Formation tritt im Wallergraben auf, Oberalm-Formation östlich der Anstandmauer.

Die typische Ausbildung der **Ammergau-Formation** zeigt dm-gebantete, 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 Anneliden o.ä.). Häufig durchziehen bis 1 cm dicke, spärlichverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, welche die Klüfte ausfüllen. Sofern sich dm- bis selten knapp 1 m mächtige Detritus- oder Resedimentlagen („Barmsteinkalke“, hier als fragile Tithon-Brekzie) einschalten, wird die Abfolge als **Oberalm-Formation** kartiert. Diese Fazies-Ausprägung ist insgesamt detritärer – die oft nicht einfache Differenzierung lässt sich auf unterschiedliche Ablagerungsräume zurückführen: beide Lithologie-Einheiten wurden als turbiditische Schüttungen eines Flachwasserbereiches in einem tieferen Beckenbereich abgelagert – während jedoch die Ammergau-Formation mit zahlreichen Chertlagen eine distalere Ausprägung hat, dürfte die Oberalm-Formation mit den detritären Barmsteinkalken eher proximal zum Flachwasserbereich sedimentiert worden sein. Die nahe der Mitterhütte, z.T. am Forstweg zur Oberen Wallergraben-Hütte gut erschlossene Grobbrekzie zeigt große, mehrere cm- bis dm-große Komponenten. Analog EGGER & VAN HUSEN (2007) wurde sie hier als „**Tithon-Brekzie**“ titulierte, wenn gleich ein starker genetischer Zusammenhang zu den heute weiter westlich im Salzkammergut abgelagerten **Barmsteinkalken** sinnvoller erscheint. Inwieweit sich allerdings diese lithologische Bezeichnung auch hier relativ weit im Osten der Nördlichen Kalkalpen auch noch anwenden lässt, muss noch hinreichender geklärt werden.

Das Alter der Formationen-Gruppe geben PILLER et al. (2004) mit dem Zeitbereich von Tithonium bis Valanginium an.

Kreide

Schrambach-Formation

Valanginium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation konturiert in einem schmalen Streifen den Kernbereich der Größtenberg-Synklinale. Sie ist vom Wallergraben bis in den weiten Almkessel der Sickardhütte gut auszukartieren. Die Mächtigkeit kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch bei wenigen Metern bewegen.

Lithologisch ist die Schrambach-Formation durch graue bis grünlichgraue, teilweise auch grünrötliche, cm-gebankte, teils mergelig-tonige Kalksteine sowie siltige, weiche und blättrige Mergelsteine charakterisiert. Im ältesten Teil treten – im Kartierungsgebiet nicht erschlossen – wohl noch mikritische, dichte Kalksteine wie in der Ammergau-Formation auf (FAUPL & WAGREICH, 2000). Durch stetige Zunahme an Ton- und Schluffsteinen ist der Übergang von der liegenden Ammergau-Formation mehr oder minder fließend.

Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionsströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen. Als vermutliches Alter geben PILLER et al. (2004) Valanginium bis Aptium an.

Rossfeld-Formation, Grobbrekzie der Rossfeld-Formation

Hauterivium bis Barremium (Unterkreide)

Die stark detritäre und als synorogen verstandene Rossfeld-Formation bilden den Kernbereich der Größtenberg-Synklinale und tritt in einzelnen Vorkommen vom Wallergraben bis in den Kessel der Sickardhütte zutage. Die Grenze zur liegenden Schrambach-Formation wird lithologisch mit dem Auftreten der ersten Kalksandsteinbank gezogen. Die Unterteilung in einen unteren und oberen Abschnitt, wie an der Typlokalität „Rossfeld“ nahe Berchtesgaden, ist im Bereich des Untersuchungsgebietes aufgrund tektonischer Überprägung nicht möglich. Die hier stark mergelige Folge bildet zusammen mit der liegenden Schrambach-Formation Mulden und Runsen in überwiegend bewaldetem Gebiet – die harten und erosionsbeständigen Sandsteinlagen sind oft entlang der Forstwege gut erschlossen. Die maximale Mächtigkeit beträgt maximal 200 m.

Die Abfolge der Rossfeld-Formation in der Ebenforst-Synklinale kann aufgrund der tektonischen Deformation nur ansatzweise rekonstruiert werden. Die Grenze zur liegenden Schrambach-Formation ist am Forstweg nordwestlich der Anstandmauer auf etwa 1.030 m in der bergseitigen Böschung erschlossen – die graugrünlichen Mergel werden zunächst deutlich, ab und zu schalten sich geringmächtige siltige, feinkörnige Karbonatsandsteinlagen ein, die gegen das Hangende rasch mächtiger werden und eine gut gebankte Abfolge aus karbonatischen fein- und Mittelsandsteinen bilden (Basis der Rossfeld-Formation). Darin finden sich neben gelegentlichen Bioturbationsspuren auch seltene Makrofossilien wie nicht näher klassifizierbare Ammoniten-Abdrücke. Über dieser erschlossenen,

ca. 30 m mächtigen Übergangszone zwischen Schrambach- und Rossfeld-Formation schließt sich eine ca. 100 bis 150 m mächtige, lithologisch sehr heterogene Wechselfolge von siltigen Karbonatsandsteinen, bioturbaten siltigen, z.T. glaukonitischen und eisenoxidischen Mergeln (nahe der Oberen Wallergraben-Hütte bzw. im Bachlauf im östlichen Sickard-Hochkar), siltigen Feinbrekzien und mergeligen Siltiten an, gefolgt von einer schätzungsweise 50 m mächtigen Abfolge von Mittel- und Grobsandsteinlagen mit immer zahlreicher werdenden Brekzienlagen in matrix- und komponentengestütztem Gefüge. Den Abschluss bildet eine ca. 40 m mächtige, massig wirkende Karbonatbrekzie mit Komponentengröße bis maximal 0,5 m, die aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit als rippenartiger Härtling das Zentrum der Ebenforst-Synklinale bildet. Die Zuordnung der Karbonatbrekzie zum Top der Rossfeld-Formation war in früheren Arbeiten ungenau: SUER (2000) ordnete diese der oberkretazischen Gosau-Formation zu und auch eine Interpretation als Branderfleck-Formation erscheint nicht unplausibel. Jedoch bildet die Karbonatbrekzie strikt den eng eingefalteten Kern der Ebenforst-Synklinale und lässt sich als rippenartiger Härtling über knapp 900 m gut verfolgen. Dies deutet auf eine konkordante Ablagerung hin und wäre im Falle der Branderfleck-Formation und vor allem der Gosau-Formation nicht gegeben. Diese jüngeren Formationen wurden diskordant auf den Sedimentstapel der Nördlichen Kalkalpen abgelagert und würden vermutlich nicht strikt einer Synklijalstruktur folgen.

Diese oben beschriebene Abfolge ist ansatzweise am Forstweg unter der Oberen Wallergraben-Hütte erschlossen.

Faziell betrachtet spiegelt die Rossfeld-Formation eine typische synorogene, vom Liegenden zum Hangenden zunehmend gröber klastische Serie wider. Diese wurde in ein tieferes marines Becken sedimentiert, welches bereits im oberen Jura angelegt wurde. Die stratigrafische Abfolge beginnt dort demnach hier mit der Oberalm-Formation und setzt sich mit Ablagerung der Schrambach-Formation bis in die Unterkreide fort. Die Rossfeld-Formation wurde zum Zeitpunkt des eoalpinen Deckenschubs und der daraus resultierenden tektonischen Deckenstapelung sedimentiert und bildet quasi die jüngste Füllung dieses Beckenbereiches. Das Heranrücken der Deckenfront macht sich im zunehmenden Siltgehalt bemerkbar, der vom exhumierten zentralalpinen Hinterland geschüttet wird. Die die Rossfeld-Formation in der Ebenforst-Synklinale nach oben abschließende karbonatische Brekzie könnte ein Zeichen der bereits in der höheren Unterkreide räumlich nahestehenden tirolischen Deckenstirn sein, von der karbonatisches Material als Olistolith geschüttet wurde. Als vermutliches Bildungsalter für die gesamte Rossfeld-Formation geben PILLER et al. (2004) Hauterivium bis Barremium an.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind neben der sich an der Steyr entlangziehenden und weit in das Hopfingtal reichenden Niederterrasse einige Moränenreste im Sickard-Hoch-

kar und im oberen Effertsbachtal. Diese gehörten wohl zu einem würmzeitlichen Lokalgletscher, der im nordnord-westseitigen Kar unter Spering und Schillereck gebildet wurde und in das Effertsbachtal gegen Frauenstein abfloss. Hinweise auf die ältere Rißeiszeit, deren Eisstand bedeutend höher war als jener der Würm-Vereisung und deren Endzungen nach EGGER & VAN HUSEN (2011) wohl bis nördlich von Molln reichten, konnten im Anstehenden nicht gefunden werden. Rißeiszeitlichen Alters sind wohl Hochterrassenreste entlang der Steyr von Göritz bis Molln sowie im unteren Hopfingtal.

Hochterrasse

Riß

Reste der rißeiszeitlichen Hochterrasse finden sich entlang der Flankenbasis am orografisch rechten Ufer der Steyr, ausgehend von Göritz nahe des Steyr-Durchbruches bis in den breiten Talkessel von Molln und weiter nach Osten im unteren Hopfingtal. Die einstmals wohl wesentlich deutlicher ausgeprägten Terrassenkörper sind größtenteils verwittert und liegen knapp 30 m über dem aktuell tief in den würmzeitlichen Niederterrassenkörper eingeschnittenen Vorfluter. Sie lassen sich anhand des digitalen Geländemodells morphologisch gut abgrenzen und durch spärlich vorhandene Aufschlüsse bestätigen. Die Mächtigkeit der Hochterrasse kann nur abgeschätzt werden, dürfte sich aber im Bereich weniger Meter bis maximal 20 m bewegen.

Neben der im Gelände morphologisch gut abgrenzbaren, etwas abgerundeten Terrassenform mit etwas verwaschen wirkenden Erosionskanten lassen sich die Hochterrassenschotter vor allem aufgrund ihrer durchgehenden Konglomerierung auch in Gebieten weitab der Steyr gut erkennen. Zudem ist das Führen kristalliner Geschiebe in Relation zur jüngeren Niederterrasse sehr selten oder – wie im unteren Hopfingtal am südöstlichen Ortsende von Molln – nicht vorhanden. Darüber hinaus sind die Hochterrassenschotter mit großen Hohlräumen und undeutlich erkennbaren geologischen Organen als Zeichen beginnender Verkarstung bereichsweise erosiv stark überprägt. Die Vorkommen am Zimeck zeigen teilweise längliche, schichtparallele Hohlräume, die wohl durch Auswittern ursprünglich sandreicher Linsen verursacht wurden.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zu den nur rudimentär überlieferten rißeiszeitlichen Hochterrassenreste entlang der Steyr und im unteren Hopfingtal ist der im Steyrtal bis ca. 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Terrassenkörper mit scharf erodierter Kante weitgehend zusammenhängend und gut erhalten. Die Niederterrassen-Sedimente sind durch natürliche Aufschlüsse entlang des Flusses von Frauenstein bis Molln auf großer Länge sehr gut erschlossen, aber auch in Terrassenresten im Hopfingtal sowie im Paltenbachtal. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Bereich der Steyr ca. 20 m.

In den Vorkommen entlang der Steyr handelt es sich durchwegs um in Talrandverwitterung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten kalkalpinen Geröllen. Kristallin-Gerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin treten

auf, sind aber verhältnismäßig selten. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Talrandverwitterung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Banken bzw. Halbhöhlen führt. Immer wieder brechen derartig verfestigte Bereiche ab und liegen als große Blöcke in der Steyr. Im Gegensatz zur tiefgründig verwitterten Hochterrasse zeigen die verfestigten Niederterrassenschotter nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringen.

Sowohl im Hopfing-, als auch im Paltenbachtal fehlt die fluvial induzierte Talrandverwitterung, weswegen die Kieskörper hier weitgehend unverfestigt anstehen, allerdings in identischer Lithologie.

Faziell handelt es sich sowohl bei den Hochterrassen-, als auch bei den Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen von im Vorfeld des riß- bzw. würmzeitlichen Eisstromnetzes die ganze Talbreite ausfüllenden „Braid-Ed-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen. Sowohl Hoch-, als auch Niederterrassen im Hopfing- bzw. Paltenbachtal wurden von den dortigen Lokalgletschern gespeist, die Terrassen im Klausertal und weiter flussabwärts im Steyrtal auch wesentlich durch den Warscheneck- und Prielgletscher.

Lokalmoräne

Spätwürm

Lokalmoränenreste bilden innerhalb des Kartierungsgebietes eine große Ausnahme, wenngleich nach VAN HUSEN (1987) entsprechende Vergletscherung für die Nordseite des Sengengebirge-Hauptkammes postuliert wurde – vor allem unter dem Hochsengs hinabreichend bis in den weiten Talboden von Hopfing. Entsprechende Lokalmoränenreste konnten dort jedoch nicht gefunden werden, da sie vermutlich sowohl unter holozänem Hangschutt, als auch unter polygenetischer Talfüllung liegen. Reste lokaler, vermutlich spätwürmzeitlicher Vereisung fanden sich jedoch im Sickard-Hochkar südlich des Siebensteins sowie im oberen Effertsbachtal südlich der Engstelle zwischen Windberg und Großem Spitzberg. Knapp unterhalb der Jagdhütte Brauneben liegt ein wohl größtenteils erodiertes Moränenvorkommen direkt auf Hauptdolomit, das sich durch starke Vernässung, Quellbildung und lokalen Hangrutschen bemerkbar macht. Nur direkt im Effertsbach hat sich ein nur metergroßes Vorkommen in einer schüsselförmigen Hauptdolomit-Depression erhalten können, ansonsten sind keine weiteren Aufschlüsse bekannt – alle anderen Vorkommen wurden morphologisch und/oder durch sekundäre, beispielsweise vegetationskundliche oder hydrologische Anzeichen kartiert. Aus dem Effertsbachtal gibt VAN HUSEN (1987) keine Hinweise.

Die im Effertsbach erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie die Anlage lokaler Vernässungszonen. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen können gehäuft gerundete

Komponenten als Streu im Wald gefunden werden, die eindeutig keinen Hangschutt darstellen und vermutlich von erodierten, ehemals großflächigeren Moränenvorkommen stammen dürften. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist gering und liegt im Einzugsgebiet des Effertsbaches zwischen 1 und 5 m.

Altersmäßig dürften die Lokalmoränenreste in das Spätwürm einzustufen sein, etwa in einer lokalen Vorstoßphase. Entsprechende Wallformen nur kleiner Kargletscher finden sich recht gut erhalten im Sickard-Hochkar. Weitere Moränenreste sollten eigentlich auch im Hochkar unmittelbar westlich der Anstandmauer zu finden sein, doch sind diese – sofern noch vorhanden – ebenfalls unter mächtigen Hangschuttfächern und der Talfüllung verborgen. Wie weit der Effertsbach-Gletscher talwärts geflossen war, lässt sich gleichfalls nur vermuten. Da es nördlich der durch den Oberrhätalk und Dachsteinkalk gebildeten Engstelle zwischen Windberg und Großem Spitzberg keine weiteren Anzeichen auf Moränenreste gibt, dürfte der Kargletscher hier seine maximale Ausdehnung gehabt haben.

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Im Steyr-Canyon knapp westlich von Göritz, bei Agonitz und südlich Oberleonstein haben sich entlang der Steyr mit ca. 1 bis 4 m Niveau-Unterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassenreste erhalten, die eindeutig jünger sind als die verfestigten Niederterrassenschotter. Es handelt sich hier vermutlich um im Kern mittel- bis jungholozäne Gebiete mit Hochwasserschotter, auf denen auch heute noch in Hochwasserperioden akkumuliert, aber teilweise auch erodiert wird. Die Mächtigkeit beträgt wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst im Wesentlichen kalkalpine Komponenten, daneben findet sich Flysch aus dem Windischgarstener Fenster sowie Kristallin aus aufgearbeiteter Moräne und Niederterrasse.

Felssturz

Das Relief verbunden mit unterschiedlichster Lithologie mit verschiedenem Erosionsverhalten bedingt zahlreiche kleinere und größere – auch (sub)fossile – Bergstürze im Untersuchungsgebiet. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse. Dabei war der Auslöser klassischerweise nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern vermutlich das Ausschmelzen des Permafrostkörpers, der während des Würm-Glazials wohl auch die Talregionen umfasst haben dürfte. Verbunden durch die fortwährende Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln müssen die Felsstürze jedoch nicht zwangsläufig postglazialen Alters sein, sondern können auch deutlich neueren Datums entstanden sein.

Eine weitere Abgrenzung, beispielsweise von Murkörpern und Schuttströmen, besteht im weitgehenden Fehlen von Feinmaterial und dem überwiegenden Anteil großer Komponenten in Block- bis Hausgröße. Die Lithologie wird durch das unmittelbar Anstehende beeinflusst. Die Mächtigkeiten liegen für gewöhnlich im Meterbereich, Maximalmächtigkeiten bei den großen Felsstürzen des Gebietes dürften bei 15 m liegen.

Eine signifikante Häufung ist rund um die beiden Spitzberge festzustellen. Das größte Ereignis des Untersuchungsraumes brach im Gipfelbereich des Kleinen Spitzberges aus und reicht knapp 2 km bis nahe an den Paltenbach im gleichnamigen Tal mit einem Höhenunterschied von knapp 900 m. Verursacher dieses Ereignisses – vermutlich weiterer, in das Hopfingtal abgehender Felsstürze – war die mergelreiche Kössen-Formation, die als weiches, plastisch verformbares Unterlager unter den spröden und starren Lithologien wie Oberrhätalk und Hierlitzkalk als Gleitmittel fungierte und über das Auswittern des natürlichen Kluftsystems zu den Abbrüchen führte.

Dass die Felssturzaktivität insbesondere im Bereich der Spitzberge noch als „gefährlich“ einzustufen ist, zeigt ein Ereignis im oberen Bachwiesengraben im Frühjahr 2015, bei dem ein zimmergroßer Oberrhätalk-Sturzblock die Forststraße auf einigen Dutzend Metern wegriss und wenig unterhalb im Bergwald hängen blieb. Auch der mittelgroße Felssturz am talnahen Schwarzkogel-Ostgrat zum Hopfingboden dürfte neueren Datums sein.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis aller Bergmassive des Kartierungsgebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler von Palting- und Hopfingbach sind talnah schuttgefüllt. Dabei bilden Hauptdolomit und Oberrhätalk die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird entweder teilweise oder wie im hinteren Hopfingtal zur Gänze von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten.

Die Lithologie der maximal bis 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schuttkomponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Oberalm-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus, Ammergau-Formation sowie mergeldominierte Kössen-Formation bilden sehr feine Hangschuttfelder, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und Fließstrukturen übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien, wie stark mergelige Oberalm-, Ammergau- und Schrambach-Formation, aber auch mergeldominierte Kössen-Formation, neigen zur Ausbildung von kleinräumigen Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgreifen lässt und wie im Hopfingboden ausfließen lässt. Viele der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen

Im Untersuchungsraum konnten mehrere, auch tiefer in den Untergrund eingreifende Rutschungen auskartiert werden, deren Entstehung meistens von mergeligen Lithologien und darüber situierten relativ widerstandsfähigen, spröden und gravitativ abgleitenden Gesteinsmassen initiiert wird. So fallen direkt am Forstweg zur Oberen Brauneben-Jagdhütte (nördlich der Anstandmauer) freistehende, bis zu 15 m hohe Türme aus massivem Hierlatzkalk auf, die nahe einer markanten Abbruchkante vermutlich auf mergeliger Kössen-Formation stehen und den Beginn einer Rutschung bzw. Bergzerreißungszone kennzeichnen. Hinzu kommt hier noch, dass das Rutschgebiet in einer spitzwinkligen Verschneidung von drei größeren Überschiebungsbahnen liegt, die vermutlich in Zusammenhang mit der nahen Deckenüberschiebung des Tirolikums stehen. Der Rutschkörper reicht knapp 300 Höhenmeter talwärts und beinhaltet mehrere dislozierte, teilweise gegeneinander verstellte Schollen aus Hauptdolomit und kalkmergeldominierter Kössen-Formation.

Weitere Rutschkörper liegen im Bereich der Ammergau- und Schrambach-Formation. Gerade hier ist die Abgrenzung von reinen Rutschungen als zeitlich weiter gestufte Ereignisse zu Schuttströmen und kurzfristigen Muren schwierig. Bei den als Rutschungen kartierten Vorkommen handelt es sich um wiederholt stattfindende Prozesse mit deutlichen Anzeichen wie Hakenwuchs, schrägstehenden Baumstämmen und Rutschloben wie Stauchwällen.

Die meisten kartierten Rutschkörper dürften oberflächennah ohne Einwirkung in das Festgestein entstanden sein – Ausnahme bildet die beschriebene Rutschung südlich der oberen Brauneben-Jagdhütte, deren Gleitbahn wohl einige Dutzend Meter in den Festgesteinskörper (in diesem Fall Kössen-Formation) reicht.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so im Effertsbach und im Paltenbach. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, das durch ein etwas stärkeres Gefälle in den Bach-Unterläufen zum tiefer eingeschnittenen Vorfluter Steyr energetisch ausgewaschen wurde. So bilden die Bachschotter beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Hauptdolomit bis Rossfeld-Formation – andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Die flachliegenden Talbereiche von Hopfingtal sowie Paltenbachtal östlich des Dirngrabens erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik auch die Akkumulation von feinen Sedimenten, also verstärkt Schluffen und Sanden. Vor den lokalen Bachregulierungsmaßnahmen dürften die Talgebiete um Ramsau ein weitgehend überwachsenes feinkörniges braided-river-System geschaffen haben. Aber auch in den hoch über dem Vorfluter gelegenen Sekundärtälern rund um Frauenstein hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten flacheren Gebirgszügen vorwiegend gravitativ angeschwemmtes Material ohne das Mitwirken größerer Bachsysteme anreichern können. Die Akkumulation geschah und geschieht dort – wie aktuelle flache Kegel von Abschwemmmassen zeigen – vorwiegend über einen längeren Zeitraum nach Niederschlagsereignissen. Das Potenzial allgemein für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächer-Systeme wie in Forsthub oder im Dirngraben, die sich vor allem durch eine sanft vom jeweiligen sedimentfördernden Bergeinschnitt abfallende radiale Morphologie auszeichnen. Die Mächtigkeit der jeweiligen Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte meistens wenige Meter betragen, in den Schwemmkegeln aber schnell auf 20 und mehr Meter ansteigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist auch hier weitgehend von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Feinkiesen zu Feinsanden und lokal Schlufflinsen – vor allem aus Liefergebieten mit überwiegend Hauptdolomit.

Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt

Vor allem die von Hauptdolomit dominierten Mittelgebirgsregionen nördlich des Sengsengebirge-Hauptkammes zeigen im Tal-Hang-Übergangsbereich zahlreiche schwemmkegelähnliche Ausschwemmungsmassen aus rinnenartigen Einkerbungen. Hauptdolomit verwittert zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisierten Niederschlagswässern in die Talbereiche akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den talnahen Flankenbereichen hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden haben sich im Untersuchungsraum vor allem auf mergeldominierter Lithologie wie Kössen-, Adnet- oder Ammergau-Formation bilden können (Bereich der oberen Brauneben-Jagdhütte). In zwei Ausnahmefällen, so knapp unterhalb des Forstweges auf den Kleinen

Spitzberg sowie im Gsoll (westlich des Kerbigssoll) haben sich in Hauptdolomit-Arealen auf mächtigen, durch Verwitterung entstandenen Residualböden entsprechende anmoorige Bereiche herausbilden können. Die Mächtigkeit all dieser Bereiche übersteigt selten 1 m, die Bildungszeit liegt schwerpunktmäßig im nacheiszeitlichen Holozän, wobei die Anlage solcher meistens in morphologischen Depressionen vorhandenen Böden früher, beispielsweise in pleistozänen Warmzeiten stattgefunden haben kann.

Erosionskanten

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa im Steyr-Canyon).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften. Große Anschüttungs- bzw. Abtragungsflächen sind am militärisch genutzten Schießübungsplatz im Hopfingboden vorhanden.

Tektonik

Staufen-Höllengebirge-Decke

Die bereits in HORNING (2014, 2016) beschriebenen, durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandenen kompressiven Synklinal-Strukturen lassen sich noch östlich des Klauser Sees verfolgen, westlich der Steyr-Talfurche liegen sie allerdings südlich der Blattgrenze nahe Dirnbach und St. Pankraz.

Unmittelbar östlich des Sperings lassen sich nahe der Deckenstirn mindestens zwei kartierbare Aufschiebungen beobachten. Hier reicht die kleinräumig verschuppte Abfolge vom Top der Wetterstein-Formation über tektonisch höchstwahrscheinlich stark amputierte Lunz-Formation bis in den basalen Hauptdolomit. Dieser präsentiert sich vor allem am Beginn des Anstieges von der Forststraße zum Sperring als stark tektonisiert in beinahe sandig-bröseliger Verwitterung.

Die Deckenfront des Tirolikums erfährt zwischen den beiden höchsten Gipfeln des Untersuchungsraumes, dem Sperring und dem Schillereck eine markante Trennung in Form einer WSW–ENE verlaufenden sinistralen Blattverschiebung. Entlang dieser ist der Wettersteinkalk weitgehend ausgeräumt und bildet den markanten aus Hauptdolomit der Reichraming-Decke gebildeten Sattel mit dem Funkturm und dem Servicehaus des lokalen Stromversorgers – die Deckenfront springt hier knapp 1,5 km nach Nordosten vor. Die Lateralverschiebung lässt sich nach KRENMAYR et al. (2006) gegen Westen bis an den Klauser See verfolgen.

Reichraming-Decke

Verfalteter Hauptdolomit nördlich der Spitzberge

Die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke verursachte nördlich des Verbindungskammes Windberg–Spitzberge innerhalb der vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebauten lithostratigrafischen Abfolge eine weiträumige Verfaltung in einigen strikt W–E-streichenden, überwiegend leicht nordvergenten Synklinal- und Antiklinal-Strukturen. Diese duktil-tektonische Verfaltung wird durch ein großes kompressives Störungssystem unterbrochen, deren Verlauf das Tal des Paltenbaches nachzeichnet. Oberflächlich nicht direkt sichtbar, manifestiert sich das Vorhandensein dieser als „vermutet“ kartierten Störung durch zahlreiche parallel verlaufende Schwarmstörungen, deren Harnische nach Norden gerichtete Aufschiebungen annehmen lassen. Darüber hinaus machen die im Gelände erhobenen Gefügedaten und der daraus konstruierte Schichtenverlauf diese Störung zwingend notwendig, weil sonst die anfallenden hohen Mächtigkeiten des Hauptdolomits nicht erklärt werden könnten.

Von Molln ausgehend, erstreckt sich die nördlichste und zudem stark flexurell in N–S-Richtung verbogene Muldenstruktur des Untersuchungsraumes über den Gipfel des 1.058 m hohen Rammelspitzes, in deren Kern dünn- bis mittelbankiger Platten- bzw. Dachsteinkalk ansteht (**Rammelspitz-Synklinale**). Ein allmählicher fazieller Übergang zur nicht mehr anstehenden hangenden Kössen-Formation im Muldenkern lässt zumindest vermuten, dass beinahe die gesamte lokale Profilsäule der Einheit „Platten- und Dachsteinkalk“ hier ansteht. Am schmalen Verbindungskamm zwischen Rammelspitz und dem nächsthöheren Gipfel, dem 1.108 m hohen Eibling, lässt sich die **Annerstal-Antiklinale** vom Bichlbauern im Steyrtal bis Enzeneben im Annerstal in W–E-Richtung lediglich anhand von Gefügedaten lokalisieren – unmittelbar südlich zieht sich über den E–W streichenden Gipfelgrat des Eiblings die diesmal flexurell weitgehend unbeeinflusste, aber sprödetektonisch zerlegte **Eibling-Synklinale** mit Platten- bzw. Dachsteinkalk im Kern. Der Übergang zum liegenden Hauptdolomit ist hier undeutlich und zeichnet einen großflächigen Ausbiss nach, der aus einem dickbankigen Kalk mit Hauptdolomit-Habitus besteht. Aus diesem Grund wurde dieser Bereich als eine kalkige Variante dem Hauptdolomit zugeschlagen.

Südlich des Eiblings liegt in den bewaldeten, schwer zugänglichen Waldflanken des Kerbigssoll die Grünmühle-Antiklinale, deren Kern sich in den unteren Flankenbereichen über dem Paltenbach von Frauenstein im Westen über die Grünmühle bis Ramsau im Osten verfolgen lässt und der im Bereich des Schlapfengrabens vermutlich durch eine dextrale, WSW–ENE verlaufende, erosiv tief ausgeräumte Schrägaufschiebung zerlegt wird. Auch hier ist der Verlauf aus Gefügedaten rekonstruiert.

Die Folge an nordvergenten Großfalten wird durch die vermutete Großaufschiebung im Paltenbachtal unterbrochen. Insgesamt betrachtet liegt im gesamten Gebiet zwischen Molln und dem Paltenbach eine klassische Reliefumkehr vor: die Synklinal-Strukturen wirken gipfelbildend, während die Antiklinalen talförmig ausgeräumt sind. Größere Störungssysteme haben zudem den Hauptdolomit tiefgreifend tektonisiert und somit bereichsweise stark anfällig gegenüber der Erosion gemacht. Gerade hier konnten sich

größere Sekundärtäler bzw. schluchtartig eingeschnittene Gräben und Rinnen bilden.

Der tektonisch stark beanspruchte Abschnitt südlich des Paltenbaches

Südlich des Paltenbaches in unmittelbarer Nähe zur tirolischen Deckenfront und damit im Gebiet mit der höchsten kompressiven Spannung liegen die beiden Großmulden des Untersuchungsraumes, die sich von Osten (UTM-Blatt NL 33-02-02 Ternberg) bis wenigstens an den Klausner See verfolgen lassen. Auf die Einführung neuer Namen für die tektonischen Strukturen wurde der Übersicht wegen verzichtet und stattdessen die von TOLLMANN (1976) eingeführten Begriffe „Größtenberg-Synklinale“ und „Ebenforst-Synklinale“ zurückgegriffen.

Aus dem Bereich des Schedlbauern nördlich von Klaus („Schönberg-Antiklinale“ in HORNING, 2016) lässt sich eine große Antiklinal-Struktur über die Steyr hinweg bis knapp südlich des Paltenbaches zum Bucheck und weiter nach Osten zu den Bachwiesen verfolgen (**Bucheck-Bachwiesen-Antiklinale**). Auch diese allenfalls nur leicht nordvergente Sattelstruktur lässt sich im Gelände nicht direkt, sondern lediglich durch die entnommenen Gefügedaten rekonstruieren.

Die südlich anschließende **Größtenberg-Synklinale** lässt sich zwanglos von der in HORNING (2016) von westlich der Steyr beschriebenen „Klausner Synklinale“ gegen Osten im bewaldeten Mittelgebirgszug vom Dorfer Berg über Windberg bis zu den beiden Spitzbergen fortsetzen. Im sehr engen Faltenkern am Dorferberg können in einer talartigen, seichten Vertiefung Lesesteine der Mélange-artigen „bunten Jurakalke“ gefunden werden – am Windberg lassen sich zumindest Hierlatzkalke im Liegenden und Adnet-Formation im Hangenden auskartieren. Die in HORNING (2016) beobachteten SW–NE verlaufenden und den Muldenkern zerlegenden Staffelbrüche setzen sich bis zum Windberg fort. Vor allem morphologisch konturiert wird die Synklinale von verwitterungsresistentem Oberrhätalkalk und dünn- bis mittelbankigem Platten- bzw. Dachsteinkalk am aufrechtstehenden Nordschenkel. Dessen Verbreitung reicht von Westen aus dem Bereich der Parnstaller Alm (HORNING, 2014, 2016) bis unter den Großen Spitzberg. Gegen Osten hin verzahnt diese Lithologie faziell mit lagunären, synchron abgelagerten, monotonem Hauptdolomit.

Bis zum Großen Spitzberg erscheint die Muldenstruktur klar gezeichnet – dort reicht die Abfolge im Muldenkern bis zur oberjurassischen Ruhpolding-Formation. Zwischen Großem und Kleinem Spitzberg liegt eine größere, sinistrale Blattverschiebung, die den Muldenkern mit Adnet-Formation und Hierlatzalk nach Norden gegen die Miesau versetzt. Gefördert wurde diese Störung vermutlich durch den Fazieswechsel von kalkdominiertem Oberrhätalkalk zu Kössen-Formation, deren mächtige Mergelzonen offenbar als Scherhorizonte fungierten. Nordöstlich des Kleinen Spitzberges wird die lithologische Abfolge zudem durch synchron zum Hierlatzalk abgelagerte, Hornstein führende Scheibelberg-Formation teilweise abgelöst und verkompliziert. Hier erscheinen – gleichfalls konturiert von stark verfaltetem und deswegen recht mächtig erscheinendem Oberrhätalkalk – drei Muldenkerne mit lokalen Sattelstrukturen. Auch hier erscheinen zahlreiche SW–NE verlaufende, sinistrale Staffelstörungen, welche die Muldenkerne leicht nach Nordosten hin vorspringen lassen.

Wieder ausgehend vom Klausner See und unmittelbar südlich der Größtenberg-Synklinale bringt die nur lokal wirksame **Pertlgraben-Antiklinale** im Kern das Liegende des Hauptdolomits mit Opponitz- und liegender Lunz-Formation zutage. Diese Sattelstruktur ist zumindest bis knapp westlich des Siebensteins verfolgbar und wird dort von einer Aufschiebung amputiert, die ihrerseits von Traunfried am Klausner See im Westen bis in das Annerstal im Osten reicht und den Nordschenkel der sich südlich anschließenden **Ebenforst-Synklinale** begrenzt. Hier hat der südlich anhaltende Deckenschub des Tirolikums eine stark nordvergente Mulde geschaffen, deren aufrechtstehende Abfolgen (Oberrhätalkalk, Kössen-Formation und Hierlatzkalke) im Nordschenkel auf Hauptdolomit überschoben wurden. Der überkippte Südschenkel ist westlich und östlich des Spring-Gipfels weitgehend erhalten geblieben. Dabei wirkte die nach Norden aufgreifende Spring-Masse aus Wettersteinkalk als bugartig gegen Norden vordringender „Intender“, der wohl im Mittleren Wallergraben eine markante, N–S verlaufende und gegen Nordwesten gerichtete Schrägaufschiebung (W' der Mitterhütte) verursacht hat, die den Muldenkern gegen Südosten stark herausheben konnte. So reicht die lithologische Abfolge westlich davon bis zur Ruhpolding-Formation, östlich davon jedoch bis zur unterkretazischen Rossfeld-Formation. Direkt an der Störung grenzen Kössen- und Obere Rossfeld-Formation aneinander. Der Muldenkern der Ebenforst-Synklinale zieht vom Wallergraben über den Sattel zwischen Siebenstein und Haldenalpe weiter nach Osten in das Sickard-Hochkar und unter Anstandmauer und Schwarzkogel hindurch bis gegen das Annerstal.

Die hochplateauartig erhabene Gegend zwischen Kleinem Spitzberg und Schwarzkogel bildet den Zwickelbereich Größtenberg-Synklinale im Norden und Ebenforst-Synklinale im Süden. Er zeigt sich tektonisch mit komplexem Bruchschollen-Mosaik sehr stark überprägt, das durch die oben angesprochenen, SW–NE verlaufenden, sinistralen Staffelbrüche und W–E gerichteten kompressiven, nordgerichteten Aufschiebungen verursacht wurde. Zerschnitten ist er vor allem durch die den Nordschenkel der Ebenforst-Synklinale begrenzende Aufschiebung, die von der Oberen Brauneben-Jagdhütte nach Nordosten gegen das Annerstal zieht. Diese markante, durchlaufende Störung kennzeichnet die Grenze zwischen den beiden Muldenstrukturen – hier verbirgt sich unter den größtenteils flachliegenden obertriassisch-unterjurassischen Schichtfolgen der zerschnittene Sattelkern der Pertlgraben-Antiklinale.

Literatur

ARTHOFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.

BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80/3**, 831–879, Basel.

BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg–Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Eds.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.

- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotektonische Forschungen*, **58**, 217 S., Stuttgart.
- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.
- EBERT, I. (2000): Geologische Neuaufnahme des Gebietes „Dorfer Berg – Wallergraben“ auf dem Blatt ÖK 68 „Kirchdorf an der Krems“. – *Kartierbericht zur Diplom-Kurzkartierung in den Nördlichen Kalkalpen*, Universität Bremen, 48 S., Bremen.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffformation an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, University of Princeton, 193 S., Princeton.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – In: FRIEDMAN, G.M. (Ed.): *Depositional environments in carbonate rocks – a symposium*. – SEPM Special Publication, **14**, 20–56, Tulsa.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HILLEBRANDT, A. V. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): *Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch*, 17–38, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring-Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 318–326, Wien.
- JACOBSSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **108**, 1–114, Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MÜLLER, K. (1961): Geologische Spezial-Untersuchungen im Gebiet von Winklmoos (Kammerker-Sonntagshorngruppe bei Reit i. Winkl im Grenzgebiet Bayern – Salzburg – Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München, 56 S., München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 919–932, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **67**, 165–193, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **90**, 303–323, Basel.
- SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 336, Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- SUER, S. (2000): Geologische Neuaufnahme des Blattes ÖK 68 Kirchdorf an der Krems im Gebiet "Großer Spitzberg – Kleiner Spitzberg – Schwarzkogel". – Kurzkartierung im Rahmen der Diplomarbeit, Universität Bremen, 47 S., Bremen.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, 65–80, New York–Berlin (Springer).

**Bericht 2016
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Breitenau
(Oberösterreichische Voralpen /
Sengsengebirge)
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krens**

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Breitenau“ auf UTM-Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krens“ des Jahres 2016 erfolgte von März bis September 2016. Die Gebietsgrenzen verlaufen von Molln im Norden entlang der Straße nach Ramsau gegen Osten bzw. im Süden folgend bis zum Militär-Schießübungsplatz Hopfingboden. Von dort folgt die Südgrenze in einer geraden Linie nach Osten zur Feichtauhütte. Die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes ist mit der Blattgrenze zum benachbarten Kartenblatt 69 Großraming (Maßstab 50.000) ident. Die Nordgrenze verläuft im Tal der Krümmen Steyrling von Breitenau nach Molln.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming (EGGER & FAUPL, 1999).
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das ca. 55 km² große Kartierungsgebiet umfasst den westlichen Bereich der oberösterreichischen Kalkvoralpen sowie Nordabschnitte des zentralen Sengsengebirges. Die höchste Erhebung bildet im Süden die Sonntagsmauer (1.506 m). Die bewaldeten Vorberge dominiert mit Abstand der Ramsauer Größtenberg (1.456 m). Nördlich davon liegen Hoher Trailing (1.237 m) und Annasberg (1.172 m) als erwähnenswerte Erhebungen. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die Steyr mit 413 m ü. A. an der Nordgrenze des Untersuchungsraumes östlich von Molln.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich in die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind die Krümme Steyrling, die im Tal von Breitenau nach Molln fließt, der im Hopfingboden gebildete Paltenbach, der knapp flussabwärts des Steyr-Durchbruches bei Görzitz in den Vorfluter mündet sowie ein namentlich nicht näher benannter Bach, der nördlich Ramsau entspringt und über Annerstal nach Molln fließt und dort in die Steyr mündet.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau

am Kalkalpen-Nordrand fällt für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt ausschließlich Einblicke in Bauelemente des Südabschnittes der bajuvarischen Lechtal-Decke („Reichraming-Decke“) knapp nördlich der Deckenstirn des Tirolikums („Staufen-Höllengebirge-Decke“). Diese tektonische Grenze sensu TOLLMANN (1976) verläuft knapp südlich des Untersuchungsgebietes. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolische Staufen-Höllengebirge-Decke die Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung können deswegen nur auf der Reichraming-Decke nachvollzogen werden. Den Bereich unmittelbar nördlich der tirolischen Decken-Überschiebung dominieren zwei große Muldenzüge, die bereits bei TOLLMANN (1976) als die Ebenforst-Synklinale (im Süden) und Größtenberg-Synklinale (im Norden) beschrieben wurden. Beide Mulden ziehen von Osten (Blatt 69 Großraming) über das Kartierungsgebiet hinweg. Während die Ebenforst-Synklinale an der Steyr westlich des Kartierungsgebietes durch die Staufen-Höllengebirge-Decke überschoben und gekappt wird, lässt sich die Größtenberg-Synklinale westwärts unter der Kremsmauer bis auf Blatt 67 Grünau im Almtal verfolgen (in HORNING, 2016 als „Kremsmauer-Synklinale“ bezeichnet). Gegen Norden durchziehen das Kartierungsgebiet mit der Welchau-Antiklinale, der Eibling Synklinale, der Annerstal-Antiklinale sowie Breitenau-Synklinale und der Annasberg-Rammelspitz-Synklinale weitere Großfalten. Letztere werden an der Mollner Linie tektonisch amputiert. Die Mollner Linie selbst bildet eine bedeutende W-E verlaufende Aufschiebung im Südabschnitt der Reichraming-Decke.

Schichtfolge

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk als ältestes lithologisches Bauelement tritt im Kartierungsgebiet an zwei Positionen auf: a) in einem breiten, durch dextrale Lateralstörungen zerscherten Band an der Stirn einer deckeninternen Schuppe (von der Polzalpe im Osten zum Kaumberg im Westen – „Kaumberg-Schuppe“) sowie b) im Kerngebiet der tief durch den Hilgenbach eingeschnittenen Welchau-Antiklinale zwischen Welchau und Kienbachalm. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit, geht sein Auftreten mit morphologisch markanten, oft wandbildenden Landschaftselementen einher, die jedoch im stark bewaldeten „Untergeschoß“ der oberösterreichischen Kalkvoralpen bis auf die NNW-Wand des Kaumberges nicht wirklich auffallen. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes beträgt im Kartierungsgebiet oft nur wenige Dutzend Meter, dürfte aber weitaus größere Gesamtmächtigkeiten zeigen, da die tieferstratigrafischen Bereiche entweder nicht erschlossen oder tektonisch reduziert wurden.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes im Kartierungsgebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger, selten gutgebankter dichter Mi-

krit. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttkalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundäre Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben anwittern. Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine helle, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Brekzien.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist in den genannten Vorkommen nicht erschlossen. Auch die sedimentäre Obergrenze zur stratigrafisch hangenden Lunz-Formation ist nicht direkt erschlossen. Lithologische Übergänge zu Lunzer Mergeln und Sandsteinen lassen sich im Welchauer Tal nordöstlich der Wieseralpe sowie südöstlich der Kienbachalpe erahnen. Oft jedoch ist der direkte Kontakt von Wetterstein-Formation zu den ersten, in scharfer sedimentärer Grenze einsetzenden Mergeln der basalen Lunz-Formation tektonisch reduziert, so dass heller Wettersteinkalk auf braungraue Kalksteine der Lunz-Formation trifft. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist demgemäß im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Am bequemsten lässt sich die Wetterstein-Formation am verfallenen und steinschlaggefährdeten Fahrweg vom Hopfingboden unter den Kaumberg einsehen. Relativ gefahrlos können – allerdings verkarstete – Abfolgen entlang eines Fahrweges südlich des Ramsauer Größtenberges (auf ca. 900 m) begangen werden.

Die Abfolge der Wettersteinkalke spiegelt – wenn auch stark tektonisiert und unter weitgehendem Verlust der primären faziellen Strukturen – die Sedimentationsfolge eines progradierenden Schwamm-Algenriffes in subtropischem Bildungsbereich wider.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007).

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent zur Wetterstein-Formation steht im Untersuchungsareal lediglich im Kern der Blumau-Antiklinale südlich der Mollner Linie zwischen Schattseite und Blumau an und bildet dort aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit und sehr steilen bis saigeren Lagerung einen markanten Geländerrücken mit jäh aufragenden Wänden.

Die Gesteine der Reifling-Formation lassen sich als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige

Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit undulaten Schichtflächen und deswegen knolligem Habitus charakterisieren. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter bis nicht vorhandener Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der starken formationsinternen, oft parasitären Verfaltung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuellen Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1; HORNUNG, 2007).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine; Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauwacken Julium (unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über der Wetterstein-Formation aufragend, haben die lithologisch sehr variablen Gesteine der Lunz-Formation eine ganz ähnliche Verbreitung: a) in einem breiten, durch dextrale Lateralstörungen zerscherten Band an der Stirn der Kaumberg-Schuppe, b) im Kerngebiet der tief durch den Welchauer Bach eingeschnittenen Welchau-Antiklinale zwischen Welchau und Kienbachalm sowie als breites, konturierendes Band entlang der Blumau-Antiklinale südlich der Mollner Linie. Während die Lunzer Kalke als stratigrafisch hangende Einheit vielerorts unmittelbar erschlossen sind (allerdings nicht immer einfach von der liegenden Wetterstein-Formation unterscheidbar bleiben), sind Aufschlüsse in den weichen, entweder erosiv leicht ausräumbaren oder tektonisch reduzierten Lunzer Tonmergeln und Sandsteinen eher selten und meist auf tiefe Bacheinschnitte begrenzt. Die direkte lithologische Grenze zum liegenden Wettersteinkalk fehlt.

Die vielerorts tektonisch amputierten, und nur wenig mehr als 10 m mächtigen Lunzer Tone stellen vermutlich die Basis der Lunz-Formation dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarze, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefern, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014), im diesjährigen Untersuchungsraum jedoch nicht gefunden wurden. In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. hellglimmerreiche Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohen Eisen- und Pyritgehalt.

Die in relativ scharfem lithologischem Wechsel den Tonen und Sandsteinen auflagernden Lunzer Kalke sind braungraue bis graubeigefarbene, bituminöse Karbonate mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Zwischengeschaltet sind ca. dm-mächtige braungraue fossilfreie, laminierte Dolomite und/oder Rauwacken (rauwackoide, zellig-poröse Kalkdolomite). Das enthaltene Bitumen in (rauwackoiden) Kalksteinen und Dolomitsteinen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Obgleich die erosiv inkompetenten Lunzer Tonmergel stets nahe an Großstörungen wie der Mollner Linie oder der Welchau-Überschiebung erschlossen sind, liegen sie in tektonisch nur gering beanspruchter Form vor. Trotz gezielter Suche konnten in den größeren Vorkommen wie beispielsweise entlang der Kruppen Steyrling oder im Graben östlich des Sulzecks keine Fossilien gefunden werden. Neben diesen beiden relativ einfach erreichbaren Aufschlüssen finden sich weitere zugängliche Vorkommen an der Fahrstraße östlich der Jagdhütte Welchau, östlich der Kienbachalm oder im Dirnpaltengraben nordöstlich des Kaumberges.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit oberem Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation zeigt eine identische Verbreitung zu letzterer, also entlang der Blumau-Antiklinale, in der Welchau sowie zwischen Dirnpaltengraben und Polzalpe. Die Opponitz-Formation bildet aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz steile Hänge, kleine Steilwände oder Bergkämme. Insbesondere am Nordschenkel der Welchau-Antiklinale östlich des gleichnamigen Jagdhauses sind die dickbankigen rauwackoiden Abfolgen der Opponitz-Formation als freistehende Reihe von Türmen herauspräpariert worden.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen, rein karbonatischen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem stratigrafisch hangenden Hauptdolomit nahe und lassen sich lediglich durch den fehlenden Bitumengehalt von dessen basalen Sequenzen unterscheiden. Derartige Schichtfolgen sind am Forstweg östlich der Welchau-Jagdhütte sehr gut erschlossen. Dort finden sich im stratigrafisch Hangenden gegen den auflagernden Hauptdolomit mächtigere Rauwacken, die am Bergkamm entsprechend erosiv herausmodelliert wurden (siehe oben). Auch am Forstweg südlich des Sulzecks („Am Reitern“) lassen sich mächtigere Rauwacken-Abfolgen gut erreichen.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schich-

ten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNUNG, 2007). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Klima gelegen haben.

Hauptdolomit, Hauptdolomit in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartierungsgebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke im Untersuchungsraum und bestimmt das geologische Bild. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Stauf-Höllengebirge-Decke verlaufende, beinahe strikt W-E streichende Verfaltung (von Süden nach Norden gegliedert in „Ebenforst-Synklinale“, Kaumberg-Antiklinale“, Größtenberg-Synklinale“, „Welchau-Antiklinale“, „Eibling-Synklinale“, „Annerstal-Antiklinale“ sowie „Annasberg-Rammelspitz-Synklinale“) bildet den duktil-tektonischen Rahmen im Untergrund des Kartierungsgebietes – insbesondere die lateral weit verfolgbar Synklinale werden durch jüngerstratigrafische Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk und tiefjurassische Sedimentserien) konturiert. In reinen Hauptdolomit-Faltungen ist die tektonische Struktur durch die Monotonie der Abfolgen mehr durch das Gesamtkartenbild mit unterschiedlichen Fallwerten als unmittelbar im Gelände nachzuvollziehen. Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei ca. 1.000 bis 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartierungsgebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Fahrweg südwestlich des Ramsauer Größtenberges auf, teilweise aber auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie an der nach Roß führenden Fahrstraße NE' Blumau, aber auch massig und lokal tektonisiert wie am Fahrweg NNE' des Niederen Trailing. Diese Lithologie-Typen treten oft isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien beobachtet werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung tritt vor allem im Gipfelbereich des Hohen Trailing bzw. an dessen Westgrat eine z.T. dickbankige kalkige Variante auf, die lithologisch zum stratigrafisch hangenden Platten- oder Dachsteinkalk überleitet. Vom Habitus und der Mikrofazies ganz ähnlich zum Hauptdolomit s.l. zeigt die kalkige Variante eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im Platten- und Dachsteinkalk.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell

hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoiden),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen, siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefeldler Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt, mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden des Hauptdolomites treten im Kernbereich der Annasberg-Rammelspitz-Synklinale am Annasberg, in der Größtenberg-Synklinale an Ramsauer Größtenberg und Buchberg, im nördlichen Faltenschenkel der Ebenforst-Synklinale unter der Sonntagsmauer dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Aufgrund der faziellen diachronen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge und auch internen, oft parasitären Verfaltung sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 100 m liegen.

Entlang des Fahrweges unter dem Buchberg zur Polzalpe sind ebenflächige, dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Der Hauptteil der Vorkommen besteht aus eher mittel- bis lokal auch dickbankigen und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechneten Kalken – sehr schön erschlossen am Forstweg vom Klausgraben auf den Buchberg. Bei beiden lithologischen Varietäten handelt es sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbilig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu letzterem sind einerseits der hohe Kalkgehalt, die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelrige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit von oberem Alaunium bis unterem Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation treten ausschließlich in der Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale auf. Die in Teilbereichen aufgrund mergelreicher Gesteine tektonisch relativ inkompetente Schichtfolge neigt teilweise zu lokalen Rutschungen (Südseite des Ramsauer Größtenberges oder westlich der Feichtauhütte unter dem Langfirst). Die hauptsächlichen Vorkommen liegen – tektonisch zerhackt – nördlich und südlich des Ramsauer Größtenberges, im Gipfelbereich des Buchberges (Größtenberg-Synklinale) sowie großflächig ausstreichend rund um die Sonntagsmauer und den Langfirst bis zur Feichtauhütte (Ebenforst-Synklinale). An allen Vorkommen besteht eine diachrone Fazies-Verzahnung zu Oberrhätalkalen. Diese ist nirgends direkt erschlossen und kann lediglich aus dem Kartenbild gefolgert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit Oberrhätalkalen erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwie-

gend Lumachellen-Schillagen aus Muschelschalen-Bruch etwa am Ausstieg des Almweges Polzeben), und c) cm- bis dm-mächtige blaugraue, Karbonat führende Mergellagen charakterisiert werden (N' des Ramsauer Größtenberges). Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfresen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Eine Eigenheit am Top der Kössen-Formation sind karmin- bis rostrote, Glimmer führende und teilweise quarzitisches gebundene Mergelkalke, die vom Habitus her an die Radiolarite der Ruhpolding-Formation erinnern, hier allerdings in einem ganz anderen lithostratigrafischen Zusammenhang vorkommen. Aufgrund ihrer Rotfärbung und stratigrafischen Stellung könnten sie zu den Schattwalder Schichten gerechnet werden, aufgrund ihrer Lithologie (verkieselte Gesteine) allerdings nicht. Hier müssen weitere Kartierarbeiten Klärung bringen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus dem im Kartierungsgebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätkalen ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken. Die Schattwalder Schichten am Top der Kössen-Formation zeigen nach GRUBER (1997) eine regressive, terrigen-klastische Phase am Top der beckenwärts progradierenden Oberrhätkalke an.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSZYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätkalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätkalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartierungsgebiet fließend aus Kössener Kalken bzw. Mergeln oder lagert – wie in der Südflanke des Ramsauer Größtenberges – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der Oberrhätkalk entsprechend weniger erosionsanfällig und kontrastiert mit herauspräparierten Rippen sowohl Ebenforst-

als auch Größtenberg-Synklinale. Am Ramsauer Größtenberg bildet die Einheit am Westgrat sowie am oberen Ostgrat wesentliche Anteile der Gipfelregion. Auch an der Sonntagsmauer wirkt der Oberrhätkalk als Gipfelbildner. Hier müssen die Abfolgen mangels geeigneter Erschließung teilweise weglassen erwandert werden, hingegen bietet die Fahrstraße oberhalb Polzeben in der Südflanke des Ramsauer Größtenberges einen recht bequemen Zugang. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätkalks wird mit ca. 150 m angenommen.

Die meistens massigen bis allenfalls undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekzierter Lagen. Die Oberrhätkalke scheinen relativ einheitlich entweder von Rotkalen der Adnet-Formation oder Crinoiden-Spatkalen der Hierlatzkalke überlagert zu sein.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartierungsgebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttkalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhaetium datieren.

Jura

Hierlatzalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzalk bildet in den unterjurassischen, oft kondensierten Abfolgen das mächtigste und auch morphologisch augenscheinlichste Schichtglied. Bis auf wenige Ausnahmen (siehe oben) liegt die Abfolge aus Crinoiden-Spatkalen auf obertriassischem Oberrhätkalk und bildet im Untersuchungsraum z.T. mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände (Westgrat des Ramsauer Größtenberges). Der Hierlatzalk ist mit dem Oberrhätkalk der hauptsächliche Gipfelbildner in der Größtenberg-Synklinale und bildet deren Kernbereiche. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 75 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert und/oder intern verfaltet sein. Die Mächtigkeitsschwankungen können auch in der lateralen Verzahnung mit der Adnet-Formation über submarinen Schwellenpositionen und mit der Scheibelberg-Formation in Lokalbeckenbereichen, aber auch mit der Sedimentation über einem bewegten, von Spalten durchzogenen Oberrhätkalk-Relief bedingt sein, das vermutlich Ende der Trias längere Zeit keine Sedimentation erfahren hatte.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlichen bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen, aufgrund fehlender Schichtung massig erscheinenden Kalkstein, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberrhätkalk und Hierlatzalk scharf gezogen. Dies ist jedoch im Gelände oft an der gleichartigen hellgrauen Verwitterungsfarbe schwer nachzuvollziehen, so dass beide Einheiten eine Einheit zu bilden scheinen – im frischen Anschlag jedoch wird der Unterschied zwischen beiden (Hierlatzkalke mit fleischfarbener Tönung) offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopodenschill und komplette Bra-

chiopodengehäuse („Vilser Kalk“, siehe auch HORNING, 2016; MOSER, 2016; SIBLIK, 2016).

Der Hierlatzkalk mit seinen lithologisch heterogenen Faziestypen wurde nach JENKYN (1971) in großen, lateral weit verfolgbareren „Linsen“ in wenigen Meter bis Zehnermeter tiefem Wasser durch Strömungen schwelennah abgelagert. Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch mit Sinemurium (unterer Jura) korreliert werden (PILLER et al., 2004).

Die Hierlatzkalke sind am einfachsten am Fahrweg oberhalb der Alpe Polzeben am Schnittpunkt mit dem Westgrat des Ramsauer Größtenberges zugänglich.

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation (GARRISON, 1964; „Lias-Kieselkalk“ in MÜLLER, 1961) stehen im Kartierungsgebiet im Kernbereich der Größtenberg-Synklinale im Gipfelbereich des Ramsauer Größtenberges sowie in einem eingeschuppten, stark tektonisierten Vorkommen nahe der Polzalpe am Wanderweg in die Breitenau an. Die maximale Mächtigkeit liegt im Untersuchungsbereich bei wenigen Zehnermetern, dürfte sich allerdings im weiteren Gebietsumfeld auf ca. 100 m belaufen (HORNING, 2016). Die einzigen Aufschlüsse des Gebietes liegen am oberen Südgrat des Ramsauer Größtenberges.

Die Scheibelberg-Formation bildet i.d.R. im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wellig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen und -flasern aus, die teilweise horizontweise zu Hornsteinbändern angereichert sein können. Oft treten diffus verteilte Reste zerfallener Kalk- und Kieselschwämme auf. Mit diesen lithologischen Merkmalen kann die Scheibelberg-Formation im Gelände leicht mit der Oberalm-Formation verwechselt werden – jedoch legen bei Betrachtung der liegenden und hangenden Einheiten stratigrafische Zwänge die jeweilige Einteilung eindeutig fest.

Die Scheibelberg-Formation kann als hemipelagische Hangfazies zur Rotkalk-Tiefschwellenfazies der Adnet-Formation bzw. zu der Crinoidenspatkalk-Fazies der Hierlatzkalke interpretiert werden (MÜLLER, 1961; GARRISON, 1964). Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die im Kartierungsgebiet allerdings nicht ansteht. „Plattformwärts“ verzahnt die Scheibelberg-Formation mit den Hierlatzkalken, so auch vermutlich am Ramsauer Größtenberg.

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig anstehende nodulare rote Bankkalke können ausschließlich im Bereich zwischen Sonntagsmauer, Polzhütte und Feichtauhütte auskartiert werden, wo sie das Unterlager der deutlich mächtigeren Hierlatzkalke bilden und direkt auf obertriassischen Oberrhätkalcken aufliegen. Sie werden der Adnet-Formation im engeren Sinne zugerechnet. Da normalerweise im Kartierungsgebiet Hierlatzkalke auf Oberrhätkalke folgen, bestand hier offenbar zu Zeiten der Sedimentation der Adnet-Formation der Sonderfall einer submarinen Tiefschwelle, auf der sich kondensierte Adnet-er Rotkalke ablagern konnten. Weiter westlich

zeigte sich der Bereich über den abgestorbenen Oberrhätkalriffen wesentlich flacher. Hier wurden detritusreiche Hierlatzkalke sedimentiert. Die Regression setzte hier an der Sonntagsmauer im Kern der Ebenforst-Synklinale erst später ein, wie die fazielle Verzahnung von Adnet-Formation und Hierlatzkalk im stratigrafisch Hangenden zeigt.

Die Vorkommen südlich der Sonntagsmauer dürften etwa 20 m mächtig sein.

Im Gelände ist die Adnet-Formation leicht von anderen Schichtgliedern der über- und unterlagernden Schichtgliedern wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (hervorgerufen durch feinst im Sediment verteilten Hämatit) zu unterscheiden. Lithologisch handelt es sich um ziegel- bis karminrote, seltener graurot bis fleischfarbene, in der Regel dünnbankige (~ 10 cm) Abfolgen mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk- und Mergelsteine. Das ausgeprägt nodulare Gefüge kann stellenweise primär durch Subsolution (FABRICUS, 1966) oder Sediment-Auflast (JURGAN, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Stylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYN, 1971). Die in anderen Gegenden als fossilreiche Gesteine bekannte Formation erwies sich im Kartierungsgebiet als nahezu fossilfrei, von wenigen dünnen Filamenten (Muschelschill) abgesehen.

Faziell betrachtet wurden die Rotkalke der Adnet-Formation durch eine im basalen unteren Jura beginnende, endgültige Absenkung der triassischen Karbonatplattformen („Adnet-er Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974) vermutlich topografisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies eines offenen Schelfmeeres mit entsprechender Mangel-sedimentation bei meist guter Durchlüftung gebildet. Entsprechende Bohrspuren an Konkretionen und Hartgründen belegen nach JENKYN (1971) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Die kleinräumige Verteilung und oft fehlendes Vorkommen im Untersuchungsraum belegen eine primäre starke Zergliederung des marinen Reliefs im Unterjura.

Die Adnet-er Kalke unweit östlich der Feichtauhütte zeigen eine reiche Makrofossilführung hauptsächlich aus kleinwüchsigen Ammoniten und seltenen Belemniten. Da es sich ausschließlich um angewitterte Schnittlagen durch stark abgerollte und vermutlich aufgearbeitete Ammonitengehäuse handelt, ist eine Bestimmung nicht möglich. Erhaltene Belemniten dürften der Großgruppe der Hastatiden angehören.

Das Alter der Adnet-Formation lässt sich in anderen Regionen durch Ammonitenfunde gut einstufen: HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte im Karwendel *Angulaticeras taurinum*, welcher bereits in das Sinemurium zu stellen ist. RAKUS (1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebietes (Chiemgauer Alpen).

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Hochliegende, vermutlich rißzeitliche Eisrandsedimente liegen bis zu 50 m über dem heutigen Vorfluter im Tal der Krummen Steyrling und Breitenau. Hochwürmeiszeitliches Alter haben verfestigte Niederterrassensedimente, in die sich die Krümme Steyrling bis zum sich hinter Blumau öffnenden Tal der Breitenau teilweise canyonartig eingeschnitten hat. Sie erfüllen auch den weiten Mollner Talkessel und reichen weit in das Hopfingtal. Dort dürften sie zeitlich gesehen mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich östlich des Truppenübungsplatzes Hopfingboden nahe Mistleben erhalten können. Sie sind Teil eines würmzeitlichen Lokalglätschers, der im nordnordwestseitigen Kar unter Hochgsengs und Hoher Nock gebildet wurde und sowohl in das Hopfingtal, als auch in das Effertsbachtal gegen Frauenstein abfloss. Hinweise auf ältere Rißmoränen-Ablagerungen, deren Eisstand bedeutend höher war als jener der Würm-Vereisung und deren Endzungen nach EGGER & VAN HUSEN (2011) wohl bis nördlich von Molln reichten, konnten weder im Anstehenden gefunden, noch deren morphologische Spuren im digitalen Geländemodell (DGM) interpretiert werden.

Eisrandsedimente

Frühwürm

Bis zu 40 m über den rezenten Vorflutern finden sich vor allem im Tal der Krummen Steyrling von Molln am orografisch linken Uferhang über die Ortsteile Au und Rabach zur Schattseite und im Tal von Breitenau bis Klein Lindtal terrassenartige Lockergesteinskörper, die nach VAN HUSEN (2006) als Eisrandkörper neben oder vor einer langsam zerfallenden und abschmelzenden rißzeitlichen Gletscherzunge zur Ablagerung kamen. Die zugehörigen „echten“ Moränensedimente in Form überkonsolidierter Lockergesteine fanden sich nicht. Vom Tal nördlich Blumau erwähnt MOSER (2016) derartige Sedimente, die belegen, dass sowohl das Steyrtal nördlich von Molln als auch das Tal der Krummen Steyrling mindestens bis 540 m Höhe von rißzeitlichem Gletschereis erfüllt waren.

Die Eisrand-Terrassen lassen sich anhand des DGM morphologisch gut von den tieferliegenden Niederterrassensedimenten und gegen Hangschuttablagerungen abgrenzen sowie durch spärlich vorhandene Aufschlüsse bestätigen.

Die Mächtigkeit der Eisrandsedimente kann nur abgeschätzt werden, dürfte sich aber im Bereich weniger Meter bis maximal 20 m bewegen.

Neben der im Gelände morphologisch gut abgrenzbaren, abgerundeten Terrassenform mit verwaschen wirkenden Erosionskanten lassen sich die Eisrandschotter vor allem aufgrund ihrer durchgehenden Konglomerierung gut erkennen. Zudem ist das Führen kristalliner Geschiebe in Relation zur jüngeren Niederterrasse sehr selten. Darüber hinaus sind die Eisrandschotter mit großen Hohlräumen und undeutlich erkennbaren geologischen Orgeln als Zeichen beginnender Verkarstung bereichsweise erosiv stark überprägt.

Lokalmoräne

Spätwürm

Lokalmoränenreste bilden innerhalb des Kartierungsgebietes eine große Ausnahme, wengleich nach VAN HUSEN (1987) entsprechende Vergletscherung für die Nordseite des Sengsengebirge-Hauptkammes postuliert wurde – vor allem unter dem Hochgsengs hinabreichend bis in den weiten Talboden von Hopfing. Knapp oberhalb der verfallenen Almfläche Mistleben haben sich auf der orografisch rechten Seite des Hopfingbodens entsprechende Lokalmoränenreste erhalten können. Ansonsten sind keine weiteren Aufschlüsse bekannt – etwaige andere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Die im hinteren Hopfingboden anstehenden Moränenreste lassen sich durch Unzugänglichkeit bzw. mangelnde Aufschlüsse nur unzureichend lithologisch beschreiben, dürften aber als stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen sein. Inwieweit flache kammartige Wallstrukturen als Seitenmoränenwälle diverser Rückzugsstadien zu interpretieren sind oder nur Erosionsformen darstellen, konnte nicht hinreichend geklärt werden. Die Gesamtmächtigkeit wird zwischen 5 und 10 m geschätzt.

Altersmäßig sollten die Lokalmoränenreste am Nordabfall des Sengsengebirges in das späte Hochwürm einzustufen sein: nach VAN HUSEN (1987) war die Nordflanke unter Hochgsengs und Hohe Nock im Hopfingtal bis etwa Ramsau gletschererfüllt – etwaige Glazialreste sollten sich auch im Bereich der Hochfläche knapp westlich der Feichtauhütte erhalten haben, sind dort allerdings von mächtigeren, von weichen Mergelfolgen der Kössen-Formation gebildeten Rutschmassen überdeckt. Der von der Hohen Nock nach Osten abfließende Lokalglätscher reichte bis in das hintere Breitenauer Tal und erreichte das Untersuchungsgebiet nicht.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zu den nur rudimentär überlieferten rißzeitlichen Eisrandterrassen entlang der Krummen Steyrling von Breitenau bis Molln ist der bis maximal 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Niederterrassenkörper mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten und sehr gut erschlossen. Niederterrassenreste finden sich aber auch im Hopfingtal. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Krummen Steyrling um die 20 m.

In den Vorkommen entlang der Krummen Steyrling handelt es sich durchwegs um in Talrandverkittung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend abgerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallingerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin treten nicht auf, da das Einzugsgebiet nördlich des Sengsengebirges und die Lokalglätscherdynamik hier keinen Transport zentralalpiner Geschiebe erlaubt. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradiertter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehnermeter bis

im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Talrandver kittung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Immer wieder brechen derartig verfestigte Bereiche ab und liegen als große Blöcke in der Krümmen Steyr ling. Im Gegensatz zu den lokal tiefgründig verwitterten Eisrandsedimenten zeigen die verfestigten Niederterrassenschotter nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringen.

Im Hopfingtal fehlt die fluvial induzierte Talrandver kittung, weswegen die Kieskörper hier weitgehend unverfestigt anstehen, allerdings in identischer Lithologie.

Faziell handelt es sich bei den Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld würmzeitlichen Lokaleisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Holozän

Entlang des Verlaufes der Krümmen Steyr ling von Blumau bis nördlich des Ortsgebietes von Molln haben sich mit ca. 1–4 m Niveauunterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassenreste erhalten, die eindeutig jünger sind als die verfestigten Niederterrassenschotter. Es handelt sich hier vermutlich um im Kern mittel- bis jungholozäne Gebiete mit Hochwasserschotter, auf denen auch heute noch in Hochwasserperioden akkumuliert, aber teilweise auch erodiert wird. Die Mächtigkeit beträgt wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst analog des Einzugsgebietes der Krümmen Steyr ling am Nordabfall des Sengsengebirges ausschließlich kalkalpine Komponenten.

Felssturz

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlicher Lithologie samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere – auch (sub) fossile – Bergstürze. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse ($> 1.000 \text{ m}^3$). Dabei war der Auslöser nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern vermutlich das Ausschmelzen des Permafrostkörpers, der während des Würm-Glazials wohl auch die Talregionen umfasst haben dürfte. Verbunden durch die fortwährende Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln müssen die Felsstürze jedoch nicht zwangsläufig postglazialen Alters sein, sondern können auch jünger sein.

Eine weitere Abgrenzung, beispielsweise von Murkörpern und Schuttströmen, besteht im weitgehenden Fehlen von Feinmaterial und dem überwiegenden Anteil von großen Komponenten in Block- bis maximal Hausgröße. Die Lithologie wird durch das unmittelbar Anstehende beeinflusst. Die Mächtigkeiten liegen für gewöhnlich im Meterbereich, Maximalmächtigkeiten bei den großen Felsstürzen des Gebietes dürften bei 15 m liegen.

Eine signifikante Häufung von Felssturzereignissen ist auf der Südseite des Ramsauer Größtenberges festzustellen. Das größte Einzelereignis des Untersuchungsraumes brach unterhalb der südseitig gelegenen Jagdhütte gegen den Dirnpaltengraben ab, wobei die östliche Sturzbahn den Talgrund erreichte (Höhendifferenz ca. 350 m). Ein weiteres kleines Ereignis liegt an der Nordseite der Sonntagsmauer und wurde durch die lithologisch inhomogene Kössen-Formation, vermutlich durch mächtige, erosiv inkompetente Mergelpakete verursacht. Dass nicht nur große Reliefenergie ein zumindest kleindimensioniertes Felssturzereignis auslösen kann, sondern pure Versagensmechanismen von Klüften – verstärkt durch Verkarstung und Erosion – zeigt der Gipfelbereich des zur Gänze von Hauptdolomit aufgebauten Steinköpfls – eine Art ostseitig gelegener kleiner „Hausberg“ von Molln (Höhe ca. 615 m), dessen Westflanke zum flachen Sattel gegen den sogenannten „Busserlkogel“ abrutschte.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartierungsgebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler von Hopfingbach und Krümmer Steyr ling sind talnah schutterfüllt. Dabei bilden Hauptdolomit und Oberrhätalk die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird entweder teilweise oder wie im hinteren Hopfingtal zur Gänze von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu größeren Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten. Der Oberlauf des die Welchau nach Norden entwässernden Hilgenbaches ist bis zur Jagdhütte aufgrund seiner V-förmig eingeschnittenen Lage und hohen Reliefenergie weitgehend ausgeräumt und zeigt über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit. Mit den darüber sedimentierten weichen Lithologien der Lunz-Formation bei gleichzeitig nachlassendem Gefälle werden gegen das Tal von Breitenau bis zur Mündung in die Krümme Steyr ling größere Mengen an Schutt akkumuliert, so dass ein schmaler, aber ebener Talboden geschaffen wurde.

Die Lithologie der maximal bis 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schutt-komponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Oberalm-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Kössen-Formation und vor allem die mergeldominierte Lunz-Formation hingegen sehr feine, oft instabile Hangschuttfelder, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemmmassen) Übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Holozän

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien wie die Lunz-Formation und die Kössen-Formation, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigen zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngeren Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgeifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgeifen und wie im Hopfingboden ausfließen lässt. Viele der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steinfraktion, seltener Blockfraktion).

Rutschungen

Holozän

Im Untersuchungsraum konnten mehrere, auch tiefer in den Untergrund eingreifende Rutschungen auskartiert werden, deren Entstehung meistens von mergeligen Lithologien und darüber situierten relativ widerstandsfähigen, spröden und gravitativ abgleitenden Gesteinsmassen initiiert wird. Größere Rutschungen bestehen östlich des Jagdhauses Welchau (weitläufigere Ausbisse an mergelreicher Lunz-Formation), rund um den Ramsauer Größtenberg (initiiert durch mergelreiche Kössen-Formation) sowie östlich der Feichtau-Hütte. Gänzlich von Hauptdolomit umschlossene Rutschungen liegen östlich des Anasberges, nördlich Annerstal sowie südlich von Eberstal (beide im Hopfingtal).

Die meisten kartierten Rutschkörper dürften oberflächennah ohne tiefgreifendere Einwirkung in das Festgestein entstanden sein.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Holozän

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so entlang des Hilgenbaches in der Welchau, an der Krumpfen Steyring südlich Blumau sowie in den von Westen zustrebenden beiden Zuflüssen von Klein Lindtal und der Kreuzhuberalpe. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, das durch ein etwas stärkeres Gefälle in den Bach-Unterläufen zum tiefer eingeschnittenen Vorfluter der Krumpfen Steyring energetisch ausgewaschen wurde. So bilden die Bachschotter wie im Mittel- und Unterlauf des Hilgenbaches beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Wetterstein- bis Adnet-Formation – andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strö-

mungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Holozän

Die flachliegenden Talbereiche der Mittel- und Unterläufe im Hopfingtal und im Tal der Krumpfen Steyring erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik auch die Akkumulation von feinen Sedimenten, also verstärkt Schluffen und Sanden. Vor neuzeitlichen lokalen Bachregulierungsmaßnahmen dürfte der Hopfingbach um Ramsau ein weitgehend überwachsenes, feinkörniges braided-river-System geschaffen haben. Aber auch in höher über dem Vorfluter gelegenen Bereichen wie dem Hopfingboden hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten, steil aufragenden Gebirgszügen vorwiegend gravitativ angeschwemmtes Material ohne das Mitwirken größerer Bachsysteme anreichern können. Die Akkumulation geschah und geschieht dort – wie aktuelle flache Kegel von Abschwemmungen zeigen – vorwiegend über einen längeren Zeitraum nach Niederschlagsereignissen. Das Potenzial für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächer-Systeme wie in westlicher Falllinie des Ramsauer Größtenberges, die sich vor allem durch eine sanft vom jeweiligen sedimentfördernden Bergeinschnitt abfallende radiale Morphologie auszeichnen. Die Mächtigkeit der jeweiligen Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte meistens wenige Meter betragen, in den Schwemmkegeln aber schnell auf 20 und mehr Meter ansteigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist auch hier weitgehend von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Feinkiesen zu Feinsanden und lokal Schlufflinsen – vor allem aus Liefergebieten mit überwiegend Hauptdolomit.

Abschwemmungen, Solifluktionsschutt

Holozän

Vor allem die Hauptdolomit-dominierten Mittelgebirgsregionen nördlich des Sengengebirge-Hauptkammes zeigen im Tal-Hang-Übergangsbereich zahlreiche schwemmkegelähnliche Ausschwemmungsmassen aus rinnenartigen Einkerbungen. Hauptdolomit verwittert zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisiertem Niederschlagswässern in die Talbereiche akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmungen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den talnahen Flankenbereichen hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden haben sich im Untersuchungsraum nur an einer Stelle knapp nördlich Ramsau im Talboden des Hopfingbaches bilden können. Die Mächtigkeit beträgt wohl kaum mehr als 1 m, die Bildungszeit liegt im nacheiszeitlichen Holozän.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe den Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten der Krumpfen Steyrling im Tal der Breitenau und östlich von Molln).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften. Große Anschüttungs- bzw. Abtragungsflächen sind am militärisch genutzten Schießübungsplatz im Hopfingboden vorhanden.

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierungsberichten (HORNUNG, 2014, 2016, 2017) beschriebenen, durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandene kompressiven Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich über das Hopfingtal nach Osten bis an die Blattgrenze zu Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen.

Die bajuvarische Reichraming-Decke (sensu TOLLMANN, 1976) wird im Untersuchungsraum durch mehrere nordgerichtete Überschiebungsbahnen zergliedert. Die Front der Staufen-Höllengebirge-Decke liegt südlich des Kartierungsgebietes im Bereich der Anstiegswege von der Feichtauhütte auf die Hohe Nock.

Die Mollner Linie

Im Norden des Untersuchungsgebietes besteht eine vermutlich steil nach Süden einfallende, markante Aufschichtung, die Mollner Linie. An ihr wird ein Hauptdolomit-Nordblock relativ von einer Südblock-Abfolge mit Wetterstein-Formation bis Hauptdolomit überschoben. Hervorgerufen wurde diese sich bis auf Blatt 69 Großraming verfolgbare sprödetektonische Störung vermutlich durch den tirolischen Deckenschub im Süden. Die Störung verläuft im Tal der Krumpfen Steyrling nicht geradlinig, sondern wird durch wenigstens zwei Lateralverschiebungen – einer dextralen Blattverschiebung an der Schattseite im Osten sowie einer sinistralen Blattverschiebung östlich des Sulzecks – zerteilt. Folglich springt sie im Bereich

Sulzeck und Steinköpfel in das unterste Hopfingtal und erreicht von dort den weiten Mollner Talkessel. Diese sich plötzlich und weit öffnende Talung wurde vermutlich durch den Schnittpunkt der Mollner Linie mit einer oder mehreren entlang der Steyr verlaufenden Lateralstörungen erosiv ausgeräumt, glazial überprägt und in jüngster Zeit wieder aufgeschottert.

Verfalteter Hauptdolomit nördlich der Welchau und des Ramsauer Größtenberges

Der im Untersuchungsgebiet nicht sichtbare Deckenschub der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke (sensu TOLLMANN, 1976) verursachte vor allem im nördlichen und zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes innerhalb der vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebauten lithostratigraphischen Abfolge eine weiträumige Verfaltung in einige weitgehend W–E-streichende, überwiegend leicht nordvergente Synklinal- und Antiklinal-Strukturen. Diese duktil-tektonische Verfaltung wird durch ein großes kompressives Störungssystem unterbrochen, deren Verlauf vom Paltenbachtal bei Ramsau weiter in östlicher Richtung in die Welchau einbiegt und weiter bis zur östlichen Blattgrenze verläuft. Oberflächlich nicht direkt sichtbar, manifestiert sich das Vorhandensein dieser als „vermutet“ kartierten Störung durch zahlreiche parallel verlaufende Schwarmstörungen, deren Harnische nach Norden gerichtete Aufschiebungen annehmen lassen. Darüber hinaus machen die im Gelände erhobenen Gefügedaten und der daraus konstruierte Schichtenverlauf diese Störung zwingend notwendig, weil sonst die anfallenden hohen Mächtigkeiten des Hauptdolomits nicht erklärt werden könnten.

Südlich der Mollner Linie erstreckt sich die nördlichste und zudem stark flexurell in N–S-Richtung verbogene Muldenstruktur des Untersuchungsgebietes über den Gipfel des 1.172 m hohen Annasberges, in deren Kern dünn- bis mittelbankiger Platten- bzw. Dachsteinkalk ansteht. Diese Muldenstruktur kann zwanglos mit der in HORNUNG (2016) beschriebenen Rammelspitz-Synklinale zu der **Annasberg-Rammelspitz-Synklinale** zusammengefasst werden. Die Synklinalachse biegt an der Jagdhütte Toif von einer W–E-Linie beinahe rechtwinklig in eine N–S-Richtung um, um südlich des Annasberges an der Kreuzhuberalpe abermals gegen Osten umzuknicken. Unmittelbar nördlich des namensgebenden Weilers Annerstal liegt die **Annerstal-Antiklinale**, die sich von nördlich des Eiblings zu einem Punkt knapp südlich der Kreuzhuberalpe über den 975 m hohen Waldgipfel des Niederen Trailing zur östlichen Blattgrenze verfolgen lässt. Südlich des Niederen Trailing ist eine lokale Muldenstruktur erkennbar, die als Fortsetzung der in HORNUNG (2016) beschriebenen **Eibling-Synklinale** gelten könnte, wenngleich sie sich an den Südhängen des Hohen Trailing nur rudimentär verfolgen lässt und dort größtenteils aufgrund einer flexurellen Hebung erodiert sein dürfte.

Die Folge an nordvergenten Großfalten wird durch die vermutete Groß-Aufschichtung im Paltenbachtal („**Paltenbachtal-Überschiebung**“) unterbrochen. Insgesamt betrachtet liegt im gesamten Gebiet zwischen Molln und Ramsau eine klassische Reliefumkehr vor: die Synklinal-Strukturen wirken weitgehend gipfelbildend, während die Antiklinalen oft talförmig ausgeräumt sind. Größere Störungssysteme haben zudem den Hauptdolomit tiefgreifend tektonisiert und somit bereichsweise stark anfällig

gegenüber der Erosion gemacht. Gerade hier konnten sich größere Sekundärtäler bzw. schluchtartig eingeschnittene Gräben und Rinnen bilden.

Tektonische Großstrukturen nördlich der Überschiebungsfrent der Staufeu-Höllengebirge-Decke

Im unmittelbar nördlichen Vorfeld der Überschiebungsfrent durch die Staufeu-Höllengebirge-Decke liegen tektonische Großstrukturen, die sich von Osten (UTM-Blatt NL 33-02-02 Ternberg) bis wenigstens an den Klausen See verfolgen lassen. Auf die Einführung neuer Namen für die tektonischen Strukturen wurde der Übersicht halber verzichtet und stattdessen auf die von TOLLMANN (1976) eingeführten Begriffe „Größtenberg-Synklinale“ und „Ebenforst-Synklinale“ zurückgegriffen.

Die Welchau-Antiklinale

Das Gebiet der „Welchau“ mit dem tief eingeschnittenen Tal des Hilgenbaches, der nach Norden zur Krumpfen Steyrling entwässert, durchschneidet eine Abfolge von Wetterstein-Formation bis Hauptdolomit. Wetterstein- und auflagernde Lunz- mit Opponitz-Formation konturieren den Kern einer W-E verlaufenden Antiklinalstruktur, die hier flexurell herausgehoben und vom Hilgenbach durchschnitten wird. Diese sogenannte **Welchau-Antiklinale** setzt sich nach Osten auf Blatt Großbraming hin fort. Ihr Muldenkern kann jedoch über eine sie NW-seitig begrenzte dextrale Blattverschiebung im sich anschließenden Hauptdolomit aufgrund von unterschiedlichem Schichteinfallen bis zur Paltenbach-Überschiebung verfolgt werden. Es bleibt fraglich, ob sie sich jenseits einer vermuteten, das hintere Hopfingtal in N-S-Richtung durchlaufenden Transversalstörung in die in HORNUNG (2016) beschriebene Bucheck-Bachwiesen-Antiklinale hin fortsetzen lässt, die ihrerseits an der Paltenbachtal-Überschiebung amputiert zu werden scheint.

Die Größtenberg-Synklinale

Die **Größtenberg-Synklinale** verläuft südlich der Welchau-Antiklinale über den namensgebenden Ramsauer Größtenberg. Ihre Fortsetzung nach Westen über die Hopfingtal-Lateralstörung kann über den Großen und Kleinen Spitzberg fortgesetzt werden (HORNUNG, 2016). Den Faltenkern bilden hier steilstehende, tektonisch stark beanspruchte Hierlatzkalke. Der Nordschenkel setzt sich aus Plattenkalk und Kössen-Formation zusammen, der Südschenkel aus Oberrhätalken. Diese Diskrepanz kann mit einer lokalen Faziesverzahnung erklärt werden und liegt keiner tektonischen Überprägung zugrunde. Nach Osten wird die Größtenberg-Synklinale zunächst an einer den Westhang des Ramsauer Größtenberges durchziehenden lokalen Überschiebung dextral nach Südwesten versetzt und in weiterer Folge durch staffelartige, SW-NE verlaufende Störungszonen zerhackt. Hier liegen im Muldenkern norische Platten- und Dachsteinkalke, die anfolgend durch das Hilgenbachtal erodiert wurden und erst am Westgrat des Buchberges wieder erscheinen. Die eigentliche Synklinalkonstruktion mit Hierlatzkalken im Kern und Kössen-Formation randlich verzahnend mit Oberrhätalken am Südschenkel tritt erst in der Gipfelregion des Buchberges zutage. Der Nordschenkel ist durch eine lokale nordgerichtete Aufschiebung amputiert.

Die Kaumberg-Schuppe

Vom Kaumberg über den Truppenübungsplatz Hopfingboden bis in den Südhang des Ramsauer Größtenberges und weiter zur Polzalpe bis knapp südlich des Klausgrabens folgend, liegen auf Hauptdolomit tektonisch überschobene Kalke der Wetterstein-Formation. Diese als Kaumberg-Schuppe bezeichnete Teildecke wurde von einer mäßig steil nach Süden einfallenden Überschiebungsbahn auf die Abfolge Wetterstein- bis Opponitz-Formation aufgeschoben, was somit für einen Duplex der Stratigrafie in diesem Bereich sorgte. Darüber hinaus ist die Schichtfolge hier in einer WNW-ESE verlaufenden lokalen Synklinalkonstruktion veraltet, in deren Sattelkern der Dirnpaltengraben („Reliefumkehr“) verläuft. Gegen Osten zur Polzalpe wird die Überschiebungsbahn durch staffelartig angeordnete, jeweils dextrale Lateralverschiebungen gegeneinander versetzt und so die Schuppenfront weit gegen Süden auf die orografisch rechte Seite des Klausgrabens versetzt. Auf dem Nachbarblatt 69 Großbraming lässt sich die tektonische Grenze mindestens bis zur Krumpfen Steyrling unter den Zöbel verfolgen.

Die Ebenforst-Synklinale

Die **Ebenforst-Synklinale** ist die südlichste Muldenstruktur und liegt unmittelbar vor der Überschiebungsfrent der Staufeu-Höllengebirge-Decke. Ihre Erstreckung im Untersuchungsraum reicht von der Feichtauhütte bis zum Farntal. Der Nordschenkel bildet von Westen kommend zunächst mit Platten- und Dachsteinkalken den stark abgerundeten Westkamm der Sonntagsmauer („Langfirst“). Platten- und Dachsteinkalke verzahnen lateral gegen Süden mit Hauptdolomit, dem dort unmittelbar die Kössen-Formation auflagert. Die Sonntagsmauer am Nord-Schenkel selbst setzt sich aus verzahnender Kössen-Formation und Oberrhätalken zusammen. Der Muldenkern wird an der Feichtauhütte von Oberrhätalken gebildet. Östlich der Polzhütte reicht die Abfolge im Synklinalkern jedoch noch bis zur tiefjurassischen Adnet-Formation mit faziell verzahnenden Hierlatzkalken. Rund ist einerseits ein flaches ostgerichtetes Eintauchen der Muldenachse, andererseits eine an der Polzhütte in SSW-NNE verlaufende Störung mit Schrägabschiebungskomponente – vermutlich als Ausgleichsbewegung zum Kompressionsdruck der nahen Staufeu-Höllengebirge-Decke.

Literatur

- ARTHOFFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80/3**, 831–879, Basel.
- BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg-Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Eds.): *Program, Abstracts and Field Guide*. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.

- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffformation an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GARRISON, R.E. (1964): *Jurassic and early cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria*. – Unveröffentlichte Dissertation, University of Princeton, 193 S., Princeton.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**, 159–197, Innsbruck.
- HILLEBRANDT, A. v. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch*, 17–38, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring-Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 388–401, Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2016): Bericht 2016 über die geologische Kartierung der Reichraminger Decke nördlich Molln (Gradau – Dorngraben – Dürres Eck – Gaisberg – Gaisbergwiesen – Pfaffenboden – Mandlmais – Koglerstein – Schoberstein – Sonnseite – Roßberg) auf UTM-Blatt 4201 Kirchdorf. – Unveröffentlichter Kartierbericht, 43 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19179-RA/68/2016, Wien.
- MÜLLER, K. (1961): Geologische Spezial-Untersuchungen im Gebiet von Winklmoos (Kammerker-Sonntagshorngruppe bei Reit i. Winkl im Grenzgebiet Bayern – Salzburg – Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München, 56 S., München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 919–932, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **67**, 165–193, Wien.
- SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 336, Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1976): *Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik*. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1+2**, 77–78, Wien.

**Bericht 2016
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck,
Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden,
Mandlmais, Koglerstein,
Schoberstein, Sonnseite, Roßberg
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

MICHAEL MOSER

Ziel der geologischen Kartierung 2016 im Gebiet zwischen der Gradau N' Molln und Trattenbach (Gaisberg- und Schobersteinzug) war sowohl die Neubearbeitung der stratigraphischen Gliederung der Jura- und Trias-Formationen, als auch die Abgrenzung einzelner Schichtglieder auf der Karte von BRAUNSTINGL (1986).

Stratigrafie

Aufgrund der Kenntnis der Jura-Profile im Bereich des Hirschwaldsteines (MOSER, 2014) und des Rinnerberges und Sonnkogels (MOSER et al., 2016) westlich der Steyr konnte nun eine stratigrafisch korrekte Ansprache der Trias- und Jura-Formationen östlich der Steyr erfolgen.

An der Basis der Mitteltrias-Schichtfolge des Gaisbergzuges treten keine Annaberger Kalke, wie bei BRAUNSTINGL (1986: 84), GAITANAKIS (1977: 192–193) und EGGER (1988: 249) erwähnt, sondern, recht typisch, die dünnbankigen, ebenflächigen, feinkörnigen, mittel- bis dunkelgrauen Kalke der **Gutenstein-Formation**, die rasch in die knollige Reifling-Formation des oberen Anisiums (fossilbelegt) übergehen, auf.

Die **Reifling-Formation** ist an der Nordwestflanke des Dürren Eck (Kote 1.222 m) sehr gut und vollständig abgeschlossen. Es lassen sich deutlich ein basaler, anisischer und ein höherer, ladinischer Teil unterscheiden. Aus der basalen, anisischen Reifling-Formation konnten ein Ammonit (? *Ptychites* sp.) und mehrere Conodonten (*Neogondolella cornuta*) gewonnen werden, welche die *Trinodosus*-Zone des Illyriums belegen. Die jüngsten Anteile fallen unter die **Partnach-Formation** (dunkelgrüne Tonsteine und dunkelgraue Mergelkalke) ein, die noch von wenigen Metern eines dickbankigen, feinkörnigen Kalkes der **Raming-Formation** überlagert werden. Der stratigrafische Umfang der Reifling-Formation dürfte nach EGGER (1988: 249) vom oberen Anisium (oberstes Pelsonium–Illyrium) bis in das Cordevolium (basale Obertrias) reichen. Eine fossilreiche Probe von der Basis der Raming-Formation 330 m W' Dürren Eck (Kote 1.222 m) aus 960 m SH enthielt neben Brachiopoden auch die für das Julium 1.2 leitende pelagische Bivalve *Halobia vixaurita* KITTL und wenige Conodonten von *Gondolella foliata* (*Trachyceras aonoides*-Zone).

Der **Wettersteinkalk** des Gaisbergzuges konnte mikrofaziell in eine fossilreiche Riff- und eine fossilarme Lagunenfazies untergliedert werden. Der Kontakt zwischen den einzelnen Faziesbereichen ist ausgesprochen scharf und oft tektonisch überprägt, sodass Übergangsbereiche (z.B. Vorriff-Fazies) fehlen. Aus Bohrprofilen der Fa. GEOTECH, die auch die Unterlagerung des Wettersteinkalkes des Gaisberges erreicht haben, ist der tektonische Kontakt zwischen Wettersteinkalk im Hangenden und Reifling-Formation im Liegenden als etwa 3–4 m mächtige, rotbraune Kataklysezone bekannt geworden. Teilweise kann die Reifling-Formation sogar völlig fehlen, sodass, nach einer 4 m mächtigen Zwischenschaltung von grünen Tonmergeln der Partnach-Formation, gleich die schwarzen und dünnbankigen Kalke der Gutenstein-Formation unter dem Wettersteinkalk folgen (Bohrung BL 4, Fa. GEOTECH). Mit Sicherheit umfasst der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ausschließlich unterkarnisches Alter (Julium 1.2, *Trachyceras aonoides*-Zone), das auch durch folgende Dasycladaeen-Flora im hangenden, lagunären Wettersteinkalk belegt ist (det. O. PIROS & M. MOSER):

Griphoporella curvata (GÜMBEL) OTT
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Clypeina besici PANTIĆ
Poikiloporella duplicata PIA

Die feinklastischen Sandsteine der **Lunz-Formation** zeichnen sich in diesem Abschnitt der Reichraming-Decke durch ihre schwarze Gesteinsfarbe und ihren Tongehalt aus. Daneben kommen aber auch braune Sandsteine vor, wie sie typisch sind im Bajuvarikum weiter im Osten (Lunz- und Sulzbach-Decke). Die schwarzen Tonsteine der **Reingrabener Schichten** sind von BRAUNSTINGL (1986) zum Teil für Partnach-Formation gehalten worden, unterscheiden sich jedoch durch ihre schwarze Farbe deutlich von diesen.

Die **Opponitz-Formation**, sowohl südlich als auch nördlich des Gaisbergzuges, tritt in ihrer typischen Ausbildung mit guter Bankung, Feinkörnigkeit, Tongehalt, heller Farbe und Rauwackebildung auf. Ein guter Teil der von früheren Autoren (GEYER & ABEL, 1912) als „Reiflinger Kalk“ ausgedehnten Bankkalke N' Gaisberg (Kote 1.267 m) konnten als Kalke und Rauwacken der Opponitz-Formation (mit unterlagernden Sandsteinen der Lunz-Formation und lagunärem Wettersteinkalk) erkannt werden.

Der **Plattenkalk** ist über weite Strecken in typisch lagunärer Fazies ausgebildet und ist an seiner deutlichen Bankung und an der Bildung von einzelnen Felsplatten im Verwitterungsschutt gut zu erkennen. Die Abgrenzung zum unterlagernden **Hauptdolomit** kann relativ scharf erfolgen. Einzelne Kalkbänke können auch dem Hauptdolomit eingelagert sein.

Kössen-Formation und **Oberrhätalk** liegen in typischer Ausbildung vor. Der Oberrhätalk zeigt über weite Strecken sowohl lagunäre Faziesausbildung (Ooidkalke, Onkoidkalke, Crinoiden, Bivalven), als auch Riff-Fazies (Einzelkorallen und Korallenstöcke). Das Auffinden von Korallen ist überhaupt wichtig für das Erkennen der Oberrhätkalke im Gelände und deren Unterscheidung von anderen Massenkalken wie die des Mikritoidkalkes. Dies umso mehr, als dass massige Oberrhätalk-Rippen auch als schmale, tektonisch begrenzte Kalkspäne innerhalb der Ammergau-Formation (z.B. im Bereich des Pranzelgrabens innerhalb der Schoberstein-Schuppe) auftreten können. Ähnliche tektonische Verhältnisse kann auch EGGER (1988: 250) aus der Hirschwaldstein-Schuppe (ÖK 69 Großraming, EGGER & FAUPL, 1999) beschreiben. Die geringmächtigen Lumachellenkalke der Kössen-Formation (meist nur in Lesesteinen) sind ein wertvoller Markerhorizont zur Abgrenzung des lagunären Plattenkalkes vom massigen, aber teilweise ebenso lagunär ausgebildeten Oberrhätalk.

Stratigrafisch von Bedeutung ist die Ausbildung der mittel- bis dunkelgrauen, oft fleckigen **Unterjura-Hornsteinknollenkalke**. Wie schon westlich der Steyr (Hirschwaldstein, Rinnerberg, Sonnkogel) treten diese meist stets im unmittelbar Hangenden der Rhätkalke und im Liegenden der Rotkalke des Unter- und Mitteljura auf und sind somit lithostratigrafisch gut dem Unterjura zuzuordnen. Da im Hutmannsgraben die Unterjura-Hornsteinkalke jedoch **fossilbelegt** vom Hierlatzkalk des Pliensbachiums überlagert werden, kann das Alter der Unterjura-Hornsteinkalke indirekt auf den tiefen Unterjura (Hettangium/Sinemurium) eingeschränkt werden. Interessanterweise werden sie weder von GAITANAKIS (1977), noch von BRAUNSTINGL (1986) erwähnt. Lediglich GEYER & ABEL (1918: 36) gibt einen kurzen Hinweis, dass „hornsteinführende Jurakalke“ von „Vilsener Kalk“ überlagert werden. Die Unterjura-Hornsteinknollenkalke, Fleckenmergel und -kalke, die vereinzelt auch

Schwammnadeln führen, können am ehesten zur **Unteren Allgäu-Formation** gestellt werden. Eine darin vorkommende, 10–20 m mächtige Einschaltung von roten Crinoidenspatkalken im Bereich des Hochbuchberges konnte als sicherer **Hierlatzkalk** angesprochen werden. Nach Süden (HORNING, 2015: 17–20) dürfte sich die Unterjura-Becken- und Schwellenfazies der Reichraming-Decke in Form der Allgäu-Formation und des Hierlatzkalkes am Windberg, am Großen und Kleinen Spitzberg fortsetzen. Das Auftreten von Hierlatzkalk im höheren Unterjura am westlichen Windberg (HORNING, 2015: 18) ist auch biostratigrafisch belegt worden (SIBLÍK, 2016; GEYER, 1909). Der tiefere Jura (Unterjura, Mitteljura) ist lithologisch sehr vielfältig entwickelt. Am häufigsten vertreten sind Crinoidenspatkalken, die alle Färbungen, von rot über rosa und gelb bis weiß annehmen können. Nach GEYER (1909: 135) und EGGER (1988: 250) können auch die hellen, weißen oder rosa gefärbten Crinoidenspatkalken dem Hierlatzkalk des Unterjura entsprechen. Darin stimmt GEYER (1909) auch mit BRAUNSTINGL (1986: 99) überein, der auch von Hierlatzkalk spricht, obwohl GEYER (1909: 140) „Vilser Brachiopoden“ aus grauen, kieseligen Crinoidenkalken des Schobersteines angibt. Glücklicherweise konnten jedoch M. Moser und M. Siblík im Rahmen einer Geländebegehung eine brachiopodenreiche Lage am Top des rötlich-weißen Crinoidenspatkalkes unterhalb der Mollner Hütte (920 m SH) antreffen, die neben zahlreichen Terebrateln und Rhychonellen mehrere Exemplare von der auf den Unterjura (Unterjura) beschränkten Gattung *Spirifer* sp. lieferte (det. M. SIBLÍK, Praha):

Liospiriferina aff. *alpina* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina cf. *obtusata* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina sp. (?juvenile)
Dispiriferina segregata (DI STEFANO, 1886)
Callospiriferina cf. *tumida* (BUCH, 1836)
Cisnerospira sylvia (GEMMELLARO, 1878)

Das Auftreten von *Lokutella palmaeformis* (HAAS, 1912), *Apringia diptycha* (BÖSE, 1898), *Pseudogibbirhynchia sordellii* (PARONA, 1880), *Dispiriferina segregata* (DI STEFANO, 1886) sowie *Nannirhynchia reynesi* (GEMMELLARO, 1874), engen das Alter des Crinoidenspatkalkes (Hierlatzkalkes) auf Pliensbachium ein, belegen also mittleren Unterjura. Dieses Ergebnis deckt sich gut mit jenem von HORNING (2015: 18–20) und SIBLÍK (2016). Damit scheint am Schoberstein, Koglerstein und in der Felsstufe unterhalb der Gaisbergwiesen Hierlatzkalk des mittleren Unterjura vorzuliegen, und, nachdem die Proben am Top des Hierlatzkalkes genommen wurden, ist auch kein Vilser Kalk (wie bei BRAUNSTINGL, 1986: 99) im Hangenden des Hierlatzkalkes mehr zu erwarten. Der Hierlatzkalk ist vor allem in der südlich gelegenen Schoberstein-Schuppe in größerer Mächtigkeit (> 100 m) entwickelt und scheint in den nördlicheren Schuppen der Reichraming-Decke zu fehlen. Neben den eher hellroten und grobspätigen Hierlatzkalken treten auch rote, mikritische Kalke, die manchmal etwas Filament führen können, auf. Sie scheinen sich mit den Crinoidenspatkalken zu verzahnen. Sehr wahrscheinlich kann man von **Adneter Kalk** sprechen. In einer Schliffprobe, die roten Adneter Knollenkalken unmittelbar über Oberrhätalken (960 m SE' Koglerstein, 1.090 m SH) an der Basis der Hierlatzkalk-Wandstufe entnommen wurde, konnten mehrere Exemplare von *Involutina liassica* JONES und *Involutina turgida* KRISTAN angetroffen werden. Erwähnenswert ist, dass sich der in der Scho-

berstein-Schuppe noch über 100 m mächtige Hierlatzkalk und Adneter Kalk in der südlichen Reichraming-Decke (Windberg, Großer und Kleiner Spitzberg) fortsetzen dürfte, da dort der Mitteljura nach HORNING (2015) gänzlich zu fehlen scheint. Als weiteres Element des tieferen Jura sind Hornstein führende und kieselige Crinoidenspatkalken, Hornsteinkalke und hornsteinreiche Feinschuttalke zu erwähnen, die sich meist am Top, aber auch innerhalb des Hierlatzkalkes der Schoberstein-Schuppe einstellen. Sie dürften im Vergleich zu ÖK 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011: 33; EGGER, 1988: 251) eine Übergangsfazies von Vilser- und Hierlatzkalk zu den **Chiemgauer Schichten** darstellen. Geringmächtiger, mikritischer **Klauskalk** ist mit 10–20 m Mächtigkeit im Liegenden vom Mikritoidkalk der Klausriegler-Schuppe und der Gaisberg-Schuppe entwickelt (rote filamentreiche Kalke mit *Bositra buchi* bzw. *Paleotrix* im Dorngraben sowie Rotkalke mit Protoglobigerinen am Hochbuchberg, die ein Unterjura-Alter ausschließen lassen).

Ruhpoldinger Radiolarit konnte bislang nur an einer einzigen Stelle, im Hangenden des Mikritoidkalkes und im Liegenden der Ammergau-Formation angetroffen werden. Echte Radiolarite werden von BRAUNSTINGL (1986: 100) nicht erwähnt und konnten von mir auch sonst nicht angetroffen werden. Jedoch setzt sich, von Westen kommend (z.B. Nordflanke des Sonnkogels), der **massige Mikritoidkalk**, der vor allem das tiefere Oxfordium umfassen dürfte, in das Gebiet nördlich von Molln fort. Auch hier tritt dieser in Form von schmalen Felsrippen, die mitten im Wald aufragen, auf. Lithologisch ist er ganz ähnlich ausgebildet wie in den Gebieten westlich der Steyr. Da der Mikritoidkalk von Kalken des höheren Oberjura (Steinmühlkalk) überlagert wird, erscheint dessen Stellung im tiefsten Oberjura zumindest lithostratigrafisch gesichert. Erste biostratigrafische Daten aus einem Mikritoidkalk-Vorkommen am Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) ergeben durch das Auftreten von *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI) (det. A. GÖRÖG, Budapest) oberes Callovium bis unteres Oxfordium als Mindestalter. Für dieses Alter spricht auch die durchgehend dünnwandige Ausbildung bei den Protoglobigerinen. Der Mikritoidkalk hat eine Mächtigkeit von etwa 50 m und ist in allen drei Schuppen der Reichraming-Decke vertreten. Auffällig ist, dass sich der Mikritoidkalk nicht in der südlichen Reichraming-Decke fortsetzen dürfte, da er dort vom Ruhpoldinger Radiolarit (HORNING, 2015: 20) gänzlich vertreten wird. Im Osten (ÖK 69 Großraming) konnte Mikritoidkalk ebenso nur in den nördlichen tektonischen Schuppen der Reichraming-Decke (Reitnerkogel und Pfennigstein) angetroffen werden (PAVLIK, 1984: 38; EGGER, 1988: 251). Die über dem Mikritoidkalk folgenden roten, mikritischen **Steinmühlkalke** konnten in einem Forststraßenprofil (Trattenbach-Forststraße zur Buchberghütte) mit Hilfe von Dinoflagellaten-Zysten (det. D. REHÁKOVÁ, Universität Bratislava) mit der Form *Cadosina parvula* NAGY, die zusammen mit *Saccocoma* sp. AGGASIZ auftritt, in das tiefere Kimmeridgium eingestuft werden. Die höheren Anteile der Steinmühlkalke im selben Profil (Trattenbach-Forststraße) sind mit Calpionellen (det. A. LUKENEDER, NHM Wien), welche die *Colomi*-Subzone der *Crassicollaria*-Zone des obersten Tithoniums vertreten, nachgewiesen. Das Berriasium dürfte tektonisch oder auch primär fehlen.

Die im Allgemeinen erst in der Unterkreide (oberes Berriasium–Valanginium) einsetzenden **Aptychenkalke der Ammergau-Formation** sind, trotz eines geringen Tongehaltes (weiße Verwitterungsfarbe), eindeutig noch als mikritische Kalke anzusprechen, sodass noch nicht, wie bei BRAUNSTINGL (1986: 101), von *Schrambachschichten* gesprochen werden kann. GAITANAKIS (1977: 192), GEYER & ABEL (1918: 39) sowie auch HORNING (2015: 22) sprechen zuvor noch von Aptychenkalcken bzw. Ammergau-Formation. Der Unterschied zwischen der kalkigeren Ammergau-Formation und mergeligen Schrambach-Formation ist auch sehr schön aus den beiden Abbildungen von HORNING (2015: Abb. 11, 12) ersichtlich. Auch kann nicht möglich sein, dass, nach BRAUNSTINGL (1986: 104), „*Schrambachschichten in rote Crinoidenspatkalke (Vilsener Kalk)*“ übergehen, da dazwischen noch zwei weitere Formationen zu erwarten wären. An jener Stelle ist eindeutig ein tektonischer Kontakt zwischen den beiden Formationen zu sehen. Dies wird auch aus LUKENEDER (2004) ersichtlich, wo in einem völlig tektonisch überprägten Abschnitt der Reichraming-Decke (Klausriegler-Schuppe) auf ÖK 69 Großraming ein Unterkreide-Profil aufgenommen wurde, in dem augenscheinlich fast das ganze Valanginium biostratigrafisch zu fehlen scheint, was nicht wundert, weil dieser Abschnitt, der hier fehlt, in Wirklichkeit durch tektonisch fehlende Aptychenschichten (= Ammergau-Formation) repräsentiert worden wäre.

Trias

Werfen-Formation (Untertrias) und Haselgebirge (oberes Perm)

Als „Werfener Schichten“ wurde eine Störungszone innerhalb der Gaisberg-Schuppe bezeichnet, in der neben den typischen grünen Tonschieferbröckelchen der Werfen-Formation auch blaugüne Tone (?Haselgebirge) und kataklatisch völlig zerriebene Dolomite auftreten.

Von größerer Bedeutung dürfte die NW–SE streichende „Dorngraben-Störung“ sein, die etwa parallel zum Mittelteil des Dorngrabens verläuft, und an der an einer Stelle (etwa in 580 m SH) innerhalb der Obertrias der „Klausriegler-Schuppe“ grüne Haselgebirgstone eingespießt worden sind.

Gutenstein-Formation (unteres und mittleres Anisium)

Mittel- bis dunkelgrauer, dunkelbraungrauer, dünnbankiger, ebenflächiger und feinkörniger Kalk, der im Hangenden allmählich in die oberanisische Reifling-Formation übergeht. Die schwarzen, dünnbankigen Kalke der Gutenstein-Formation konnten auch in den Bohrungen der Fa. GEOTEC im Liegenden des Wettersteinkalkes und der Reifling-Formation des Gaisbergzuges in etwa 600 m Tiefe angetroffen werden.

Dickbankiger Annaberger Kalk, wie ihn EGGER (1988: 249) vom Steinbruch Grossau N' Reichraming beschreibt, konnte nicht angetroffen werden.

Reifling-Formation (oberes Anisium–oberes Ladinium)

Basal braun- bis dunkelgrauer, wellig-schichtiger, Hornstein führender Filamentmikrit mit dünnen Mergellagen (oberes Anisium), darüber mittelgrauer, knolliger, hornsteinreicher Filamentmikrit des Ladiniums. Im Langobar-

dium (oberes Ladinium) wird die Reifling-Formation zunehmend ebenflächig und frei von Hornstein und Filamenten. Die Mächtigkeit der Reifling-Formation beträgt 60 m, wie es aus der Kartierung und aus den Bohrprofilen der Fa. GEOTEC gut ersichtlich ist.

Partnach-Formation, Raming-Formation (oberes Ladinium/unteres Karnium = Julium 1 oder Cordevolium und „Aonoides“-Zone)

Sehr feinschuppig verwitternde, dunkelgrüne Tonsteinblättchen, die in einer Mächtigkeit von bis zu 30 m im Hangenden der Reifling-Formation auftreten. Unterhalb des Wanderweges auf das Dürre Eck (Kote 1.222 m) können in etwa 950–970 m Einschaltungen von dunkelgrauen, ebenflächigen Mergelkalcken (Partnach-Formation) und braungrauen, wellig-schichtigen, mittelbankigen Kalcken in Reiflinger Fazies beobachtet werden. Darüber können noch wenige Meter dickbankige, ebenflächige, mittelgraue, eher feinkörnig-feinschichtige, Flachwasserklasten führende Kalke der Raming-Formation angetroffen werden, die den beginnenden Übergang in die Riffschuttfazies des Vorriff-Bereiches ankündigen.

Eine Gesteinsprobe, die der untersten Partie der Raming-Formation am Top der stark schuttbedeckten Partnach-Formation etwa 330 m W' Kote 1.222 m (Dürres Eck) entnommen wurde, enthielt die für das Julium 1.2 (*Aonoides-Zone*) leitende Bivalve *Halobia vixaurita* KITTL und ebenso auf unterkarnisches Alter hinweisende Conodonten wie *Gondolella foliata*. Damit ist indirekt auch das unterkarnische Alter des Wettersteinkalkes darüber belegt.

Ähnliche Gesteine beschreibt auch EGGER (1988: 249) von der Nordseite der Hohen Dirn (ÖK 69 Großraming) und stuft sie mit Conodonten ebenso in das basale Karnium ein (det. G.W. MANDL, GBA):

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
Gondolella inclinata KOVACS
Gondolella tadpole HAYASHI

Wetterstein-Riffkalk (Julium 1.2, „Aonoides Zone“)

Der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ist stets ein sehr heller, hellgrau bis weiß gefärbter, manchmal auch etwas rosa gefärbter Kalkstein. In der Riff-Fazies treten im massigen Kalk immer wieder fossilreiche Kalke, reich an Riffbildnern wie Kalkschwämmen, Korallen, großen Crinoiden und vereinzelt Hydrozoen, die nicht selten in einem feinkörnigen Kalkschlamm schwimmen, auf. Unter den Kalkschwämmen treten am häufigsten die Inozoa (ungegliederte Kalkschwämme) auf, während Sphinctozoa und pharetrone Schwämme sowie Tubiphyten nur selten anzutreffen sind. Eine *Colospongia catenulata* OTT konnte in der Nähe des Steinbruches Pfaffenboden in 1.080 m SH gefunden werden, weiters konnte in einem Schlift (Probe: B. MOSHAMMER, GBA) aus dem Riffkalk im Steinbruchgelände *Solenolmia manon manon* MÜNSTER (det. B. SENOWBARI-DARYAN, Erlangen) bestimmt werden. Gelegentlich können auch Mollusken wie Bivalven und Gastropoden sowie Tubiphyten beobachtet werden. Auch die für den Wetterstein-Riffkalk charakteristischen „Großoolithe“ (unregelmäßige, mit grobem Kalzitpat erfüllte Hohlräume) können beobachtet werden. Das Verbreitungsgebiet des Wettersteinkalkes in Riff-Fazies ist die Nordseite des Kammes

Gaisberg (Kote 1.267 m) – Dürres Eck (Kote 1.222 m) und ein kleiner Teil der Wettersteinkalk-Schuppen an der Nordseite des Gaisbergzuges oberhalb des Dorngrabens.

Die Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalkes (Riff- und Lagunenfazies) ist, wie auch am Hohen Dirn (ÖK 69 Großraming), relativ gering und beträgt sowohl im Stollenprofil des Gaisbergstollens (SCHEFZIK, 2003) beim Pfaffenboden, als auch im Profilschnitt durch den Gaisbergzug, lediglich 250–300 m.

Der Wetterstein-Riffkalk, der zurzeit im Steinbruch am Pfaffenboden abgebaut wird, ist nur in geringem Ausmaß von Sandstein- und Mergel führenden Kluff- oder Karsthohlräumen durchsetzt. In diesen Partien, die vor allem im östlichsten Steinbruchgelände auftreten, sind höhere SiO₂ und Al₂O₃-Werte, K- und Na-Gehalte (aus Quarz, Feldspat und Illit) sowie etwas Eisen und Magnesium (eingeschuppelte Partnachmergel) zu erwarten. Weiters können auch im Wetterstein-Riffkalk des Steinbruches Pfaffenboden räumlich begrenzte, diffus dolomitisierte Partien beobachtet werden (mit höheren MgCO₃-Gehalten).

Lagunärer Wettersteinkalk (*Julium 1.2*, „Aonoides-Zone“)

Der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ist stets ein sehr heller, hellgrau bis weiß gefärbter, manchmal auch etwas rosa gefärbter Kalkstein. Der lagunäre Wettersteinkalk ist bei weitem nicht so fossilreich wie der Riffkalk, dafür dickbankig entwickelt, reich an Peloiden (grainstones) und Onkoiden (rudstones) und nur selten mit Dasycladaceen, Bivalven oder Gastropoden (GÜRS, 1987: 7–9). Gelegentlich können Sedimentstrukturen wie Feinschichtungsgefüge, Ooidkalke, bioturbate grainstones sowie „birdes-eyes“-Kalke beobachtet werden. Gemeinsam mit Beatrix Moshammer (GBA) wurden dem lagunären Wettersteinkalk im Steinbruch Gradau sechs Schlißproben entnommen. Die Mikrofazies der lagunären Kalke ist stets ähnlich und in Form von Biopelspariten und Onkobiopelspariten (grainstones) ausgebildet. An Biogenen treten für den lagunären Faziesraum charakteristische Molluskenschalen (Gastropoden und Bivalven), schlecht erhaltene und mit Blau-Grünalgen umkrustete Dasycladaceen, porostromate Algen, Crinoiden und verschiedene Foraminiferen (häufig *Duostomina* sp., *Glomospirella* sp., daneben *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho) auf. An Allochemen sind gelegentlich grapestones, lumps und Intraklasten zu beobachten. Bioklasten aus dem Riffbereich sind in der Lagune nur selten, meistens umgelagerte Tubiphyten oder Schwammbruchstücke. Die wenigen Dasycladaceen belegen unterkarnisches Alter (det. O. PIROS & M. MOSER, Budapest/Wien):

Griphoporella curvata (GÜMBEL) OTT
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Clypeina besici PANTIĆ
Poikiloporella duplicata PIA

Die Onkoide sind stets klein und oft nur wenige Millimeter (bis 5 mm) groß. Im aufgelassenen Steinbruch der Fa. Bernegger (Gradau) können gelegentlich auch dolomitische Lagen im lagunären Wettersteinkalk beobachtet werden. Ebenso häufig sind hier bräunlich verfärbte, limonitische Partien sowie schwarzgraue, wahrscheinlich auf geringe Vererzung zurückzuführende Kluffpartien sowie schwarze Dendritenbildungen (Fe, Mn) und Kalzitdrusenbildungen zu

beobachten. Die chemische Analyse aus einer XRF-Messung durch B. MOSHAMMER (Auswertung: C. AUER, GBA) ergab relativ hohe Eisengehalte (16.000 ppm) aus Limonit, Schwefel (23.000 ppm) aus Pyrit, Barium (6.850 ppm) aus Schwerspat sowie Calcium aus Kalzit. Ein bis in das 18. Jahrhundert andauernder Eisenbergbau am Gaisberg wird von ARTHOFER (1995: 22) angeführt. Wichtig zu erwähnen ist das nur im Steinbruch zu beobachtende Auftreten von steilstehenden Karstspalten und -schloten, deren Anlage mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Emersions- und Verkarstungsphase (Regression mit Trockenlegung) im basalen Julium 2 (*Austrotrachyceras austriacum*-Zone) zurückzuführen ist und die nachträglich auch mit Lunzer Ton- und Sandstein (auch Kalk- und Dolomitsand) verfüllt worden sind. Eine spätere tektonische Überformung der Karstspalten ist natürlich ebenso zu beobachten. Die Einschaltung von sandigen, dunkelbraunen-schwarzen Feinklastika der Lunz-Formation als Klufffüllungen im Wettersteinkalk ist auch aus Bohrprofilen von Kernbohrungen der Fa. GEOTECH bekannt geworden. Deutliche Spuren von Verkarstung wie Höhlen- und Schachtbildungen sowie großlumige Karstschläuche und Lösungserscheinungen, die hauptsächlich an Kluffzonen gebunden sind, werden von SCHEFZIK (2003: 5–8) aus dem Gaisbergstollen beschrieben. Der Wettersteinkalk zeigt aufgrund seiner oberflächlich hohen Klüftigkeit meist kleinstückigen Zerfall (Schutthalden), größere Blöcke bilden sich nur, wenn größere Wandpartien abbrechen. Das Verbreitungsgebiet des lagunären Wettersteinkalkes ist die Südseite des Kammes Gaisberg (Kote 1.267 m) – Dürres Eck (Kote 1.222 m), die Ostabdachung des Gaisberges bei Pfaffenboden und der Großteil der Wettersteinkalk-Schuppen an der Nordseite des Gaisbergzuges oberhalb des Dorngrabens. Lagunärer Wettersteinkalk ist vor allem im Steinbruch Gradau abgebaut worden, tritt aber auch in den südlichsten Etagen des neu eröffneten Steinbruches am Pfaffenboden auf.

Das strukturelle Einfallen des lagunären Wettersteinkalkes an der Südseite des Gaisbergzuges dürfte generell mittelsteil bis steil nach Süden bzw. Südosten gerichtet sein, wie die übereinstimmenden Messwerte in den beiden Steinbrüchen Gradau und Pfaffenboden, aber auch die Schichtflächenmessungen im Stollenprofil des Gaisbergstollens (SCHEFZIK, 2003: 5) sowie in der Reifling-Formation am Waldrücken W' Dürres Eck belegen.

Lunz-Formation: Lunzer Sandstein, Reingrabener Schichten (*oberes Julium*)

Im unmittelbar Hangenden des lagunären Wettersteinkalkes treten die auffällig schwarz gefärbten Sand- und Tonsteine der Lunz-Formation zutage. Die Sandsteine sind stets feinkörnig ausgebildet, manchmal tonig, dunkelgrau oder braun gefärbt, gänzlich karbonatfrei und führen feinste Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. Neben den Sandsteinen treten, vor allem an der Nordseite des Gaisberges, relativ mächtige, schwarze Tonsteine (Reingrabener Schichten) auf. Diese tragen auch zu schwarzer Bodenfärbung und Bildung von Staunässe (Schachtelhalmgewächse) bei.

Opponitz-Formation (*Tuvalium*)

Gut gebankter, oft dünnbankiger, teilweise dickbankig-massiger, ebenflächiger, mittelgrau-lichtgrau, auch braun-

grau gefärbter, sehr feinkörniger/feinspätiger, toniger Kalk und hellgraue, metermächtige Rauwacke, die in dickbankigen mittel- bis hellgrauen, feinkörnigen luckigen Kalk und auch Dolomit übergehen kann.

Hauptdolomit (oberstes Karnium–oberes Norium)

Mittelgrauer oder bituminös-braungrauer, lichtgrauer, dünn-, mittel- bis dickbankiger Dolomit, der öfters Algenlaminite des Intertidals (Stromatolithe) und Feinschichtung erkennen lässt. Gelegentlich führt der Hauptdolomit kleine, im Supratidal aufgearbeitete Dolomitscherben. Der Hauptdolomit ist oft sehr kompakt ausgebildet und zeigt stückig-kleinblockigen, auch grusigen Zerfall. Am Hochbuchberg und an der Südseite vom Trattenbach können einzelne Kalkbänke dem Hauptdolomit eingeschaltet sein.

Plattenkalk (oberes Norium)

Dünn-, mittel- bis dickbankiger, ebenflächig-plattiger, feinkörnig-feinspätiger, gelegentlich feinschichtiger, mittel- bis hellgrauer, manchmal auch rosagrau oder gelblichgrau gefärbter Kalk und dolomitischer Kalk, gelegentlich mit weißen, dolomitischen Algenlaminiten (Stromatolithen) des Intertidals. Des Öfteren kann man vereinzelt Molluskschalen (Bivalven, Gastropoden) oder auch ganze Muschelschillagen (Tempestite) sowie Crinoiden des Subtidals im dm-gebanten Kalk antreffen. Selten sind auch Wühlgefüge (Bioturbation) sichtbar. Die Mikrofazies des Plattenkalkes lässt sich gut mit jener des gebankten Dachsteinkalkes vergleichen, jedoch ist der Plattenkalk bedeutend dünner gebankt als der immer sehr dickbankige Dachsteinkalk. Im Gegensatz zu HORNING (2015: 11) möchte ich beim Plattenkalk keinesfalls von „Dachsteinkalk“ sprechen, da die mittelbankigen Partien im Plattenkalk stets dominieren. Dies dürfte auch für die Reichraming-Decke südlich von Molln gelten, wie es ein Aufschlussfoto von HORNING (2015: Abb. 4) vom Eibling (Kote 1.108 m) nahelegt.

Der Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk ist relativ scharf und vollzieht sich innerhalb mehrerer Zehnermeter.

Der Plattenkalk neigt aufgrund seiner bankigen Ausbildung zur Entwicklung von Blockwerk und plattigem Hangschutt. Ist der Plattenkalk steilgestellt (z.B. an der Südseite des Gaisberges), dann kann das Herausrotieren ganzer wandbildender Bänke und daraus resultierende kleinere Felsstürze („Toppling“) beobachtet werden.

Kössen-Formation (unteres Rhätium)

Feinspätiger oder feinkörniger, gelblichgrauer, mittelgrauer oder dunkelgrauer Lumachellenkalk sowie dunkelgrauer, muschelartig brechender Mergelkalk (Hochalm-Member). Das Auftreten der (unteren Abteilung der) Kössen-Formation konnte meist nur durch das gehäufte Auffinden von Geröllen aus dem Verwitterungsschutt nachgewiesen werden. Meistens folgen sie in nur geringer Mächtigkeit (10–20 m) direkt im Hangenden des Plattenkalkes oder Hauptdolomits.

Oberrhätalk (oberes Rhätium)

Mittelgrauer oder gelblichgrauer, seltener weißer oder hellgrauer, feinspätiger Massenkalk mit Bivalven, Gas-

tropoden, Crinoiden und kleinen Korallenstöcken von *Thecosmilia* (*Rhaetiophyllia*). Mikrofaziell können grainstones (z.B. hell- bis dunkelgraue Crinoidenschuttkalke mit Bivalven und helle Ooidkalke und Onkoidkalke) und wackestones (mit etwas Crinoidenspreu) unterschieden werden. In der Felsstufe südlich unterhalb der Mollner Hütte (in etwa 800 m SH) überwiegt die lagunäre Entwicklung mit Crinoiden- und Bivalven-führenden, massig erscheinenden Kalken, während in der Felsstufe unterhalb des Schobersteins (1.000 m SH) häufig Rollstücke mit Korallen anzutreffen sind.

Ein Dünnschliff, der einem lagunären Faziestyp des Oberrhätalkes (1.050 m SW' Kote 1.285 m, Schoberstein) in 950 m SH entnommen wurde, zeigte die Mikrofazies eines höherenergetischen, gut ausgewaschenen Flachwasserkalkes (Intraoobiosparit bzw. grainstone) mit zahlreichen grapestones, Einzel- und Mehrfachoiden sowie ooidisch umkrusteten Bio- und Lithoklasten, zahlreichen Dasycladaceenbruchstücken, Bivalven und Foraminiferen. Die Foraminiferenfauna (det. M. MOSER) ist charakteristisch für höhere Obertrias (Sevatium–Rhätium):

Triasina hantkeni MAJZON

Involutina communis KRISTAN

Involutina tumida KRISTAN-TOLLMANN

Jura

Ältere Allgäu-Formation: „Unterjura-Hornsteinknollenkalk“, „Fleckenmergel und Fleckenkalk“ (Hettangium–Sinemurium)

Mittel- bis dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger, kieselig-ebenflächiger Hornsteinknollenkalk mit an der Oberfläche herauswitternden Schwammnadeln und fleckigen, bioturbaten Kalkmergeln (Fleckenkalk, Fleckenmergel). Der Waldboden ist im Bereich der Hornsteinknollenkalke mit Hornsteinsplitterchen übersät.

Adnet-Formation (Pliensbachium)

Es handelt sich um einen roten-hellroten, dünnbankigen, mikritischen, etwas Bivalven-Filament und Crinoiden sowie juvenile Ammoniten(bruchstücke), Brachiopoden und kleine, hochtrochospirale Gastropoden führenden Knollenkalk. Fließende Übergänge in Crinoidenspatkalk (Hierlatzkalk) können vielfach beobachtet werden, wie es auch EGGER (1988: 250) aus den Unterjura-Rotkalken auf ÖK 69 Großraming beschreibt. In einer Schliffprobe, die roten Adnet-Knollenkalken unmittelbar über Oberrhätalken (960 m SE' Koglerstein, 1.090 m SH) an der Basis der Hierlatzkalk-Wandstufe entnommen wurde, konnten mehrere Exemplare von *Involutina liassica* JONES und *Involutina turgida* KRISTAN angetroffen werden. Die am Wanderweg zur Mollner Hütte zwischen 740 und 880 m SH anstehenden Rotkalke wurden vorerst teilweise ebenso dem Adnet-Kalk zugeordnet. Im Bereich der anstehenden Rotkalke kann stets eine intensiv rote Bodenfarbe festgestellt werden. Als Sonderausbildung des Rotkalkes können auch bunte Brekzien, mit gelben oder grauen, mikritischen Komponenten, die in einer roten, ebenso mikritischen Matrix mit Crinoiden und Brachiopoden schwimmen, beobachtet werden.

Im Dünnschliff erweist sich der Adnet-Kalk als roter Biomikrit (wackestone) mit Crinoiden, pelagischen Bivalven, Kleingastropoden, Brachiopoden, Radiolarien, Schwamm-

nadeln, Seeigelstacheln, Ostrakoden und Foraminiferen. Die Foraminiferenfauna weist eine für pelagische Jura-Schwellensedimente charakteristische Zusammensetzung mit zarten Nodosarien und stärker gebauten Lenticulinen und Ophthalmidien, sowie in einer Probe *Involutina liassica* JONES, auf.

Hierlitzkalk (Pliensbachium)

Gelblich- oder hellrosa-rosagrau-rötlicher, auch roter und grauer, hellgrauer oder weißer, fein- bis grobspätiger, massiger oder, seltener, auch gebankter Crinoidenspatkalk und Crinoiden-Brachiopodenkalk, der lateral in mikritische, hellrote-rote, massige oder knollige Kalke (Adneter Kalk) übergehen kann. Bei den Brachiopoden handelt es sich meist um Rhynchonellen, seltener um Terebrateln. Besonders schöne Brachiopodenkalke konnten am Top der Felswand 170 m S' Mollner Hütte in etwa 930 m SH angetroffen werden. Nach einer ausgiebigen Beprobung dieser Brachiopodenkalke durch SIBLÍK & MOSER kann man den Crinoiden-Brachiopodenkalk als Hierlitzkalk des Unterjura (mittlerer Unterjura) ansprechen. Er enthielt eine für das Pliensbachium charakteristische Fauna (det. M. SIBLÍK, Praha):

Prionorhynchia ex gr. *serrata* (SOWERBY, 1825)
Prionorhynchia belemnitica (QUENSTEDT, 1858) (juv.)
Jakubirhynchia aff. *fascicostata* (UHLIG, 1880)
Lokutella palmaeformis (HAAS, 1912)
Apringia diptycha (BÖSE, 1898)
Gibbirhynchia aff. *curviceps* (QUENSTEDT, 1858)
Pseudogibbirhynchia sordellii (PARONA, 1880)
Cisnerospira meneghiniana (CANAVARI, 1880)
Cisnerospira aff. *sylvia* (GEMMELLARO, 1878)
Liospiriferina aff. *alpina* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina cf. *obtusata* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina sp. (?juvenile)
Dispiriferina segregata (DI STEFANO, 1886)
Callospiriferina cf. *tumida* (BUCH, 1836)
Cisnerospira sylvia (GEMMELLARO, 1878)
Buckmanithyris nimbata (OPPEL, 1861)
Bakonyithyris ovimontana (BÖSE, 1898)
Bakonyithyris ewaldi (OPPEL, 1861)
„*Terebratula*“ aff. *ascia* (GIRARD, 1843)
Linguithyris aspasia (ZITTEL, 1869)
Zeilleria stapia (OPPEL, 1861)
Zeilleria aff. *stapia* (OPPEL, 1861)
Zeilleria cf. *venusta* (UHLIG, 1880)
Zeilleria sp. (juv.)

An der Basis des Hierlitzkalkes (910 m SW' Schoberstein, 1.030 m SH), nur wenige Meter über der anstehenden Kössen-Formation, konnten ebenso Brachiopoden gefunden werden, die von Miloš Siblík bestimmt wurden und Unterjura (Pliensbachium) belegen:

Nannirhynchia reynesi (GEMMELLARO, 1874)
? *Antiptychina rothpletzi* (DI-STEFAANO, 1891) (juv.)
Zeilleria sp. inc.
Zeilleria sp. (juv.)

Dies steht im Einklang mit einer, nur 430 m östlich der oben angeführten Brachiopodenfundstelle (550 m SW' Kote 1.285 m, Schoberstein) in 1.090 m SH, nur wenige Meter über Oberrhätalkalk genommenen Schliffprobe aus mikritischem Rotkalken, die in mehreren, etwas rekristalli-

sierten Exemplaren die für den Unterjura leitende Foraminifere *Involutina liassica* JONES sowie die etwas dickschaligere *Involutina turgida* KRISTAN enthielt.

Nicht nur in den hangendsten Partien, sondern gelegentlich auch innerhalb des Hierlitzkalkes können Hornstein führende, weiße Crinoidenspatkalke beobachtet werden. Hellgelbgraue Crinoidenspatkalke treten auch nahe deren stratigrafischer Basis auf. Nach freundl. mündl. Mitt. von Herrn MILOŠ SIBLÍK können im Hierlitzkalk öfters auch hellgraue Gesteinspartien beobachtet werden, d.h. die rote Gesteinsfarbe ist noch kein ausschließlicher Hinweis auf Hierlitzkalk. Im Bereich der anstehenden Rotkalke kann stets eine intensiv rote Bodenfarbe festgestellt werden. Als nur 10–20 m mächtige Einschaltung von roten Crinoidenspatkalken in den Unterjura-Hornsteinkalk an der Ostflanke des Hochbuchberges (in 1.020–1.070 m SH) ist ebenso Hierlitzkalk entwickelt.

Chiemgauer Schichten (Unter- bis Mitteljura)

In den hangendsten Partien des Hierlitzkalkes, aber auch innerhalb des Crinoidenspatkalkes, treten sehr kieselige, Hornstein führende, rötlich-gelbe oder gelbgraue, gut gebankte Crinoidenspatkalke, feinschichtige Crinoiden-Feinschuttkalke, kieselige helle Spatkalke sowie weiße, feinspätig-feinkörnige Hornsteinknollenkalke auf. Diese sind eventuell mit den Chiemgauer Schichten auf ÖK 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011: 33) vergleichbar und stellen somit eine Übergangsfazies in diese dar.

Klaus-Formation (Mitteljura)

Hellroter-roter, feinspätiger oder mikritischer, dünnbankiger Knollenkalk im Liegenden des Mikritoidkalkes. In der Mikrofazies unterscheidet sich der Klauskalk vom lithologisch ähnlichen Adneter Kalk durch das Auftreten von sehr dicht und parallel gelagerten Filamenten („*Bositra buchii*“ oder *Paleotrix*) sowie durch das Auftreten von Protoglobigerinen. Im Dünnschliff kann der Klauskalk im Dorngraben (700 m SH) als leicht bioturbater Biomikrit bzw. packstone mit dicht gelagerten Filamenten von „*Bositra buchii*“ oder *Paleotrix*, mit Crinoiden, Foraminiferen, Ostrakoden, Radiolarien und der planktonischen Alge *Globochaete alpina* beschrieben werden.

Mikritoidkalk (unteres–mittleres Oxfordium)

Dickbankig-massig ausgebildeter, stets im Waldgelände kleine Wandstufen bildender, feinkörniger, licht-rosa, weiß-rosa, fleischfarben-rosagrau oder rötlich, seltener gelblich-hellgrau oder weiß gefärbter Kalkstein, der stets an der Basis des Oberjura auftritt.

Im Dünnschliff kann man den Mikritoidkalk als biogenführenden Oomikrit (packstone) mit „pelagischen“, mikritisch erscheinenden Ooiden, Crinoiden, agglutinierenden und milioliden Foraminiferen, etwas Filament (im Ooidkern) und Ostrakoden beschreiben. Gelegentlich sind kleine, matrixfreie, sparitische Anteile vorzufinden.

Ruhpoldinger Radiolarit (oberes Oxfordium)

Wenige Meter mächtige rote Radiolarite konnten bislang nur an einer einzigen Stelle (interessanterweise im unmittelbar Hangenden des Mikritoidkalkes) angetroffen wer-

den (860 m SW' Kote 1.222 m). Er wird dort von der Ammergau-Formation (Aptychenkalk) überlagert. Sein Alter kann daher mit oberem Oxfordium angegeben werden.

Steinmühlkalk (Kimmeridgium–oberes Berriasium)

Rot, hellrot, grünlich oder hellrosa gefärbter, dünnbankiger, ebenflächiger oder knolliger, feinkörnig-mikritischer Kalkstein und, seltener, Crinoidenspatkalk. In der Mikrofazies zeichnen sich die Steinmühlkalke vor allem durch die Führung zahlreicher, wirt gelagerter Schwebcrinoidenhäcksel von *Saccocoma* AGGASIZ, als auch durch massenhaftes Auftreten von Calpionellen aus (Biopelmikrite, packstones).

Im Forststraßenprofil Trattenbach–Buchberghütte (Jagdhütte) kann das Kimmeridgium unmittelbar über dem Mikritoidkalk mit *Cadosina parvula* NAGY (det. D. REHÁKOVÁ) und *Saccocoma* sp. AGGASIZ und das oberste Tithonium mit folgenden Calpionellen (det. A. LUKENEDER) fossilmäßig belegt werden:

Calpionella alpina

Crassicollaria parvula

Tintinnopsella carpathica

Colomisphaera lapidosa

Calpionella grandalpina

Crassicollaria intermedia: oberes Tithonium

Crassicollaria massutiniana

Calpionella elliptalpina

Crassicollaria brevis: oberes Tithonium

Stomiosphaerina proxima

Kreide

Ammergau-Formation (Valanginium)

Die Aptychenkalke („Ammergau-Formation“) sind typisch hellgraue, basal etwas rötliche, äußerst mikritisch-dichte, meist dünnbankige, etwas tonige und flaserige Kalke mit gelegentlich wenig oder viel Hornstein. Im Verwitterungsschutt treten sie sowohl als dünne, weißlich verwitternde Kalkplättchen, als auch als knirschender Hornsteingrus auf und sind so schon leicht zu kartieren (wenn sie nicht gravitativ umgelagert worden sind). Der Boden im Bereich der Ammergau-Formation ist aufgrund des Ton- und Kieselsäuregehaltes lehmig und wasserstauend und bildet das geeignete Substrat für Almen- und Wiesengelände (z.B. im Bereich der Mollner Hütte, den Gaisbergwiesen und der Brettmaisalm). Abschnittsweise sind die stets feinkörnigen und etwas tonigen Kalke der Ammergau-Formation dickbankiger und kalkiger entwickelt, mehr mittelgrau gefärbt und führen Einschaltungen crinoidenreicher, feinspätiger allodapischer Feinschuttkalke. Darin erinnern sie dann auch an Oberalmer Schichten. Solche dickerbankigen Einschaltungen sind besonders im Bereich der Almen bei der Grünburger Hütte ausgebildet.

Im Dünnschliff zeigen sich die mikritischen Kalke der Ammergau-Formation als biogenführende, graue Mikrite (mudstones) mit etwas Crinoidenspreu, Bivalvenfilament, Bivalven, Ostrakoden, Foraminiferen und Radiolarien. Die Foraminiferen mit Lenticulinen, Sprillinen und Nodosarien sind typisch für pelagisch-mikritische Kalksteine und ähnlich entwickelt wie in den mikritischen Rotkalken des Jura.

Schrambach-Formation (Valanginium–Barremium)

Dünnbankig-flaseriger, grünlichgrau-fleckiger, harter Kalkmergel. Im Gegensatz zu BRAUNSTINGL (1986) möchte ich nur den ausgesprochen mergeligen Anteil der Unterkreide-Schichten zur Schrambach-Formation stellen und von den deutlich kalkigeren Aptychenschichten (Ammergau-Formation), die BRAUNSTINGL (1986) nicht erwähnt, abtrennen.

Losenstein-Formation (oberes Albium–Cenomanium)

Im untersten Dorngraben und im Graben Richtung Grünburger Hütte sind braun verwitternde, feinkörnige, dunkelgraue, harte Sandsteine mit karbonatischer Matrix und flyschoider Ausbildung mit Wühlspuren sowie grünlich-graue Tonmergel und bräunliche, feinsandige Tonmergel aufgeschlossen, die von BRAUNSTINGL (1986: 141) zurecht der Losenstein-Formation zugeordnet worden sind. Sie zählen bereits zur nördlichsten tektonischen Einheit der Nördlichen Kalkalpen, der Ternberg-Decke.

Quartär

Altmoräne oder glazifluviatile Ablagerung (Riß)

In dem flachen Alm- und Wiesengelände, das unmittelbar nördlich der Blumau gelegen ist, bzw. das südlich des Dorngraben-Einganges liegt, können eindeutig rißbeiszeitliche Sedimente nachgewiesen werden. Sie erstrecken sich vom Niveau der Niederterrasse (in 440 bzw. 420 m SH) aufwärts bis auf etwa 520–540 m SH. Die Zusammensetzung dieser pleistozänen Sedimente ist ausgesprochen polymikt (umfasst fast alle Formationen der Trias und auch einige Jurakalke), die Komponenten sind immer wieder gut gerundet oder kantengerundet, daneben gibt es auch Blöcke. Die Matrix dürfte sandig gewesen sein und klebt auf den konglomerierten Stücken. Die Moränen belegen, dass sowohl das Steyrtal nördlich Molln, als auch das Tal der Krummen Steyrling bei der Blumau bis mindestens etwa 540 m SH zur Riß-Eiszeit mit Gletschereis erfüllt waren.

Eisrandterrasse (Riß)

Der zwischen 430 und 440 m SH östlich eines kleinen Bergrückens gelegene Terrassenrest unmittelbar südlich des Ortsteiles Gradau kann nach VAN HUSEN (2006: 77) als Eisrandterrasse, die sich am Rand der zerfallenden Gletscherzunge der Riß-Eiszeit abgelagert hat, angesprochen werden. Damit liegt diese Sanderterrasse etwa um 30 Höhenmeter tiefer als jene südlich von Molln (VAN HUSEN, 1973: A 42), was eventuell auf die etwas nördlichere Position des Terrassenkörpers in Bezug auf den rißbeiszeitlichen Steyr-Gletscher zurückgeführt werden kann. Andererseits ist die Eisrandterrasse in der Gradau etwa 20 Höhenmeter höher gelegen als das oberste Terrassenniveau der Niederterrasse, sodass eine würmeiszeitliche Bildung mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann.

Die Eisrandterrasse der Gradau liegt unmittelbar dem Wettersteinkalk der Umgebung auf. In den Aufschlüssen einer kleinen Kiesgrube am Rand des Betriebsgeländes der Fa. Bernegger kann man gut den undeutlich lagigen Aufbau der Terrasse beobachten. Das Terrassenmaterial selbst ist feinkörniger als jenes der Niederterrasse und besteht aus matrixreichen Fein- bis Mittelkiesen. Der hohe Feinkornanteil (Schluff, Ton) gibt dem Sediment, vor al-

lem an der Basis des Kieskörpers, abschnittsweise eine fast schichtungslos-moränenartige Zusammensetzung. Trotzdem kann man aufgrund des lagenweise wechselnden Feinkornanteiles eine grobe Schichtung erkennen. Die Kieskomponenten selbst sind kantig oder kantengerundet, nur seltener gut gerundet und zeigen aufgrund einer fast monomikten Zusammensetzung aus Wettersteinkalk ein mehr lokales Einzugsgebiet von Osten her (Gräben unterhalb vom Gaisberg) an. Der Wettersteinkalk dürfte bis zu 90 % an der Komponentenzusammensetzung teilhaben, der Rest entfällt auf Hauptdolomit und Jura-Rotkalke (ebenso von Osten her), aber auch auf ortsfremde Komponenten wie Werfener Schichten, die wahrscheinlich vom Gletscher aus dem Raum Windischgarsten herantransportiert worden sind. Blöcke aus Wettersteinkalk sind seltener und finden sich vor allem im oberen Abschnitt des Sedimentkörpers. Typische Eisrandsedimente befinden sich im Südostteil der Kiesgrube. Es handelt sich hier um deutlich schräggeschichtete, sandreiche Fein- bis Mittelkiese eines „fore-sets“, dessen Komponenten ebenso kantig-kantengerundet, seltener gut gerundet sind und die selbe Zusammensetzung zeigen wie oben. Die sandige Matrix ist eher grobkörnig (Mittel- bis Grobsand) und somit typisch glaziofluvial. Lagenweise ist der sandige Feinkies auch konglomeriert.

Die Eisrandterrasse der Gradau erstreckt sich von der erwähnten Kiesgrube im Betriebsgelände des Kalkwerkes der Fa. Bernegger am östlichen Talrand weiter nach Norden bis zu einer terrassenartigen Verflachung oberhalb der Kote 420 m. Dort ist im steilen Waldgelände unterhalb eines flachen Wiesenareals in etwa 430 m SH ein undeutlich geschichteter, grobsandreicher, konglomerierter Feinkies mit kantengerundeten Komponenten und vereinzelt gut gerundeten Grobkieskomponenten aufgeschlossen, der das nördliche Ende der rißzeitlichen Eisrandterrasse markiert.

Niederterrasse (Würm)

Gut gerundete und geschichtete, sandreiche Grobkiese bauen die Niederterrasse auf, die auch das Becken von Molln erfüllt. Die Niederterrasse zeigt mehrere, gut ausgebildete Terrassenniveaus, deren oberstes Niveau im Raum Molln auf 420 m SH gelegen ist. Im Tal der Krümmen Steyrling (Äußere Breitenau) steigt das oberste Niveau der Niederterrasse allmählich auf 440 m SH an.

Gehängebrekzie (Pleistozän)

In der unmittelbaren Umgebung des bereits stillgelegten Steinbruches der Fa. Bernegger in der Gradau können Gehängebrekzien beobachtet werden, die dem anstehenden Wettersteinkalk direkt aufliegen. Die Gehängebrekzien setzen sich ausgesprochen monomikt aus kantigem Wettersteinkalkschutt zusammen und sind teilweise gut mit kalkigem Zement verfestigt.

Ebenso bemerkenswert ist eine Gehängebrekzie, die am Rand einer Almfläche nördlich der Gradau in 520–560 m SH ansteht und sich aus kantigem Schutt von Guttenstein- und Reifling-Formation zusammensetzt.

Murenkörper und Rutschhänge (Holozän)

Ein etwas größerer Murenkörper wurde in einem Graben im Bereich der Lunz-Formation an der Nordseite des Gaisberges beobachtet. Weitere, kleinere Murenkörper, vor allem im Bereich von Lunzer Sandstein und Reingrabener Tonsteinen, blieben auf der Karte unberücksichtigt. Erwähnenswert erscheinen zwei mittlerweile stark überwachsene Murenkörper im steilen Wiesengelände südlich unterhalb des Schobersteins (etwa 1.100 m SH), die wahrscheinlich durch die Waldrodung verursacht worden sind. Unterhalb der Nordflanke des Schobersteins konnte ein weiterer, lediglich aus Gesteinsschutt zusammengesetzter, heute noch aktiver Murenkörper angetroffen werden.

Anzumerken wäre, dass im Bereich Wasser stauender, toniger Formationen (v.a. Ammergau-Formation, Schrambach-Formation, Unterjura-Hornsteinkalk und Fleckenmergel) rutschungsanfällige Waldhänge mit Hangbuckeln, schiefstehenden Bäumen sowie Säbelwuchs zu beobachten sind. Ein besonders gutes Beispiel dazu ist die etwa 100 m breite und sich über 120 Höhenmeter erstreckende Gleitmasse an der Nordostflanke des Koglersteins, die sich zur Gänze aus dem feinen, tonigen Verwitterungsschutt der Ammergau-Formation zusammensetzt. Sie ist bereits von BRAUNSTINGL (1986) richtig erkannt worden und auch im Laserscan gut zu erkennen.

Wildbachsediment, Schwemmkegel (Pleistozän, Holozän)

Der tiefe Graben westlich der Mollner Hütte, durch den auch der markierte Wanderweg verläuft, wird unterhalb etwa 700 m SH rasch breiter und der ganze Graben wird hangabwärts mit feinem und grobem Felsschutt, der aufgrund der großen mitgeführten Blöcke nur von einem Wildbach transportiert worden sein kann, erfüllt. Die grobe alluviale Grabenfüllung sammelt das Wasser der im Einzugsgebiet gelegenen Quellen und leitet es als kleinen Bach talwärts ab. Insgesamt konnten hier drei für die Trinkwasserversorgung gefasste Quellen, die aus den Grundwasser führenden Schichten des Schuttkörpers Wasser entnehmen, beobachtet werden. Am Unterlauf mündet der Wildbach in den großen und breiten Schwemm- und Murenkegel von Gstadt, wo er offensichtlich in das Niveau der Niederterrasse ausläuft und sich sogar mit dieser verzahnt. Nach VAN HUSEN (2006: 77) sind diese mächtigen Wildbach- und Schwemmfächersedimente unter den extremen klimatischen Bedingungen des Hochglazials entstanden.

Ein weiteres, nicht so breit ausgebildetes Wildbachgerinne bildet der Pranzlgraben, in dessen alluvialen Schuttablagerungen auch mehrere gefasste Quellen beobachtet werden konnten. Am Grabenausgang des Pranzlgrabens ist ein breiter Schwemmkegel entwickelt, der ebenso in das Niveau der Niederterrasse ausläuft. Das gleiche gilt auch für den schmalen Schwemmkegel aus dem Hutmannsgraben, der im Oberlauf rasch steil und felsig wird.

Weitere Schwemmkegel treten am Unterlauf tieferer oder seichter Gräben im Hauptdolomitgebiet von Roßberg auf und laufen alle in das Niveau der Niederterrasse aus.

Hang- und Blockschutt (Holozän)

Unterhalb der Felswände von Dürrem Eck (Kote 1.222 m) und Gaisberg (Kote 1.267 m) haben sich, gemäß dem klein-

klüftig-feingliedrig zerfallenden lagunären Wettersteinkalk, am Wandfuß größere Hangschuttmassen (u.a. Schutthalden) aus kleinstückigem Wettersteinkalkschutt angehäuft. Felssturzareale sind im Wettersteinkalk eher selten. Hingegen bilden Plattenkalk und Mikritoidkalk vielfach grobblockiges Hang- und Blockschuttmaterial.

Aus den bis zu 200 m hohen, aus Hierlatzkalk (und Adneter Kalk) bestehenden Nordwänden des Schobersteins hat sich, wahrscheinlich nacheiszeitlich, eine kleine Bergsturzmasse gelöst. Da sowohl der Wandfuß, als auch das grobe, bis zu hausgroße Blockwerk den Wasser stauenden und tonigen Aptychenschichten (Ammergau-Formation) auflagen, sind sowohl bis zu 30 Höhenmeter talwärts abgeglittene Wandpartien, als auch offene Spalten im Blockwerk, die langsame, talwärtige Gleitbewegungen des Blockwerks belegen, zu beobachten (gravitative Massenbewegungen).

Bemerkenswert ist, dass einige, unter kleinen Felswänden liegende Almgebiete, als auch besiedelte Gebiete im Tal der Krummen Steyrling durch hohe Fangzäune abgesichert worden sind, sodass offensichtlich immer wieder Steinschlag an diesen kritischen Stellen erwartet wird.

Anthropogene Ablagerung

Im Gelände des ehemaligen Steinbruches Gradau der Fa. Bernegger wird zurzeit in einer der unteren Etagen eine Bodenaushubdeponie betrieben. Große Aufschüttungen wurden auch unterhalb des Steinbruches Pfaffenboden (Fa. Bernegger) getätigt.

Zur Tektonik des Gebietes

GAITANAKIS (1977: 195) und BRAUNSTINGL (1986: 82) untergliedern das von mir kartierte Gebiet der Reichraming-Decke in drei Schuppen: die Klausriegler-Schuppe, bestehend aus Obertrias, Jura und Unterkreide im Norden, die Gaisberg-Schuppe, bestehend aus einer fast kompletten, aber stark verschuppten Trias- und Jura-Schichtfolge in der Mitte, und die Schoberstein-Schuppe, bestehend aus einer stark verfalteten, zerscherten und verschuppten Obertrias-, Jura und Unterkreide-Schichtfolge im Süden. Die Grenze der einzelnen Schuppen verläuft dabei fast senkrecht zur nach Norden gerichteten Haupteinspannungsrichtung etwa in W-E-Richtung. Aus dem Verschnitt mit der Topografie geht deutlich hervor, dass die Trias der Gaisberg-Schuppe an einer steil-mittelsteil südfallenden Überschiebungsfläche von der Unterkreide (Ammergau-Formation) der südlicher gelegenen Schoberstein-Schuppe überschoben wird und die Gaisberg-Schuppe ihrerseits die Klausriegler-Schuppe im Norden steil überschiebt. Dies entspricht dem vorgosauischen, mittel-/oberkretazischen Decken-, Falten- und Schuppenbau im Bajuvarischen Deckensystem (Deformationsphase D₀ von DECKER, 2015: 39). Unterstrichen wird der nordvergente Schuppenbau auch durch annähernd W-E streichende Faltenachsen in der Gutenstein- und Reifling-Formation der Gaisberg-Schuppe. Einer deutlich jüngeren Deformationsphase gehören die (W)NW-(E) SE streichenden dextralen Blattverschiebungen (z.B. dextrale Harnischflächen im Steinbruch Gradau) und aber auch dazu konjugierte Scherflächenpaare in der Obertrias der Klausriegler-Schuppe nördlich Dorngraben (die NNW-

SSE-Kompression anzeigen) an. Diese können nach DECKER (2015: 40) einer Top NW-gerichteten Deformationsphase D₁ im Paläogen (Eozän) zugeordnet werden. Ebenso fällt die Ausbildung der WNW-ESE streichenden, dextralen „Dorngraben-Störung“ (welche die Schuppengrenzen um etwa 700 m dextral versetzt) ebenfalls in die gleiche tektonische Phase. An dieser Störung ist sogar basales Haselgebirge eingeschuppt worden (Dorngraben, 600 m SH). An einem ebenso dextralen, WNW-ESE streichenden Bruchsystem sind sowohl im Steinbruch Gradau, als auch im Steinbruch Pfaffenboden (Fa. Bernegger) schwarzbraune Sand- und Tonsteine der Lunz-Formation sowie dunkelgraue Kalkmergel der Partnach-Formation in den lagunären Wettersteinkalk eingeschuppt worden. Das gleiche Bruchsystem durchsetzt auch die mittelsteil nordfallende Jura-Schichtfolge am Bergkamm ESE des Steinbruches. Diese Einschuppungen können nur einer NW-vergente, in das Paläogen fallenden tektonischen Phase zugeordnet werden (vgl. Anlage der Windischgarstener Störung). Die Klausriegler-Schuppe stellt die nördlichste tektonische Einheit der Reichraming-Decke dar und zeichnet sich durch eine über der Beckenfazies des Unterjura (Unterjura-Hornsteinkalk) folgende, geringmächtige Schwellenentwicklung im Mitteljura aus (Klauskalk). In diesem Sinne setzt sich auch strukturell die Klausriegler-Schuppe vom Dorngraben nach Westen, in den Großen Landsberg (Kote 899 m) fort. Von der sinistralen „Landsbergstörung“ nach Süden versetzt, dürften auch die „Krautige Eben“ und der Rinnerberg (Kote 878 m) weiter im Südwesten der Klausriegler-Schuppe zuzuordnen sein.

Die Mittel- und Obertrias der Gaisberg-Schuppe setzt sich unmittelbar westlich der „Hohen Dirn“ (Kote 1.134 m) von ÖK 69 Großraming gerade nach Westen fort. In der Gradau quert sie ungestört das Steyrtal, wird jedoch im Bereich des „Rabenstein“ von einer markanten, WNW-ESE streichenden Bruchlinie mit dextralem Versatz (Deformationsphase D₁ nach DECKER, 2015: 40) abgeschnitten und tritt weiter südwestlich davon nicht mehr zutage, da sie im Bereich Rinnerberger Bach-Plachwitz zur Gänze von der südlicheren Schoberstein-Schuppe überlagert wird. Im Gegensatz zu MOSER et al. (2016: 331–332) möchte ich nun nicht mehr die Deckengrenze zwischen Reichraming-Decke im Süden und Ternberg-Decke im Norden in den Bereich Rinnerberger Bach-Sonnkogel legen, sondern in den schmalen Jungschichten-Streifen westlich des Rinnerberges. Die ehemalige Deckengrenze im Bereich des Rinnerberger Baches wird hingegen zur Schuppengrenze zwischen Klausriegler-Schuppe (Rinnerberg) und Schoberstein-Schuppe (Plachwitz-Hambaum).

Die steil stehende Schichtfolge Obertrias-Unterkreide der Schoberstein-Schuppe dürfte sich mit großer Wahrscheinlichkeit in den ruhiger und aufrecht gelagerten, leicht verfalteten Obertrias-Arealen (Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Plattenkalk) des Plachwitz-Riedberg-Steinkogel-Ochsenkogel-Zuges fortsetzen. Der hellrote Crinoidenspatkalk in der markanten Felswand etwa 1 km NE' Micheldorf („Pröllwand“ im Pernsteingraben) kann wahrscheinlich dem mächtigen unterjurassischen Hierlatzkalk der Schoberstein-Schuppe zugerechnet werden, wie es durch das Auftreten von *Involutina liassica* JONES auch biostratigrafisch belegt ist. Im Bereich des Schwarzgrabens tritt die Schoberstein-Schuppe bereits ganz an den Nordrand der Reichraming-Decke, was in erster Linie auf die

markante WNW–ESE streichende Blattverschiebung („tear fault“) im Bereich des Rabensteins zurückzuführen sein wird.

An der Südseite des Gaisbergzuges sind vor allem NNE–SSW streichende Brüche mit geringem Horizontal-, aber dafür bedeutendem Vertikalversatz zu erkennen. Dazu konjugierte NNW–SSE streichende Brüche sind ebenso vorhanden. NE–SW streichende Großbrüche zeigen sinistralen Versatz, während die mehr in N–S-Richtung verlaufenden Brüche dextralen Versatz erkennen lassen. Daraus lässt sich ein N- bis NNE-gerichtetes tektonisches Spannungsfeld (Deformationsphase D_2 bei DECKER, 2015: 44), das mit einem jungen, paläogenen, nordvergenten Überschiebungsbau der Nördlichen Kalkalpen in Einklang gebracht werden kann, ableiten. Ein ähnliches, konjugiertes Bruchlinienpaar besteht an der Nordseite des Schobersteins, wo NE–SW streichende sinistrale Brüche, die auch die Schuppengrenze versetzen, von dextralen NW–SE-Brüchen abgelöst werden und ein etwa NE-gerichtetes, nachgosauisches Spannungsfeld andeuten.

Das generelle Schichtstreichen pendelt zwischen W–E und WNW–ESE und lässt sich zusammen mit W–E und WNW–ESE streichenden Faltenachsen einem tektonischen Beanspruchungsplan nach Norden zuordnen. Im Bereich der Gaisberg-Schuppe kann nur im Ostabschnitt (Pfaffenboden) eine nach Osten abtauchende Antiklinalform in der dem Wettersteinkalk auflagernden Obertrias erkannt werden. Der Hauptteil der Gaisberg-Schuppe hingegen setzt sich viel mehr aus einer fast einheitlich S- bis SE-fallenden südlicheren Teilschuppe mit einer kompletten Mitteltrias- und Obertrias-Schichtfolge (Anisium–Norium), und einer nördlicheren Teilschuppe mit zerschertem Wettersteinkalk in meist lagunärer Entwicklung und auflagernder Obertrias zusammen.

Auch SPENGLER (1959: 199) spricht bereits vom Gaisberg als eine „*steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe*“ und nicht so sehr von einer Faltenstruktur. Getrennt werden die beiden Teilschuppen durch dextrale Blattverschiebungssysteme, die wahrscheinlich dem nachgosauischen Falten- und auch Deckenbau zuzuordnen sind. Innerhalb der Jura-Schichtfolge der Schoberstein-Schuppe müssen vor allem im Bereich der inkompetenten Ammergau-Formation starke Verschiebungen angenommen werden. Die z.T. inkompetenten und geringmächtigen Juraschichten wurden nicht nur stark gefaltet, sondern auch an einer gemeinsamen basalen Scherfläche (wahrscheinlich der Unterjura-Hornsteinkalk) von der unterlagernden Trias abgesichert und als „*imbricate structure*“ mehrfach übereinander geschoben (z.B. drei übereinanderliegende Schuppen am Weg zur Mollner Hütte, die sich alle aus denselben geringmächtigen Schichtgliedern aus Oberjura/Unterkreide zusammensetzen).

Zur Mächtigkeit der Ammergau-Formation kann man keinerlei Angaben machen, da die Schrambach-Formation weitgehend fehlt und die Ammergau-Formation deutlich durch Schuppen- und Faltenbau zu große Mächtigkeiten aufweist. Beiderseits des Pranzlgrabens als auch an der Nordseite des Schobersteins kann die Einschuppung sogar obertriadischer Gesteine (Hauptdolomit, Kössen-Formation, Oberrhätalk) in die Ammergau-Formation beobachtet werden.

Wahrscheinlich stecken auch noch kleinere Schuppen aus Jura-Rotkalken und Unterjura-Hornsteinkalken in der tektonisch angeschuppten Ammergau-Formation in diesem Gebiet. Weiters kann das rasche tektonische Auskeilen einzelner kompetenter Schichtglieder wie Mikritoidkalk, Oberrhätalk und Unterjura-Hornsteinkalk im Streichen der Schichtfolgen der Schoberstein-Schuppe beobachtet werden.

Ganz am Südostrand des Kartierungsgebietes tritt im Bereich des Roßbaches eine Hauptdolomit-Antiklinale auf, in deren Kern bei Gehöft Roß Opponitz-Formation, an zwei NW–SE-Störungen eingeklemmt, auftritt.

Literatur

ARTHOFFER, P. (1995): Die Mineralführung der Triaskalke im Bereich Gaisberg – Dürres Eck bei Molln im Steyrtal, Oberösterreich. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **10**, 21–26, Linz.

BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.

DECKER, K. (2015): Fracture and fault analysis Wetterstein limestone – quarries Gradau and Pfaffenboden / Molln. – Unveröffentlichter Bericht, Universität Wien, 10 S., Wien.

EGGER, J. (1988): Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 245–254, Wien.

EGGER, J. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, J. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zu Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GAITANAKIS, P. (1977): Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **24**, 189–201, Wien.

GEYER, G. (1909): Aus den Umgebungen von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1909**, 129–143, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1912): Spezialkarte 1:75.000 Kirchdorf a.d. Krems. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie, 4852 Kirchdorf, M.1:75.000. – 66 S., Wien (Verlag der k. u. k. Hofbuchhandlung).

GÜRS, K. (1987): Bericht zur zweimonatigen Kartierung des Gaisberg-Schobersteingebietes bei Molln / Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Geologische Studienarbeiten der Gutenberg-Universität, 35 S., Mainz.

HORNUNG, T. (2015): Kartierung Schillereck (Sengsengebirge, UTM-Blatt 4201 Kirchdorf a.d. Krems). – *Aufnahmebericht, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18802-RA/68/2015*, 42 S., Salzburg.

LUKENEDER, A. (2004): Stratigrafische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoiten in der Losensteiner Mulde (Ternberg-Decke, Nördliche Kalkalpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/2**, 173–189, Wien.

MOSER, M. (2014): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Thurnhamberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.

MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D. & ČORIĆ, S. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 326–335, Wien.

PAVLIK, W. (1984): Stratigrafie und Tektonik im Raum westlich der Enns zwischen Losenstein und Reichraming. – Unpublizierte Vorarbeit, Universität Wien, 75 S., Wien.

SCHEFZIK, G. (2003): Schlussbericht zur Ingenieurgeologischen Dokumentation Förderstollen Pfaffenboden. – Ingenieurkonsulent für Technische Geologie, Villach.

SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336, Wien.

SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 193–312, Wien.

VAN HUSEN, D. (1973): Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Steyrtal auf dem Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A 42–A 43, Wien.

VAN HUSEN, D. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1+2**, 77–78, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER

Reichraming-Decke westlich Micheldorf an der Krems – Gebiet In der Krems, Thurnhamberg, Schabenreitnerstein, Gradenalm, Herrentisch

Das hier vorliegende Kartierungsgebiet umfasst die nördlichsten Elemente der hochbajuvarischen Reichraming-Decke unmittelbar westlich Micheldorf an der Krems, nämlich zwischen der W–E streichenden Talung „In der Krems“ (mit dem Kremursprung) im Süden, und dem Kalkalpennordrand unmittelbar südlich der „Ziehberg-Straße“ von Micheldorf an der Krems nach Steinbach am Ziehberg im Norden. Aufgabe war es dabei, die alte, durchaus detailreiche und auch erstaunlich lagegenaue geologische Karte 1:75.000 von GEYER & ABEL (1913) durch eine geologische Neuaufnahme in den modernen Aufnahmemaßstab 1:10.000 überzuführen und allfällige Neuigkeiten in Stratigrafie und Tektonik für den betrachteten Raum zu erarbeiten und auszukartieren. Im Gebiet des Schabenreitnersteins (Kote 1.143 m) und Thurnhamberges (Kote 984 m) konnte weitgehend Übereinstimmung mit der von GEYER & ABEL (1913) dargestellten, WNW–ESE streichenden Juralmulde (mit Allgäu-Formation im Kern) inklusive der darin beschriebenen Schichtfolge (GEYER, 1910: 181) vorgefun-

den werden. Auch die von GEYER (1910: 181) vermutete Jura-Kreide-Mulde im Bereich der Gradenalpe (mit Aptychenschichten im Kern) konnte durchaus bestätigt werden. In den anderen Abschnitten des Kartierungsgebietes ergaben sich jedoch schon Abweichungen v.a. von der von GEYER & ABEL (1913) dargestellten Trias-Schichtfolge Wettersteinkalk–Lunzer Schichten–Opponitzer Schichten–Hauptdolomit, die nur in Teilen als Schichtfolge angesehen werden kann. Am Kalkalpenrand im Norden hingegen muss hier vielmehr von einer schmalen Schuppenzone aus Opponitzer Schichten, Lunzer Schichten und Hauptdolomit gesprochen werden, in die eine an Wettersteinkalk erinnernde Schuppe tektonisch eingelagert ist.

Mit der in einem kleinen Kärtchen in einem Projektbericht der Geologischen Bundesanstalt aus dem Jahr 2002 (LIPARSKI et al., 2002: Abb. 50) dargestellten Geologie konnte überhaupt keine Übereinstimmung, auch nicht in der Trias- und Jura-Stratigrafie, gefunden werden. Eine völlige Neukartierung erschien gegenüber dieser Darstellung auf jeden Fall notwendig. Leider ist diese verfälschende Darstellung auch in die Geologische Übersichtskarte 1:200.000 von Oberösterreich (KRENMAYR et al., 2006), auch vom Autor, übernommen worden.

Tektonik

Da sich die Obertrias, v.a. die Opponitzer Schichten des nördlichen Thurnhamberges (Kote 984 m), nach Osten mühelos mit der Obertrias vom Georgenberg (Kote 595 m) und der Obertrias im Bereich des Steinbruches der Micheldorfer Zementwerke („Im Himmel“) verbinden lässt und diese wiederum die normale stratigrafische Basis des Hauptdolomits „In der Krems“–Parnstall–Schön–Kienberg–Ochsenkogel darzustellen scheinen, möchte ich den Bereich des Thurnhamberges und Schabenreitnersteines der hochbajuvarischen Reichraming-Decke zuordnen, da keine größeren Überschiebungen innerhalb dieser genannten Bereiche zu erwarten sind. Der Wettersteinkalk, der ganz am Kalkalpenrand südwestlich oberhalb Micheldorf noch einmal einen Teil eines Wandzuges ausbildet, hat sich als tektonisch amputierte Basis der eng verfalteten und verschuppten karnischen Schichtglieder darüber herausgestellt, sodass hier keine normale Schichtfolge über dem Wettersteinkalk mehr vorhanden ist. Auch die Juralmulde des Schabenreitnersteines lässt mit dem Auftreten von massigem Oberrhätalk eine hochbajuvarische Stellung des Schabenreitnerstein–Thurnhamberg-Zuges vermuten.

Bemerkenswert sind auch Ausbildung und Struktur der Thurnhamberg-Schabenreitnerstein-Mulde. Diese zeigt einen engen, vorwiegend gegen Nordosten gerichteten, tiefen Muldenbau mit einem steil bis überkippt gelagerten Hauptdolomit und Plattenkalk im S(W)-Schenkel und einem flach bis steil nach S(W) einfallenden Hauptdolomit und Plattenkalk im N(E)-Schenkel. Die Falte ist also NE-vergent bis fast E-vergent (im Süden) ausgerichtet. Die Schichtfolge ist in dieser engepressten Synklinale teilweise stark tektonisch reduziert worden, sodass der Plattenkalk, vor allem aber die rhätischen Schichtglieder zum Teil zur Gänze fehlen können. Andererseits wiederum können Schichtverdopplungen kompetenter Schichtglieder, z.B. im Rhätalk an der Forststraße an der Nordseite des Schabenreitnersteines (in 950 m SH), auftreten. Insgesamt muss die tektonische Anlage der Thurnhamberg-Schabenreitnerstein-Mulde mit der „jungtertiären“, NE-gerichteten

Überschiebungstektonik der Kalkalpen in Zusammenhang gebracht werden – vielleicht auch als Ausdruck der „Mischelderfer Scharung“, also eines ostgerichteten Einbiegens der bajuvarischen Decken westlich des Kremstales in NNW–SSE-Richtung – als tektonisches Gegenstück zu den nach Westen eingedrehten Weyerer Bögen im unteren Ennstal.

Zwischen der Thurnhamberg-Schabenreitnerstein-Mulde im Norden und der Juramulde der Gradenalm im Süden bildet der Hauptdolomit eine NW–SE streichende Antiklinale („Sattelhalb-Antiklinale“), deren Nordschenkel steilgestellt oder überkippt gelagert ist, während deren Südschenkel flach nach Südwesten abtaucht. Somit ist auch diese Antiklinale NE-vergent ausgerichtet.

Die tiefbajuvarische Ternberg-Decke dürfte in diesem Abschnitt zur Gänze von der tektonisch stark verkürzten Reichraming-Decke überschoben worden sein, so dass nördlich davon nur noch die Kreide der „Randcenoman-Schuppe“ an die Oberfläche gelangt.

Stratigrafie

Felssturz, Blockwerk (Pleistozän)

Am Beginn des markierten Wanderweges von der Krems zur Gradenalm ist unmittelbar gegenüber vom Kremsursprung nahe dem Hangfuß zwischen 600 und 670 m SH sehr grobes Blockwerk aus Oberrhätalkalk, Hierlatzkalk, Plattenkalk und Kössen-Formation angehäuft worden. Dieses dürfte in pleistozäner Zeit aus einer Felsstufe am Südkamm des Thurnhamberges in etwas über 900 m SH herausgebrochen und in der Höhe eines älteren Talniveaus liegengelassen sein.

Gehängebrekzie (Pleistozän)

Rund um den Thurnhamberg hat es in den tieferen Partien auch während des Pleistozäns große, periglaziale Schuttanhäufungen von Hauptdolomit und Opponitzer Schichten gegeben, die heute als verfestigte Brekzien sehr relikthaft erhalten geblieben sind.

Losenstein-Formation (oberes Albium–Cenomanium)

Die Losenstein-Formation tritt in ihrer gröberklastischen Ausbildung als Teil der tiefbajuvarischen „Randcenoman-Schuppe“ in den Hängen unmittelbar oberhalb der Ziehbergstraße zwischen 600 und 730 m SH auf. Es handelt sich hier vorwiegend um fein- bis grobkörnige Sandsteine, seltener auch um Feinkonglomerate, die ganz offensichtlich reich an exotischen Geröllen sind. Unter den sehr gut gerundeten exotischen Geröllen, die man überall im Waldboden auslesen kann, sind öfters graue Quarzporphyrgerölle (keine ost- oder südalpine Herkunft), Quarzitgerölle und Granitgerölle, wie Feinkorngranite, die stark an die jungpaläozoisch-moldanubischen Granite erinnern, aufzufinden. Eine genaue Beschreibung der Losenstein-Formation am Nachbarblatt (ÖK 67 Grünau im Almtal) gibt PREY (1951: 155).

Ammergau-Formation (Unterkreide)

In dem die Gradenalm im Süden begrenzenden Graben sind dünnbankig und dünn-schichtig-flaserig ausgebildete, mikritische, helle, etwas Hornstein führende Aptychenkalke aufgeschlossen.

Allgäu-Formation (mittlerer und höherer Unterjura)

Die Allgäu-Formation ist das jüngste Schichtglied in der Thurnhamberg-Schabenreitherstein-Mulde. Sie setzt sich aus meist mittelgrauen, mittelbankigen, ebenflächigen, tonigen, oftmals fleckigen, feinkörnigen, Hornstein führenden Mergelkalcken und Kalkmergeln (Fleckenmergeln) mit mittelgrauen Mergelschieferzwischenlagen zusammen.

Adnet-Formation (unterster Jura)

Roter, mikritischer Knollenkalk im unmittelbar Hangenden der Oberrhätkalke und im Liegenden der Allgäu-Formation kann zweifellos als Adnet-Formation angesprochen werden. Laterale Übergänge in rote, crinoidenspätige Kalke (Hierlatzkalk) sind ebenso erkennbar. Meistens sind die Rotkalke jedoch mikritisch ausgebildet. Aufgrund seiner geringen Mächtigkeit (1 m) kann die Adnet-Formation leicht übersehen werden oder auch gänzlich fehlen.

Oberrhätalkalk (oberes Rhätium)

Der Oberrhätalkalk ist ein massiger, grobblockig zerfallender Kalkstein, der in den meisten Fällen umgelagerte Korallen oder auch Korallenstöcke, daneben aber auch Crinoiden und Bivalven erkennen lässt und dann als Riffkalk angesprochen werden kann. In einigen Fällen können jedoch auch lagunäre Fazieselemente, wie Onkoidkalke, erkannt werden. Aufgrund seiner geringen Mächtigkeit (10–20 m) ist er oft tektonisch reduziert worden und tritt dann nur in Form von lokalen Spänen innerhalb der verfalteten Schichtfolge auf.

Kössen-Formation (unteres Rhätium)

Die Kössen-Formation bildet ein nur wenige Meter mächtiges Band von dunkelgrauen, etwas mergeligen Lumachelle-Kalcken, die schöne große Bivalven und Brachiopoden in großer Anhäufung zeigen, auf. Meistens sind diese nicht direkt anstehend, sondern nur aus Geröllen, die unterhalb der Oberrhätkalke oder Jurakalke im Lokalschutt auftreten, nachvollziehbar.

Hinter der Almhütte der Gradenalm sind kurzfristig dunkelgraue Mergelkalke mit dunklen Tonmergellagen aufgeschlossen gewesen, die vom Autor als Kössen-Formation angesprochen worden sind.

Plattenkalk (oberes Norium)

Plattenkalk ist ein in den meisten Fällen gut gebankter, mittel- oder dickbankig ausgebildeter, ebenflächiger, plattig zerfallender, mittelgrauer Kalkstein, der immer wieder kleine Molluskenschalen (cm-große Bivalven), Crinoidenstreu und -schuttlagen (grainstones), oft Feinschichtungsgefüge, biogenführende Ooidkalke und, seltener auch Onkoidkalke, führen kann. Gelegentlich können auch Mikrolumachellen ausgebildet sein (Tempestitlagen), die jedoch, im Gegensatz zu den Kössener Lumachelle-Kalcken, kleinere Biogene (nur sehr kleine Muschelschälchen), geringeren Tongehalt (reine Kalke) und hellere Farbe besitzen. Weiters sind im Plattenkalk immer wieder dünnere Dolomitbänke mit Algenstromatolithen (Cyanobakterienmatten) oder dolomitische Kalkbänke eingeschaltet. Der Übergang vom Hauptdolomit in den Plattenkalk vollzieht sich rasch und ist daher gut auf der Karte abgrenzbar. Die Kalkbänke haben im Plattenkalk-Niveau weitaus die Übermacht. Die

Mächtigkeit des Plattenkalkes dürfte am Schabenreitnerstein und Herrentisch um die 100 m betragen.

Hauptdolomit (*oberstes Karnium–oberes Norium*)

Der Hauptdolomit ist typischerweise als grauer, mittelgrauer, auch braungrauer oder lichtgrauer, manchmal etwas bituminöser, meist tektonisch stark beanspruchter, kleinstückig-grusig zerfallender Dolomit mit meist nur undeutlich ausgebildeter Bankung entwickelt. Gelegentlich können sedimentär angelegte Feinschichtungsgefüge (Algenstromatolithe) beobachtet werden, aus denen das strukturelle Einfallen des Hauptdolomits ermittelt werden kann.

Opponitzer Schichten (*oberes Karnium*)

Die Opponitzer Schichten sind lithologisch recht vielfältig ausgebildet. Trotzdem können einige Charakteristika genannt werden, die das Erkennen der Opponitzer Schichten erleichtern. Neben den Opponitzer Kalken können Opponitzer Kalkmergel („Zementmergel“), mergelige Kalke, Opponitzer Dolomite, dolomitische Kalke sowie Opponitzer Rauwacken entwickelt sein. Die Opponitzer Kalke sind meistens gut gebankt, dann mittelbankig oder auch dünnbankig, ebenflächig oder wellig-schichtig ausgebildet, seltener dickbankig-massig, meistens von mittelgrauer-braungrauer, lichtgrauer oder – seltener – dunkelgrauer Farbe, sind manchmal etwas bituminös und oft feinkörnig, mit dichtem Bruch, aber auch feinspätig entwickelt. Eingeschaltet in die Opponitzer Kalke können immer wieder auch mittelgraue, dünnplattig oder bankig entwickelte Kalkmergel oder Mergelkalke aufscheinen. Neben den tonig-feinkörnigen Kalken können oft auch mächtigere dolomitische Partien auftreten, sowie Übergänge in kalkige Dolomite sowie dolomitische Kalke entwickelt sein. Stets in Verbindung mit den Opponitzer Schichten treten immer wieder mittelgraue, kalkige Rauwacken auf.

Die Böden im Bereich der Opponitzer Schichten sind oft ockerbraun, fett und lehmig, da deren Tongehalt für waserstauende Verhältnisse sorgt.

Lunzer Schichten (*unteres Karnium*)

Zumeist treten Lesesteine von braungrauen, feinkörnigen, karbonatfreien Sandsteinen zutage. Bei etwas besseren Aufschlussverhältnissen (Forststraßenanrisse) kommen auch braungraue oder dunkelgraue Silt- und Tonsteine zutage, in die schwächling schwarze kohlige Lagen eingelagert sein können.

Wettersteinkalk (? *unteres Karnium*)

Der hellgraue bis weiße, tektonisch stark beanspruchte Kalk, der als NW–SE streichender Span in die Obertrias an der Stirn der Kalkalpen (Felswände etwa oberhalb des Flugfeldes von Micheldorf) eingeschuppt worden ist, ist als Wettersteinkalk angesprochen worden. Lithologisch ist er eventuell mit dem Wettersteinkalk des Gaisbergzuges bei Molln vergleichbar.

Reichraming-Decke zwischen Grünburger Hütte und Trattenbach

Ziel der hier vorliegenden Kartierung auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krens war die Neuaufnahme jenes Teiles der Reichraming-Decke, der sich etwa von der Grünburger Hütte im Westen über den Krennkogel im Norden, der Buchberghütte (Jhtt.) im Süden bis in das Siedlungsgebiet von Trattenbach im Osten (Blattgrenze zu ÖK 69 Großraming) erstreckt.

Tektonik

Mit BRAUNSTINGL (1986) kann die Deckengrenze zwischen hochbajuvarischer Reichraming-Decke im Süden und **tiefbajuvarischer Ternberg-Decke** im Norden durch einen etwa 100 m breiten Streifen feinklastisch entwickelter **Losenstein-Formation**, der sich vom Dorngraben im Westen über die Almen nördlich der Grünburger Hütte und über den Nordfuß des Krennkogels in die Südhänge oberhalb von Trattenbach fortsetzt, definiert werden. An diese Gliederung hat sich auch der Autor gehalten, wobei lediglich zu ergänzen ist, dass Sandsteine der Losenstein-Formation auch in nördlichen Abschnitten der hochbajuvarischen Reichraming-Decke vertreten sind, was die Deckengliederung etwas erschwert. So sind an der Schuppengrenze zwischen Gaisberg-Schuppe und Klausriegler-Schuppe (sensu BRAUNSTINGL, 1986) ebenso klastisch entwickelte Oberkreide-Gesteine angetroffen worden. Da jedoch dieselben nördlichsten Elemente der Reichraming-Decke, wie die Klausriegler-Schuppe, auch Fazieselemente des Hochbajuvarikums tragen, wie z.B. die Entwicklung des obertriassischen Oberrhätalkes über sehr geringmächtiger Kössen-Formation (BRAUNSTINGL, 1986: 114), können diese nördlichsten Schuppeneinheiten auch als zwischen Hoch- und Tiefbajuvarikum vermittelnde Elemente verstanden werden.

Besonders schön ist die **Deckengrenze der Reichraming-Decke** zur Ternberg-Decke im Bereich der Forststraße, die am Nordhang nördlich der Grünburger Hütte in etwa 900 m SH entlangläuft, aufgeschlossen. Hier kann beobachtet werden, wie verschiedene Obertriaskalke und -dolomite der Reichraming-Decke („Deckenstirn“) flach den Mergeln und Sandsteinen der Losenstein-Formation aufgeschoben sind. Dabei kann auch das gravitative Zergleiten (Signatur „stark aufgelockerter Fels“) von Obertrias- und Oberjura-Kalken an der Deckenstirn der Reichraming-Decke beobachtet werden, was auf die starke, gravitativ bedingte Auflockerung klüftiger Massenkalken, die einem weichen und nachgiebigen Untergrund aus Sandstein und Tonmergel (= Losenstein-Formation) aufliegen, zurückgeführt werden kann. Zeugnis davon geben größere Kluftkörper, die sich an dm-breiten, offenstehenden Felsspalten in bereits stark aufgelockerter Lagerung langsam vom felsigen Berghang lösen und so für die Ansammlung von zahlreichem Grobblockwerk, das bereits gravitativ heruntergebrochenes Felsmaterial repräsentiert, am Hangfuß sorgen. Diese gravitativen Massenbewegungen, die die Situation „Hart auf Weich“ widerspiegeln, belegen indirekt auch die tektonische Überschiebung „harter“ Trias- und Jurakalke der Reichraming-Decke auf „weiche“ Sandsteine und Mergel der Ternberg-Decke.

Nach BRAUNSTINGL (1986: 120) umfasst die **Klausriegler-Schuppe** die nördlichsten Teile der Reichraming-

Decke. In diesem Sinne wurde versucht, die Klausriegler-Schuppe an einer klar definierten tektonischen Linie von der südlich anschließenden Gaisberg-Schuppe (BRAUNSTINGL, 1986: 84) abzutrennen. Dabei hat sich allerdings ergeben, dass die schöne Kreidemulde, auf der das Gehöft Klausriegler steht (ÖK 69 Großraming), nicht mehr Teil der Klausriegler-Schuppe (sensu BRAUNSTINGL, 1986) sein kann, da diese Kreidemulde im Bereich E' Schreibachfall in stratigrafischem Verband mit der Obertrias der Gaisberg-Schuppe steht. Die Schuppengrenze zwischen Klausriegler-Schuppe (im alten Sinn) und Gaisberg-Schuppe hingegen stellt eine ziemlich gerade verlaufende Störung, an der die kieselige Allgäu-Formation, die am Hochbuchberg ebenso noch im stratigrafischen Verband mit der Obertrias der Gaisberg-Schuppe steht, direkt an Oberjura-Gesteine der Klausriegler-Schuppe grenzt, dar. Als neuen Namen, für die nun neu abgrenzbare Klausriegler-Schuppe, würde ich den Namen „**Trattenbach-Schuppe**“ vorschlagen, da das Siedlungsgebiet Trattenbach (oberhalb des Ennstales) noch zur Gänze auf dieser nördlichsten Schuppeneinheit der Reichraming-Decke zu liegen kommt.

Der strukturelle Internbau der Klausriegler/Trattenbach-Schuppe ist durch starke Schuppung und Verfaltung gekennzeichnet. Eine in Westteil (Dorngraben) mächtig und vollständig ausgebildete, vom Hauptdolomit bis zur Ammergau-Formation reichende, nach Süden einfallende Schichtfolge, ist als Hauptelement der Klausriegler/Trattenbach-Schuppe bis unmittelbar nördlich der Grünburger Hütte durchzuverfolgen. Hier wird dann diese Schichtfolge an einem Bruch völlig bis zur kieseligen Allgäu-Formation reduziert und leitet dann gegen Osten in eine stark intern verfaltete und verschuppte Kreidemulde (hauptsächlich Ammergau-Formation) über. In ihrem Ostteil (Krennkogel, Trattenbach) besteht die Klausriegler/Trattenbach-Schuppe oft aus mächtiger Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk), der entweder geringmächtige Jura-Kalke auflagern (z.B. am Krennkogel), oder in die Jura-Gesteine eingefaltet sind (Klaus-Formation und Mikritoidkalk im oberen Ortsgebiet von Trattenbach). Gegen Süden wird die Schichtfolge der Klausriegler/Trattenbach-Schuppe durch die mergelige Schrambach-Formation und die siliziklastische Losenstein-Formation nach oben hin komplettiert. Im unteren Ortsgebiet von Trattenbach kann wiederum eine mächtige Obertrias-Entwicklung mit Hauptdolomit und Plattenkalk im Norden (nördlich Trattenbach) einer südlichen, etwas gestörten Kreidemulde mit Ammergau-Formation im Kern im Süden (südlich Trattenbach) gegenübergestellt werden.

Von der **Gaisberg-Schuppe** (BRAUNSTINGL, 1986: 84) wurde nur der nordöstlichste Teil zwischen Hochbuchberg (Kote 1.273 m) im Westen und Schreibachfall/Blattgrenze zu ÖK 69 Großraming im Osten kartierend ergänzt. Dieser Abschnitt ist vor allem durch einen intensiven und engen Faltenbau, mit annähernd W-E streichenden Kreidemulden, charakterisiert. Auch die W-E streichende, deutlich nordvergente Kreidemulde mit Kalkmergeln und Mergelschiefern der Schrambach-Formation im Kern, die sich auf ÖK 69 Großraming zum Gehöft Klausriegler hin fortsetzt, liegt in dieser Schuppe. Im Süden dieser Kreidemulde kann nämlich eine normale Schichtfolge von Plattenkalk, Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Ammergau- und Schrambach-Formation, die in leicht überkippter Lagerung dem Hauptdolomit des Gaisberg-Hochbuchberg-Zuges auflagert, erkannt werden.

Stratigrafie

Besonders erwähnenswert dürfte das vom Autor aufgefundene **neue Vorkommen von Mittelkreide (= höhere Unterkreide)-Gesteinen (Tannheim-, Losenstein-Formation)** an der Schuppengrenze zur Gaisberg-Schuppe sein. Es handelt sich dabei um dunkelgraue Tonmergel (Tannheim-Formation) und grobkörnige, siliziklastische Sandsteine mit reichlich Quarz- und auch Feldspat-Komponenten sowie mit Quarzgeröllen (Losenstein-Formation). Diese kretazischen Sand- und Mergelsteine sind tektonisch zwischen den unterkretazischen Kalkmergeln der Schrambach-Formation im Liegenden und dem Hauptdolomit der Gaisberg-Schuppe im Hangenden eingeklemmt worden. Zu erwähnen sind dabei mehrere Vorkommen direkt an der Störungslinie, die sich von der Forststraße unmittelbar SE' Buchberghütte (Jagdhütte, 860 m SH) bis an den Hangfuß unmittelbar S' von der Trattenbach-Straße in 660 m SH erstrecken. Ein direkt an der Schuppengrenze liegendes Vorkommen dunkelgrauer Tonmergel enthielt die im Aptium/Albium gehäuft auftretenden Nannofossilien *Eprolithus floralis* STRADNER 1962 und *Nannoconus truitti* BRONNIMANN 1955 (schriftl. Mitt. M. WAGREICH, Wien). Eine Mergelprobe (Grabenanriss oberhalb Trattenbach, 820 m SH) konnte mit Hilfe der (leider nur schlecht erhaltenen) Formen (det. M. WAGREICH, Universität Wien):

Rhagodiscus asper (STRADNER 1963) (Tithonium–Cenomanium) und

Rhagodiscus splendens (DEFLANDRE 1953) (Aptium–Maastrichtium)

in die **Mittelkreide** (Aptium–Cenomanium) und eine zweite Mergelprobe (siltiger Tonmergel in Grabenanriss an der Forststraße zur Buchberghütte, 860 m SH) mit den ebenfalls nur schlecht erhaltenen Formen (det. M. WAGREICH, Universität Wien und S. ČORIĆ, GBA):

Braarudosphaera bigelowii (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE, 1947 (?Cenomanium–rezent) und

Rhagodiscus asper (STRADNER 1963) REINHARDT 1967 (Tithonium–Cenomanium)

in die **höhere Unterkreide** eingestuft werden.

Die an der Deckengrenze zur Ternberg-Decke ausgebildete **Losenstein-Formation (oberes Albium–Cenomanium)** ist stets sehr feinklastisch entwickelt. Meistens handelt es sich hier um graue, feinkörnige Siltsteine und siltig-feinsandige Tonsteine sowie um weiche, braungraue, mittelgraue oder hellgraue, z.T. siltig-feinsandige Tonmergel, in die dünne, dunkelgraue, kieselige Sandsteinbänke eingeschaltet sein können, als auch um feinkörnige, rotbraune, siliziklastisch-karbonatfreie Sandsteine, wie sie im Dorngraben oft auftreten.

In der Unterkreide kann eine tonig-kalkige **Ammergau-Formation** („Aptychenschichten“) von einer mergeligen **Schrambach-Formation** unterschieden werden. Die **Ammergau-Formation (Valanginium)** ist durch mittel- bis hellgraue, mikritische, stets etwas tonige (daher die weiße Verwitterungsfarbe), auch Hornstein führende (Hornsteingrus im Waldboden), dünnbankig-flaserige Kalke charakterisiert. Demgegenüber sind für die **Schrambach-Formation (Valanginium–Barremium)** mittelgraue Mergelschiefer, in die mittelgraue, manchmal etwas fleckige Kalkmergelbänke eingeschaltet sind, charakteristisch. Die Unterschiede in der Lithologie zeigen sich auch in der Verwitterung: während die kalkig-dünnbankige Ammergau-Formation oft

zahlreich kleine, weiße Kalkplättchen im Verwitterungsschutt bildet, treten die Mergel der Schrambach-Formation eher nur vereinzelt im Verwitterungsschutt, anstehend meist nur in Bachanrissen, zutage. Eine Unterscheidung zwischen Ammergau- und Schrambach-Formation im Gelände wird von manchen Autoren abgelehnt. Dies mag vielleicht darauf zurückzuführen sein, dass bei der starken tektonischen Umgestaltung der Kreidemulden und -zonen beide inkompetent reagierenden Formationen intensiv miteinander verschuppt vorliegen können, sodass eine sinnvolle räumliche Trennung nicht immer vorgenommen werden kann.

Bei den **Rotkalken des Jura** kann die **Klaus-Formation (Mitteljura)** vom **Steinmühlkalk (Kimmeridgium-Berriasium)** unterschieden werden. Im Gelände handelt es sich bei beiden Gesteinen um rote, meist knollige, seltener ebenflächige, mikritische Kalke mit spärlicher Fossilführung (Ammoniten, Crinoiden, Bivalven). Die Zuordnung zu einer der beiden Gesteinsformationen erfolgt meistens durch die Stellung im Profil: tritt der knollige Rotkalk im Liegenden des Mikritoidkalkes und im Hangenden von Obertrias auf, so ist eine Zuordnung zur Klaus-Formation möglich. Tritt der rote Knollenkalk jedoch im Hangenden des Mikritoidkalkes und im Liegenden der Ammergau-Formation auf, so ist eine Zuordnung zum Steinmühlkalk möglich. Der sehr feinkörnige Mikritoidkalk fügt sich dabei harmonisch in die fazielle Abfolge ein, da dieser ebenso eine mikritische Schwellenfazies darstellt.

Eine Besonderheit tritt am südlichen Wandfuß des Krennkogels auf, wo über Dolomiten (Hauptdolomit) und Mergelkalken (Kössen-Formation) der Obertrias rote, grobspätige Crinoidenspatkalke entwickelt sind, die dem Hierlatzkalk des Unterjura sehr ähnlich sehen. Bei den am westlichen Hangfuß des Krennkogels auftretenden roten Knollenkalcken handelt es sich teilweise um rote Saccocomenkalke, die dem Steinmühlkalk zugeordnet werden können.

Auffällig ist, dass im kartierten Gebiet der basale Oberjura nicht durch den roten, grünen oder grauen Ruhpoldinger Radiolarit vertreten wird, sondern durch den stets massigen, feinkörnigen, meist blass-bunt gefärbten (fleischfarben, rosa oder hellgrau gefärbten) **Mikritoidkalk (Oxfordium)**. Dieser stellt stets eine kompetente Härtingsrippe dar, die, felsbildend, das Gerüst für die meisten Falten- oder Schuppenstrukturen der Reichraming-Decke darstellt. Die Felsrippen und Wandzüge, die aus dem massigen Mikritoidkalk aufgebaut werden, sind oft Ausgangspunkt für die zahlreichen Blockwerkshalden, die in Rinnen an deren Wandfuß abgelagert worden sind. Sie bezeugen den massigen und grobklüftigen Charakter dieses Gesteins.

Der tiefere Jura wird durch die **Allgäu-Formation (Unterjura)** vertreten. Es handelt sich dabei um meist mittelgraue, hornsteinreiche, fleckige Kalkmergel oder Mergelkalke, aber auch um dunkelgraue Hornsteinkalke und Kieselkalke. Nach einigen vergleichenden Exkursionen des Autors in die westlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen), kann eine Zuordnung dieser Gesteinstypen zur Allgäu-Formation als sicher gelten. Durch die rege Hornsteinführung ist der Waldboden im Bereich der Allgäu-Formation oft übersät mit Hornsteinsplittchen. Auch neigt die kieselige-tonige Allgäu-Formation für wasserstauende Verhältnisse und damit – bei steilerem oder übersteiltem Gelände – zum Abgang von kleineren Hangmuren.

Die rhätische Stufe wird in der gesamten Reichraming-Decke durch die hier sehr geringmächtig entwickelte **Kössen-Formation (unteres Rhätium)** im Liegenden und durch den mehrere Zehnermeter mächtigen **Oberrhätalkalk (oberes Rhätium)** im Hangenden vertreten. Die massigen, stets Riff-Korallen und auch Molluskenschalen führenden Oberrhätkalke können in schmalen Spänen an der Stirn der Reichraming-Decke angetroffen werden. Sie überschieben dort die feinklastische Losenstein-Formation der Ternberg-Decke. Ebenso kann ein schmaler Span von Oberrhätalkalen als nur 30 m mächtiges Band in den Wäldern westlich und nördlich der Brettmaisalm – im Liegenden der Hornsteinkalk führenden Allgäu-Formation – bis nördlich der Grünburger Hütte durchverfolgt werden.

Die **Kössen-Formation** ist meist nur mit Hilfe von Lesesteinen mittel- bis dunkelgrauer, etwas toniger Lumachelkalke, die reich an größeren Muschel- und Brachiopodenschalen sind, kartierbar. Dadurch ist diese leicht beim Kartieren zu übersehen. Da die Lesesteine jedoch meist kaum umgelagert sind und an ihrem Fossilreichtum leicht zu erkennen sind, können sie gut als Leithorizont für das (tiefere) Rhätium herangezogen werden. Neben den Lumachelkalcken sind auch dunkelgraue Mergelkalke für die Kössen-Formation charakteristisch.

Die norische Stufe wird aus mächtigem, grauem **Hauptdolomit**, der am Top über kalkige Dolomite rasch in den **obernorischen Plattenkalk** übergeht, aufgebaut. Plattenkalk tritt vor allem im Almen- und Waldgelände nördlich Trattenbach und beim Schreibachfall auf. Aufgrund seiner gut ausgeprägten Bankung wurden die Kalkplatten des Plattenkalkes gerne zur Wegbefestigung und als Mauerstein zur Abgrenzung der Almgebiete verwendet. Der Plattenkalk ist meist mittel- oder dickbankig ausgebildet, ist eher von (mittel)grauer Farbe, zeigt geringe Fossilführung in Form von kleinen Bivalvenschälchen und Crinoidenstreu und kann auch dolomitische Zwischenlagen führen.

Ternberg-Decke – im Gebiet Rieserberg, Wetterkreuz, Krucknbrettl, Teufelskirche, Rehböden, Herndleck

Ziel dieser Kartierung war eine Neuaufnahme der Ternberg-Decke östlich des Steyrtales bis zum östlichen Blatttrand von NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems beim Herndleck (Kote 1.026 m). Im Gegensatz zu GEYER & ABEL (1913) konnten im Bereich des Rieserberges (Kote 870 m) – ähnlich wie bei BRAUNSTINGL (1986) – Faltenstrukturen erkannt werden, die jedoch neben der Kössen-Formation auch noch die Allgäu-Formation im Muldenkern enthalten. Auch an der Deckengrenze zur Reichraming-Decke konnte SE' Kote 903 m eine stark reduzierte Obertrias-Schichtfolge, die überwiegend mit der Allgäu-Formation abschließt, auskartiert werden. Die langgestreckte Juramulde N' Teufelskirche, Krucknbrettl – Rehböden – Herndleck („Rehböden-Mulde“), zeigt einen homogenen und nicht so stark – wie bei BRAUNSTINGL (1986) – gestörten Bau sowie auch noch größere Anteile an Kössen-Formation. Die Allgäu-Formation konnte erst von ‚Saumarkt‘ ostwärts angetroffen werden, jedoch nicht (wie bei BRAUNSTINGL, 1986: 137) differenzierbar in einen kalkig-mergeligen und kieseligen Abschnitt, sondern eher als enge Wechselfolge von Kieselkalcken und Fleckenmergeln. Unglücklicherweise ist die graue, kieselige Allgäu-Formation östlich vom

Herndleck-Schutzhaus auf Blatt 69 Großraming (EGGER & FAUPL, 1999) lediglich als „Bunter Jurakalk i.a.“ ausgetrennt worden, wodurch der unmittelbare Zusammenhang mit der im Westen anschließenden „Rehböden-Mulde“ verlorengegangen ist.

Tektonik

Für die tektonische Zuordnung der „Rieserberg- und Rehböden-Mulde“ zur tiefbajuvarischen Ternberg-Decke können folgende Argumente angeführt werden: beide Elemente liegen nördlich der „Losensteiner Mulde“ bzw. des breiten Streifens feinklastischer Losenstein-Formation, der sich, vom Dorngraben ostwärts, über den Gscheid-Sattel in Richtung Trattenbach fortsetzt und als „Deckenscheider“ gelten kann. Des Weiteren können auch fazielle Argumente angeführt werden:

- relativ mächtige Kössen-Formation (etwa 50 m Mächtigkeit), der mehrere Meter mächtige Lithodendronkalk („Lithodendronkalk“ bzw. „Hauptlithodendronkalk“, GOLEBIOWSKI, 1989: 44), als Korallenstöcke führende Massenkalk, eingelagert sein können,
- das Fehlen des mächtigen Oberrhätalkes am Top. Dabei setzt sich die kalkig-mergelige Sedimentation der Kössen-Formation direkt in die mergelig-kieselige Sedimentation der Allgäu-Formation fort.

Bei den Faltenstrukturen innerhalb des betrachteten Abschnittes der Ternberg-Decke lösen einander zwei Streichrichtungen ab: WNW–ESE streichende Strukturen (Westflanke des Rieserberges sowie die „Rehböden-Mulde“) und WSW–ENE streichende Strukturen („Rieserberg-Mulde“ an der Nordseite des Rieserberges, „Rieserberg-Antiklinale“ an der Südseite des Rieserberges sowie die schmale Schuppenzone an der Südgrenze der Ternberg-Decke). Die WSW–ENE streichenden Strukturen dürften die älteren sein und werden an manchen Stellen von NW–SE streichenden dextralen Blattverschiebungen um mehrere hundert Meter gegeneinander versetzt.

Sicherlich tektonischer Entstehung sind die Rauwacken, die u.a. an der Stirn der Nördlichen Kalkalpen bei der Steyrleithen angetroffen werden konnten, da diese öfters auch lagenweise in den Hauptdolomit eingeschaltet sind.

Massenbewegungen

Im gesamten Bereich der Ternberg-Decke konnten zahlreiche Hangbewegungen beobachtet werden. Hauptverantwortlich für die Hanginstabilitäten ist stets der hohe Tongehalt der mergeligen Kössen-Formation sowie der feinklastischen Losenstein-Formation, der u.a. für die Entstehung lehmig-feuchter Böden, die schon bei geringen Hangneigungen zu stark ausgeprägtem Hangkriechen neigen, sorgt.

Die größten Areale rutschungsanfälliger Böden treten am Rieserberg (Kote 870 m) und an dessen gesamter Westflanke auf. Kleinere, schuttstromartige Massenbewegungen konnten an der Nord- und Ostflanke des Rieserberges beobachtet werden. In ganz ähnlicher Weise sind sowohl Kriech- und Rutschhänge in der anstehenden Kössen-Formation, als auch Kriech- und Buckelhänge unterhalb, im Gebiet der Kössen- und Allgäu-Formation bei ‚Saumarkt‘ und N’ Herndleck-Rehböden, beobachtbar. Im Gebiet Teufelskirche (Name!)–Rehböden kann außerdem beobachtet

werden, wie die Hangbewegungen auch auf die steilgestellte stratigrafische Unterlagerung der Kössen-Formation, und zwar in den Hauptdolomit und Plattenkalk, übergreifen: dem steilgestellten Hauptdolomit, z.B. der Teufelskirche, fehlt nun das nördliche Widerlager, da hier die leicht erodierbaren Mergel der Kössen-Formation entweder bereits abgetragen worden sind oder nachgiebig sind. Der dadurch freiwerdende Raum führt im steilstehenden, gut gebankten Dolomit zu Ausgleichsbewegungen, die sich in Form von Zerrgräben und Sackungen widerspiegeln.

Unterhalb der Almen N’ Grünburger Hütte konnten auch größere Hangrutschbereiche, die von der Wasser stauenden Losenstein-Formation ausgehen, beobachtet werden. Hier ist, neben den Sand-, Silt- und Mergelsteinen der Losenstein-Formation, auch viel auflagerndes Hangschuttmaterial in die gravitative Massenbewegung (Hangkriechen) mit einbezogen worden. Daraus haben sich breite Kriechhänge gebildet.

Die Phänomene, die bei all diesen gravitativen Massenbewegungen beobachtet werden können, sind folgende:

- Ausbildung von stark kupiertem, „buckeligem“ Gelände, unruhige Morphologie und z.T. deutlich flacheres Gelände als in der Umgebung (Hangverflachungen).
- Anrisse zeigen völlig unsortierten, bunt zusammengesetzten, kantigen Wanderschutt, der in einer lehmig-feuchten Grundmasse steckt; niemals ist anstehender Fels zu sehen; der Wanderschutt setzt sich zum größten Teil aus umgelagertem Material, v.a. von Kössener Mergelkalken oder Losensteiner Sandsteinen, zusammen.
- Tiefer, brauner, lehmiger Boden, durchsetzt mit Steinen.
- Diffuse Quellaustritte am Hang, manchmal mit Quellsinter-Bildung.
- Bäume mit „Säbelwuchs“, in unterschiedlicher Richtung schiefstehende Bäume („Betrunkenen Wald“), Bäume mit „schlangenförmigem“ Wuchs.

Für die flächenmäßige Abgrenzung all dieser Hangbewegungen wurden hochauflösende Laserscan-Daten zur Hilfe genommen. Die auf dem Laserscan scharf abgrenzbaren Massenbewegungsareale haben sich auch in der Natur in den meisten Fällen als ziemlich lagegenau erwiesen. Das gilt auch für die Eintragung von Abrisskanten (z.B. nördlich vom Herndleck in etwa 1.000 m SH, oder westlich unterhalb der Herndleckstraße in 760 m SH) sowie von Zerrgräben (Teufelskirche). Im Grabenausgang N’ Herndleck (Kote 1.026 m) schwimmen sogar noch ganze, im Verband befindliche Felsschollen aus Kössener Kalken und Mergelkalken in der Rutschmasse, sodass anstehende Felspartien vorgetäuscht werden.

Stratigrafie

Die an der Deckengrenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke ausgebildete **Losenstein-Formation (oberes Albium–Cenomanium)** ist stets sehr feinklastisch entwickelt. Meistens handelt es sich hier um feinkörnige, seltener grobkörnige, rotbraune, quarzreiche, siliziklastisch-karbonatfreie Sandsteine, um braungraue, feinkörnige Siltsteine und siltig-feinsandige Tonsteine, sowie um weiche, braungraue, mittelgraue oder hellgraue, z.T. sil-

tig-feinsandige Tonmergel, in die dünne, dunkelgraue, kieselige Sandsteinbänke eingeschaltet sein können.

Am Gipfel- und Westkamm des Rieserberges (Kote 870 m) tritt der massige, weiße, feinspätige **Mikritoidkalk (Oxfordium)** auf. Er ist deutlich im stratigrafisch Hangenden der Allgäu-Formation (Unter- bis Mitteljura) ausgebildet. Als kleine Felsstufe tritt der Mikritoidkalk auch als schmales Felsband nahe dem Südrand der Ternberg-Decke etwa entlang der Losenstein-Formation auf.

Als besondere Ausbildung im Hangenden von grauen Hornsteinkalken und kieseligen Crinoidenspatkalken, die wahrscheinlich bereits dem Mitteljura hinzuzurechnen sind, treten im Bereich einer kleinen Bergkuppe (860 m SH, 620 m SW' Kote 656 m und östlich davon) graue und rote, dünnbankige Radiolarite auf, die der **Ruhpolding-Formation (Oxfordium)** hinzugerechnet werden können. Bemerkenswert, dass in einer Entfernung von nur 200 m in gleicher stratigrafischer und tektonischer Position, auch wieder gleich alter Mikritoidkalk (Oxfordium) anzutreffen war. Ähnliche Situationen, wo diese faziell doch verschiedenartigen Gesteine räumlich-stratigrafisch direkt gegenübergestellt werden können, sind mir auch aus dem Gebiet der Weyerer Bögen bekannt geworden.

Exakt an der Blattgrenze zu ÖK 69 Großraming konnte an der Herndleckstraße in 800 m SH ein kleiner Straßenaufschluss von nur wenige Meter mächtigem rotem, mikritischem **Adneter Knollenkalk (unterster Jura)** angetroffen werden. Dessen stratigrafische Position im Unterjura scheint gesichert, da er direkt an der Grenze zwischen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation im Hangenden und Lumachellenkalk-führender Kössen-Formation im Liegenden auftritt.

Zur **Allgäu-Formation (Unter- bis Mitteljura)** werden sowohl mittel- bis dunkelgraue, oft fleckige, etwas Hornstein führende Mergelkalke („Fleckenmergel“) und graue Mergelschiefer, als auch mittel- bis dunkelgraue, bräunlich verwitternde, gut gebankte Kiesel- und Hornsteinkalke, sowie helle, Hornstein führende Crinoidenspatkalke gerechnet. Da alle diese Lithofaziestypen eng nebeneinander auftreten können, ist eine räumliche Differenzierung sowohl am Rieserberg, als auch bei ‚Saumarkt‘ („Rehbödenmulde“) nicht möglich. Aufgrund ihrer stark kieseligen Ausbildung kann man in Gebieten, die aus Allgäu-Formation aufgebaut werden, im Wald- oder Almboden zahlreich Hornsteinschutt- und -grus angereichert finden. Weiters führt die kieselige Ausbildung der Allgäu-Formation zu größerer Härte und Festigkeit des Gesteins, so dass diese auch steileres Waldgehänge aufzubauen vermag.

Die mergelige **Kössen-Formation (Rhätium)** folgt mit scharfer Grenze über dem kalkigen Plattenkalk. Aufgrund ihres Fossilreichtums, ihrer mergelbetonten Lithologie (rundliche Verwitterung) und ihrer meist dunkelgrauen Gesteinsfarbe ist die Kössen-Formation im Gelände leicht von den angrenzenden kalkigen Formationen zu unterscheiden. Bei der Kössen-Formation handelt es sich meistens um fossilreiche, mittel- bis dunkelgraue Lumachellenkalke, die sich aus größeren Bivalven-, Brachiopoden- und Crinoiden-Zusammenschwemmungen zusammensetzen (Tempestiten) und auch ohne Lupe im Handstück leicht erkennbar sind. Diese sind daher auch als Lesesteine im Waldboden oder in Straßen- oder Wegböschungen immer leicht zu finden und so gut kartierbar. Neben den Luma-

chellenkalken treten auch meist dunkelgraue Mergelkalke und mergelige Kalke mit rundlicher Verwitterung auf. Bei guten Aufschlussverhältnissen können auch die für die Kössen-Formation stets charakteristischen dunkelgrau-schwarzen Tonmergellagen beobachtet werden. Der Tongehalt der vorwiegend mergelig ausgebildeten Kössen-Formation führt zur Entstehung lehmig-feuchter, Wasser stauender Böden und damit auch zur Entstehung von zahlreichen gravitativen Hangbewegungen (Rutschhänge, Buckelhänge etc.).

Eingeschaltet in die mergelige Kössen-Formation können mehrere Meter mächtige, meist hellgrau gefärbte, feinspätige Korallenkalke mit ganzen Korallenstöcken, aber auch mit Bivalven (Lumachellen) und Crinoiden beobachtet werden („Lithodendronkalkbank“, GOLEBIOWSKI, 1989). Diese gehen lateral oder auch im Hangenden in mittel- bis dunkelgraue, dickbankige Crinoidenschuttkalke über. Die (Haupt)lithodendronkalkbank, als auch die Crinoidenschuttkalke (Encrinite) bilden oft eine deutliche, aber niedrige Felsstufe aus.

Der **Plattenkalk (oberes Norium)** ist ein meist gut gebankter, mittel- und dünnbankiger, auch dickbankiger, mittelgrauer, feinkörnig-feinspätiger Kalkstein, der, spärlich, kleine Bivalvenschälchen und etwas Crinoidenstreu führen kann. Der Plattenkalk ist öfters feinschichtig entwickelt und führt, untergeordnet, auch Dolomitbänke. Die Bivalvenschälchen können gelegentlich auch zu ganzen Lumachellen zusammengeschwemmt sein, was aber meistens nur unter der Lupe gut zu erkennen ist (Mikrolumachellen). Durch ihre Kleinheit, als auch durch mittelgraue Farbe und kalkige Lithologie sind jedoch die Mikrolumachellen im Plattenkalk deutlich von den bedeutend größeren und dunklen Lumachellenkalken der Kössen-Formation zu unterscheiden.

Der **Hauptdolomit (oberstes Karnium–oberes Norium)** ist, ähnlich wie der Plattenkalk, ein meist gut gebankter, mittel- und dünnbankiger, auch dickbankiger, mittelgrauer oder lichtgrauer, öfters feinschichtig entwickelter Dolomitstein, der gelegentlich Algenstromatolithen führen kann. Gelegentlich können im hangenden Abschnitt des Hauptdolomits einzelne Kalkbänke in Plattenkalkfazies eingeschaltet sein. Diese werden noch zum Hauptdolomit gerechnet, während im eigentlichen Plattenkalk die kalkige Ausbildung bei weitem überwiegt.

Literatur

BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **122**, 111–118, Wien.

EGGER, H. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GEYER, G. (1910): Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1910**, 169–195, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

GOLEBIEWSKI, R. (1989): Stratigrafie und Biofazies der Kössener Schichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Dissertation, Universität Wien, 254 S., Wien.

KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., REITNER, H., RUPP, C. & PERESSON, M. (2002): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn und andere Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf umweltrelevante, rohstoffwissenschaftliche und grundlagenorientierte Auswertungen und auf die Aufschlussarbeiten in der Molassezone und den penninischen Einheiten Oberösterreichs: Jahresendbericht 2000/2001. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-021/2000-2003, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PREY, S. (1951): Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 93–165, Wien.

Bericht 2016 über Untersuchungen mesozoischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

MILOŠ SIBLÍK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

In the area of Molln, two new outcrops containing Jurassic brachiopods were found during a mapping survey of Michael Moser (GBA). Previously, these occurrences of light-brown, pink or reddish, mostly massive crinoidal brachiopod limestone („Crinoidenspatkalk“) were assigned either to the Middle Jurassic Vils Formation (GEYER, 1909; GEYER & ABEL, 1918) or to the Lower Jurassic Hierlatzkalk (BRAUNSTINGL, 1986; GAITANAKIS, 1977). For this study, these localities were sampled for brachiopods to clarify their stratigraphic age.

The first outcrop (BMN 31: E 520323 / N 307683) is located near the Gaisberg Mountain, on the top of a rocky ledge in an altitude of 945 m a.s.l., about 175 m south of the Mollnerhütte (1,000 m a.s.l.). There a very hard reddish and light-grey crinoidal limestone is exposed. The isolation of the brachiopod specimens from the hard rock matrix was difficult and a major part of the specimens was fragmented or/and represented by single valves. Internal characters were mostly destroyed by recrystallization. The locality yielded 109 specimens (incl. fragmentary shells). The most common were terebratulids (44 %) followed by rhychnellids (37 %). The stratigraphically important spiriferinids formed 19 % of the total assemblage. Particularly important for the stratigraphic assignment are *Lokutella palmaeformis*, *Apringia diptycha*, *Pseudogibbirhynchia sordellii* and *Dispiriferina segregata*, which indicate the Pliensbachian and suggest an assignment to the Hierlatzkalk. The complete encountered brachiopod assemblage consists of:

Prionorhynchia ex gr. serrata (SOWERBY, 1825)
Prionorhynchia belemnica (QUENSTEDT, 1858) (juv.)
Jakubirhynchia aff. fascicostata (UHLIG, 1880)
Lokutella palmaeformis (HAAS, 1912)
Apringia diptycha (BÖSE, 1898)
Gibbirhynchia aff. curviceps (QUENSTEDT, 1858)
Pseudogibbirhynchia sordellii (PARONA, 1880)
Cisnerospira meneghiniana (CANAVARI, 1880)
Cisnerospira aff. sylvia (GEMMELLARO, 1878)
Liospiriferina alpina (OPPEL, 1861)
Liospiriferina cf. obtusa (OPPEL, 1861)
Liospiriferina sp.
Callospiriferina cf. tumida (BUCH, 1836)
Callospiriferina sp. (juv.)
Dispiriferina segregata (DI STEFANO, 1887)
Buckmanithyris nimbata (OPPEL, 1861)
Bakonyithyris ovimontana (BÖSE, 1898)
Bakonyithyris ewaldi (OPPEL, 1861)
„*Terebratula*“ *aff. ascia* GIRARD (1843)
Linguithyris aspasia (ZITTEL, 1869)
Zeilleria stapia (OPPEL, 1861)
Zeilleria aff. stapia (OPPEL, 1861)
Zeilleria cf. venusta (UHLIG, 1880)
Zeilleria sp. (juv.)

The second outcrop (BMN 31: E 523838 / N 307353) of crinoidal limestone is located about 650 m SE of the summit of Mount Schoberstein (1.257 m) in an altitude of 1,030 m. This locality forms the base of the crinoidal limestone, only a few meters above the top of the Triassic „Oberhätkalk“. The brachiopod assemblage collected by Michael Moser consists of 48 specimens, which are poorly preserved. Only two species could be determined: ? *Antiptychina rothpletzi* (DI STEFANO, 1891) (juv.) and *Nannirhynchia reynesi* (GEMMELLARO, 1874), which indicates Upper Sinemurian–Pliensbachian. Additionally, juvenile terebratulids (*Zeilleria sp.*) were found.

In conclusion, the encountered brachiopod assemblages of both outcrops give evidence for the Lower Jurassic and indicate an assignment of the crinoidal limestone to the Hierlatzkalk.

References

BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.

GAITANAKIS, P. (1977): Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **24**, 189–202, Wien.

GEYER, G. (1909): Aus der Umgebung von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1909**, 129–143, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie: SW-Gruppe Nr. 11 Kirchdorf. – 66 S., k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2016 wurden bestehende Kartierungen im Bereich der Schnabelberg-Synklinale (Frankenfels-Decke) südwestlich Waidhofen an der Ybbs und des tektonisch liegenden Klippenraumes überarbeitet und ergänzt. Die Arbeiten schließen an das im Sommer 2015 kartierte Gebiet südlich Redtenberg an (BRYDA, 2016). Für die Kartierung konnte auf zahlreiche Kartenmanuskripte und Publikationen zurückgegriffen werden, die kurz genannt werden sollen. Klippenraum: ABERER (1951); SCHNABEL (1970); ESTERLUS (1989); DECKER (1990); ZILLER (1997). Frankenfels-Decke: SCHNABEL (1970); Arbeitsgruppe HENRICH (Kartierungen ALEKSEEV, 2010; CAHIR, 2010; HENRICH, 2011).

Lithostratigrafie und Tektonik der Frankenfels-Decke

Die Überschiebung der Frankenfels-Decke auf die tektonisch liegenden, vergleichsweise inkompetenten Gesteine der Ybbsitz- und Gresten-Klippenzone ist am Nordabhang des Schnabelberges und Redtenberges morphologisch deutlich sichtbar. Die Überschiebungsbahn wird durch variabel mächtige, gelblich anwitternde Opponitzer Rauwacken markiert, die den stark tektonisch beanspruchten Hauptdolomit beinahe überall unterlagern oder in diesen eingeschaltet sind. Das Schichtfallen im Hauptdolomit folgt dabei annähernd dem Streichen der Überschiebungsbahn. Im Unterlauf des Redtenbachtals, südwestlich Waidhofen/Ybbs, fällt der Hauptdolomit mittelsteil nach Süden ein. Ab der Bachwirtsiedlung schwenkt das Redtenbachtal nach WSW und auch die Schichtflächen im Hauptdolomit fallen mittelsteil nach SE ein.

Der Hauptdolomit an der Nordflanke des Schnabel- und Redtenberges bildet den aufrechten Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale. Diese stellt den Kern einer lang anhaltenden, WSW–ENE streichenden, enggedrückten und in sich zerscherten überkippten Faltenstruktur dar, deren Schichtfolge vom Hauptdolomit über eine vielfältige Juraschichtfolge bis in die Tannheim-Losenstein-Formation der Unterkreide reicht.

Innerhalb des Liegendschenkels folgt direkt über dem Hauptdolomit typisch ausgebildete Kössen-Formation. Diese setzt an scharfer Grenze über dem Dolomit als Wechselfolge dunkelgrauer Mergel mit zwischengeschalteten Lumachellenkalkbänken ein, die nördlich Unterreithbauer ca. 40–50 m Mächtigkeit erreichen. Im Hangenden folgt ein variabel 20–50 cm gebankter, dunkler Kalk, der nur mehr geringmächtige Mergelzwischenlagen enthält und im Gelände Felsrippen bildet. Im Gestein sind zahlreiche Korallenbruchstücke und große Korallenstöcke, die sich vermutlich noch in Lebensstellung befinden, erkennbar. Dieser „Hauptlithodendronkalk“ erreicht nördlich Un-

terreithbauer wieder ca. 50 m Mächtigkeit. Generell unterliegt die Mächtigkeit der Kössen-Formation im Streichen der Schnabelberg-Synklinale jedoch größeren, tektonisch bedingten Schwankungen und ist schwer abzuschätzen. Sicher ist jedoch, dass die Werte im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale größer sind, als in deren überkipptem Hangendschenkel. Im Grenzbereich der Kössen-Formation zu den auflagernden, kieseligen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation treten im Liegendschenkel an mehreren Stellen weinrote Tonsteine der Schattwalder Schichten auf. Diese erreichen maximal 2–4 m Mächtigkeit und sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. So unterhalb der Schnabelbergstraße östlich Hochpöchl in ca. 710 m Seehöhe, am Forstweg, der in den Taleinschnitt nördlich Unterreithbauer führt, in ca. 620 m Seehöhe und schließlich nördlich Spindeleben an einem Forstweg zwischen 750 und 760 m Seehöhe.

Die Kössen-Formation im inversen Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale setzt wieder mit einer Kalk-Mergel-Wechselfolge mit typischen Lumachellenkalken über dem Hauptdolomit ein. Im Hangenden folgt jedoch ein ziemlich kompakter, dickbankiger und nun gelblich bis hellgrau gefärbter Kalk, der dem Oberrhätalk ähnelt und wiederum große Korallenstöcke enthält. Am Rücken, der vom Schnabelberg nach ENE zieht, sind in diesem Kalk in Aufschlüssen bei 840 m Seehöhe unterhalb der Forststraße große Megalodonten anzutreffen, die einen Umschlag zu lagunären Ablagerungsbedingungen anzeigen. Auch an der Asphaltstraße auf den Schnabelberg sind, knapp vor der Parkmöglichkeit am Ende der Straße, gute Aufschlüsse innerhalb des gelblichgrauen Korallenkalkes vorhanden. Am Kamm, der oberhalb nach Westen zum Redtenberg zieht, trifft man auf die Lumachellenkalke, die wiederum im Liegendschenkel der Kössen-Formation auftreten.

Die im Liegendschenkel und inversen Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale unterschiedliche Obertrias-Faziesentwicklung setzt sich in den auf die Kössen-Formation und den Oberrhätalk folgenden Juraschichtfolgen fort.

Im Liegendschenkel folgen über den Schattwalder Schichten dunkle, kieselige Fleckenmergel und schwarze Kieselkalke der Allgäu-Formation, die meist schlecht aufgeschlossen sind. Im hangenden Teil der Schichtfolge treten teilweise Hornsteinknollen führende, hellere wellig-schichtig-plattige, 5–15 cm gebankte Kalke mit maximal wenige Zentimeter mächtigen, bräunlichgrauen Mergellagen auf, die bereits an die Chiemgauer Schichten erinnern (Aufschlüsse an Forststraßen nördlich Unterreithbauer und im Graben südlich Gehöft Hof). Im Dünnschliff ist die Allgäu-Formation als stark bioturbierter Mikrit mit einem variablen Gehalt an Radiolarien, Schwammnadeln und feinen Schalenbruchstücken zu charakterisieren (entspricht Biomikrit, Mud- bis Wackestone). Nach TRAUTH (1922: 160) reicht die Schichtfolge der Allgäu-Formation in der Frankenfels-Decke maximal bis in das Aalenium (unterster Mitteljura) empor. Die Äquivalente der Chiemgau-Formation im hangenden Anteil der Schichtfolge könnten jedoch noch weiter in den Mitteljura emporreichen (Bajocium?).

Über diesen folgt ein geringmächtiger ($\leq 1-3$ m) hellroter, teilweise auch grünlichweißer, wellig-schichtiger, variabel von wenigen Zentimetern bis ca. 20 cm gebankter Crinoidenspatkalk mit roten Mergel-Zwischenlagen und knollig-linsigen Kalkbänken. Vergleichbare Kalke in der Frankenfels-Decke wurden bereits von TRAUTH (1922: 227) beschrieben und dem Vilser Kalk zugeordnet. Die stratigrafische Reichweite des Vilser Kalkes erstreckt sich über den Zeitraum Bajocium? bis Callovium?

Im Hangenden geht der Crinoidenspatkalk entweder in einen gelblichgrau-weißen, dichten mikritischen, undeutlich gebankten Kalk oder einen rosa-hellrot gefärbten, deutlich mittelbankig-knolligen, mikritischen Kalk über.

Der gelblichgrau-weiß gefärbte Kalk entspricht dabei makroskopisch vollkommen dem Mikritonkoidkalk, enthält aber nicht immer Mikritonkoide, sondern kann auch als mikritischer Kalk mit Radiolarien als dominanter Biogenkomponente auftreten. Kalke dieses Typs sind besonders im inversen Schenkel der Schnabelberg-Synklinale wandbildend aufgeschlossen. So im Hangendbereich der Wandstufe, die zuerst entlang der Höhe haltenden Forststraße zwischen der Spindeleben und dem Schnabelberg verläuft und danach, teilweise schuttüberrollt, bis zum Muldenabschluss oberhalb des Schwarzenbach-Grabens absteigt.

Im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale geht der gelblichgrau-weiße, Radiolarien führende Kalk im Streichen in einen hellroten, mikritischen Bank- bis Knollenkalk über. Dieser Trend ist besonders ab dem Taleinschnitt westlich des ehemaligen Gasthofes Hochpöchl gut zu verfolgen. Ab hier wird der „Mikritoidkalk“ durch diesen Kalktyp vertreten und ist, über eine größere Strecke, zumindest bis in den Wandbereich südwestlich Gehöft Schaufl verfolgbar. Im Dünnschliff ist der hellrote Bank- bis Knollenkalk als Biomikrit, Wackestone mit zahlreich vorhandenen Protoglobigerinen und feinen Schalenbruchstücken (beide teilweise mikritisch-onkoidisch umkrustet), Radiolarien, Kotpillen, randlich mikritisierten Echinodermenbruchstücken, Ammonitenbrut und Kleingastropoden zu charakterisieren. Zusätzlich zu von Stylolithsäumen begrenzten Knollen (beginnende Knollenflaserung durch selektive Zementation und Drucklösung), sind im Dünnschliff auch echte Klaster aus resedimentiertem Material (Schlammklaster) zu beobachten. Aufgrund der lithologischen Ausbildung des Kalkes und seiner Stellung innerhalb der Schichtfolge, scheint die Verwendung des Begriffes „Rotsteinkalk“ gerechtfertigt.

Die Mächtigkeit des Mikritoidkalkes kann mit maximal 35–40 m (Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale) und seiner zeitlichen, aber lithologisch und faziell unterschiedlichen Äquivalente – gelblichgrau-weißer, undeutlich gebankter Kalk mit Radiolarien und Kotpillen, rosa-hellrot gefärbter Bankkalk-Knollenkalk – mit ca. 20 m (im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale) abgeschätzt werden. Im Streichen können beide Kalke inklusive der stratigrafisch verbundenen kompetenten Anteile jedoch tektonisch reduziert oder vollständig abgesichert worden sein. Der stratigrafische Umfang der Kalke reicht vermutlich vom obersten Mitteljura (Callovium) bis in den Grenzbereich Oxfordium/Kimmeridium.

Im Hangenden gehen sowohl der Mikritoidkalk wie auch seine Äquivalente auf kurze Distanz über deutlich gebankte hellrot gefärbte Kalke in einen geringmächtigen hellroten

Knollenflaserkalk über. Dieser enthält häufig sehr schlecht erhaltene Ammonitensteinkerne, Aptychen und Schwebcrinoiden.

Anhand des vorhandenen Probenmaterials kann in diesem Teil der Schichtfolge bisher nicht zwischen Tegernseer Kalk oder Haselbergkalk (Tithonflaserkalk) unterschieden werden. Im Gegensatz zum Haselbergkalk, der auf das Tithonium bis Berriasium beschränkt ist, setzt der Tegernseer Kalk bereits im Kimmeridium ein und reicht bis in das Tithonium. Im Handstück-Dünnschliff zeichnet er sich durch einen besonderen Reichtum an Schwebcrinoiden aus.

Die Mächtigkeit des Flaserkalkes liegt bei ca. 4 m. Darüber folgen in allen Profilen typische hell gelblichgraue bis grünlichgrau gefärbte, dünnbankige mergelige Kalke und Mergel (Aptychenkalke), die bereits zur Schrambach-Formation gehören. Im Dünnschliff können diese als Calpionellenmikrit angesprochen werden.

Die Ammergau-Formation ist meist nur im Ausmaß weniger Meter schlecht aufgeschlossen, weil sie in den inversen Profilen durch grobblockigen Hangschutt aus der Wandstufe mit Mikritoidkalk und Äquivalenten überschüttet wird, oder in den aufrechten Profilen im Liegendschenkel durch Verwitterungsprodukte (Ton, Sandsteinbruchstücke) der Tannheim-Losenstein-Formation regelrecht überflossen wird. Akzeptable Aufschlüsse finden sich an der Schnabelbergstraße ab 840–860 m Seehöhe, im Streichen unterhalb der Wandstufe ca. 200 m westlich der letzten Kehre der Schnabelbergstraße, in mehreren Aufschlüssen in den Flanken des Grabens unterhalb des Jagdhauses nördlich Spindeleben.

Als jüngstes Schichtglied treten im Kern der Schnabelberg-Synklinale dunkle Mergel und Sandsteine der Tannheim-Losenstein-Formation auf. Diese sind aufgrund der meist schlechten Aufschlussverhältnisse nicht voneinander zu trennen. Grobsandsteine mit mehreren Zentimeter großen Geröllen der Losenstein-Formation sind besonders in den Gräben nordwestlich Redtenstein aufgeschlossen, dunkle, grünlichgraue Mergel am Forstweg, der mitten der Mulde vom Oberreithbauer nach Westen verläuft. Sandsteine auch am Weg SSE Hochpöchl.

Betrachtet man den tektonischen Bau der Schnabelberg-Synklinale, so zeigt sich, dass diese nicht nur über einen überkippten, mit ca. 50–60° steil nach Südosten einfallenden Hangendschenkel verfügt, sondern dass dieser auch die liegenden Teile unter Abscherung seiner rhätischen und jurassischen Schichtglieder überfährt. Die wandbildenden Jurakalke im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale sind zwischen Unterreitbauer und südöstlich Schaufl teilweise verdoppelt. Diese Struktur wurde bereits von SCHNABEL (1970: 181) beschrieben und als lokale Aufschubung / Schuppung erkannt (siehe auch Kartenmanuskript von HENRICH, 2011). Durch die nun viel besseren topografischen Grundlagen ist die Struktur zwischen Ober- und Unterreitbauer als kleinräumige Synklinale im Rotkalk mit einem Abscherhorizont an dessen Basis zu erkennen. Südöstlich Schaufl ist diese jedoch durchgeschert und Teile davon an NW–SE streichenden Störungen gehoben.

Im Süden schließt sich an die extrem enggepresste, azyklische Redtenberg-Schnabelberg-Antiklinale eine weitere Synklinale mit Jura-Kreide-Schichtfolge an (siehe Auf-

nahmsbericht BRYDA, 2016). Diese setzt sich über den Sattel östlich Gehöft Sulz bis in den Graben nordwestlich der Luger Berghütte fort. Im aufrechten Liegendschenkel tritt typischer Mikritoidkalk (im Dünnschliff reiner Packstone mit Mikritoiden) auf, der im Hangenden wiederum von roten Flaserkalken, Aptychenkalken mit Calpinellen und schließlich klastischer Tannheim-Losenstein-Formation überlagert wird. Die Tannheim-Losenstein-Formation der Synklinale grenzt im Norden tektonisch an den Hauptdolomit der Schnabelberg-Antiklinale und ist dieser überschoben. Die Schubfläche kann über die Senke unmittelbar südlich des Schnabelberges bis in den Taleinschnitt westlich Wh. Untergrasberg verfolgt werden und ist durch Rauwacken markiert.

Lithostratigrafie und Tektonik des Klippenraumes

Wie bereits von ESTERLUS (1989) erkannt worden ist, treten im Liegenden der Frankenfels-Decke beiderseits des Redtenbachtals Gesteine der Ybbsitz-Klippenzone auf. Diese setzen sich im hinteren Redtenbachtal aus einer Wechselfolge von kalkig-kieseligen Silt-Feinsandsteinen mit kieseligen Tonsteinen und Mergeln im Hangenden und vermutlich stratigrafisch unterlagernden hellen Aptychenkalken der Fasslgraben-Formation zusammen.

Die Sandsteinserie ist im Gelände zum überwiegenden Teil als Wechsellagerung von grauen, harten Mergeln mit variabel gebankten (wenige cm bis ca. 40 cm), kalkig-kieseligen, splittrig brechenden, teilweise dunkle Hornsteinlagen führenden, dunkelgrauen, sandigen Kalken und Feinsandsteinen anzusprechen. Im Dünnschliff besteht das Gestein aus Lagen mit dicht gepackten Schwammnadeln, Radiolarien und in die Schichtung eingeregelteten Filamenten, die mit gradierten Lagen aus angularen Quarzkörnern, dunklen, mikritischen Karbonatklasten und Bioklasten (Crinoidendetritus, selten Foraminiferen) wechsellagern. Die Mergel, Kieselkalke und Feinsandsteine fallen beiderseits des Redtenbachtals mittelsteil bis steil nach Süden bis SSE ein, sind jedoch meist schlecht aufgeschlossen.

Aufgrund der beschriebenen lithologischen Eigenschaften der Sandstein-Mergel-Abfolge und deren Position im Hangenden der Fasslgraben-Formation kann diese der Glosbach-Formation oder Haselgraben-Formation der Ybbsitz-Klippenzone (siehe Glosbachschichten, Haselgrabenschichten in HOMAYOUN & FAUPL, 1992) zugeordnet werden. Vermutlich ist zumindest für den hangenden Abschnitt der Schichtfolge im Redtenbachtal der Vergleich mit den Haselgrabenschichten zutreffender, weil sich diese von den Glosbachschichten durch einen höheren Anteil an Ton-Mergellagen und siliziklastischem Detritus unterscheiden sollen. Die Sandstein-Mergel-Abfolge erreicht im Redtenbachtal jedoch eine weitaus größere Mächtigkeit, als die von HOMAYOUN & FAUPL (1992) für die Glosbachschichten bzw. Haselgrabenschichten angegebenen Werte von 200 bzw. 150 m. Grund dafür könnte einerseits eine Verschuppung der Schichtfolge durch die alpidische Deckentektonik, andererseits auch ein größerer Schichtumfang der Sandstein-Mergel-Abfolge sein (Glosbach- und Haselgraben-Formation?).

Leider liegen bisher zu den Nannoplankton- und Schwermineralproben aus dem Gebiet noch keine Ergebnisse vor. Nach HOMAYOUN & FAUPL (1992) sind die Glosbachschichten in die „Tiefere Unterkreide“ und die Haselgrabenschichten in das Albium einzustufen.

Die den Feinsandstein unterlagernden, hellgrauen Aptychenkalke der Fasslgraben-Formation (Oberjura bis Unterkreide) sind entlang des Redtenbaches als schmaler Zug bis ca. 500 m ENE Eckerwirt (Kapelle gegenüber dem Bauernhof) verfolgbar. Ein weiteres, bisher unbekanntes Vorkommen ist als vermutlich tektonisch abgetrennte Scholle am westlichen Prallhang des Falkengrabens, ca. 170 m oberhalb der Einmündung in den Redtenbach, aufgeschlossen.

Lithologisch ist die Fasslgraben-Formation als dünnschichtiger, ebenflächig bis welligschichtiger, plattig zerfallender, intern feingeschichteter, mittelgrau bis hellbrau-gelblich-weißer, mikritischer, mergeliger Kalk anzusprechen. Entlang der Bankfugen treten meist geringmächtige (Millimeter bis 2 cm) dunkelgraue Mergelzwischenlagen auf. Im Dünnschliff zeigt sich der Kalk als Radiolarien, untergeordnet Filamente führender Mikrit-Mudstone bis Wackestone mit zahlreichen schichtparallelen, dunkler gefärbten, tonigen Lagen. Die Fasslgraben-Formation ist entlang des Redtenbaches – besonders am orografisch rechten Prallhang des Baches oberhalb des Sägewerkes SE Erlach – gut aufgeschlossen.

Östlich Erlach setzt sich die Fasslgraben-Formation innerhalb einer schmalen Zone im Liegenden der Überschiebungsbahn der Frankenfels-Decke fort. Lithologisch treten in diesem Bereich auch stärker bioturbirte Typen auf, die im Dünnschliff als reine Radiolarien führende Mikrite zu bezeichnen sind. Gute Aufschlüsse sind hier beiderseits des Talausganges westlich des Gehöftes Hinterholz vorhanden.

An dieser Stelle ist im Liegenden des Aptychenkalkes der Fasslgraben-Formation auch ein, meist sehr schlecht aufgeschlossener, roter und grüner Radiolarit, der Spuren einer Manganmineralisation enthält, anzutreffen. Er kann mit der Rothenberg-Formation (OŽVOLDOVÁ & FAUPL, 1993: Abb. 6 – „*Rotenbergschichten, Mittel - Callov bis Ober - Oxford*“) parallelisiert werden.

Die vielleicht besten Radiolarit-Aufschlüsse befinden sich nahe dem Bauernhof, der sich am Hang SE des Sägewerkes bei Erlach befindet, am Hang neben dem Gehöft Hinterholz sowie südlich der Gehöfte Mitterholz und Vorderholz.

Südöstlich des Gehöftes Vorderholz stehen unmittelbar oberhalb der 1. Kehre der Schnabelbergstraße hellrote und grau-beige Spatkalke und mikritische Rotkalke mit roten Hornsteinknollen und Lagen an. Im Liegenden der Kalkrippe geht diese offenbar in roten und grünen Radiolarit der Rothenberg-Formation über, oder ist mit dieser verschuppt. Vergleichbare Kalke wurden bereits von TRAUTH (1922: 242) aus dem Bereich der „Schnabelbergkanzel“ (ca. 300 m SW der Einmündung des Redtenbaches in den Waidhofenbach) beschrieben und über eine Brachiopodenfauna in das Callovium eingestuft und als Vilser Kalk bezeichnet. Die stratigrafische Einstufung der Spatkalke in das Callovium und deren möglicher stratigrafischer Zusammenhang mit dem tektonisch liegenden Radiolarit der Rothenberg-Formation spricht für eine Zuordnung der Kalkrippe zur Ybbsitz-Klippenzone. Nach SCHNABEL (1970: 180) handelt es sich bei dem Spatkalk jedoch um Mühlbergkalk (Oberjura), der Teil einer überkippten Randschuppe der Frankenfels-Decke ist.

Die Gesteine der Ybbsitz-Klippenzone sind der tektonisch unterlagernden Gresten-Klippenzone überschoben. Die Überschiebungsbahn verläuft zuerst, SW–NE streichend, im unteren Drittel der nördlichen Talflanke des Redtenbachtals und stellt dort eine steil SE fallende tektonische Fläche dar. An dieser grenzt der kalkig-kieselige Feinsandstein und Mergel der Haselgraben-Formation im SE tektonisch an braun verwitternde Hellglimmer und teilweise Glaukonit führenden Sandsteine mit exotischen Geröllen und Buntmergel der Grestener-Klippenzone. Ab etwa 200 m westlich der Einmündung des Baches nördlich des Bauerngutes Hof verläuft die Grenze zwischen den beiden Einheiten zuerst im Bereich des Talgrundes, wechselt jedoch gegenüber der Abzweigung der Konradsheimer- von der Redtenbachstraße auf die südliche Talseite. Hier verläuft die Schubfläche dann streng W–E streichend subparallel zur Überschiebungsfäche der Frankenfels-Decke auf die Ybbsitz-Klippenzone, die hier nur mehr als ca. 100–150 m breiter Schollenteppich erhalten ist. Die Gresten-Klippenzone unmittelbar nördlich der Schubfläche wird durch dunkle Mergel und Kalke der Posidonien-schichten aufgebaut, die entlang des Redtenbaches (zwischen Vorderholz und Erlach) mehrfach aufgeschlossen sind (SCHNABEL, 1970).

Literatur

ABERER, F. (1951): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41** (1946–1948), 1–73, Wien.

ALEKSEEV, V. (2010): Geologische Neuaufnahme der Schnabelbergmulde (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 2 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16690-RA/70/2010, Wien.

BRYDA, G. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleinschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336–338, Wien.

CAHIR, H. (2010): Geländeaufnahme des Lugertals südwestlich von Waidhofen (Blatt ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 3 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16691-RA/70/2010, Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – *Sedimentary Geology*, **67**, 85–99, Amsterdam (Elsevier).

ESTERLUS, M. (1989): Ergänzende Kartierung zur kompilierten geologischen Karte der Flysch- und Klippenzone (Maßstab 1:25.000) westlich Waidhofen/Ybbs (Projekt NC9/g Naturraumpotential Amstetten-Waidhofen/Ybbs), August–September 1989. – Aufnahmebericht, 9 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07544-RA/70/1989, Wien.

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10.000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 1 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16930-RA/70/2011, Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.

OŽVOLDOVÁ, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligen Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 477–494, Wien.

SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **19**, 131–188, Wien.

TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14** (1921), 105–265, Wien.

ZILLER, M. (1997): Ingenieurgeologische Bearbeitung einer Massenbewegung im Bereich der Flyschzone/Klippenzone des westlichen Niederösterreichs. – Diplomarbeit, Universität Wien, 109 S., Wien.

Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck

TOBIAS IBELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartenblatt wird zu einem großen Teil durch das im BMN-Blattschnitt publizierte Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) abgedeckt, so dass nur im Osten geologische Neuaufnahmen durchzuführen sind (RUPP, 2013). Im Rahmen dieser geologischen Neuaufnahmen wurde im November 2016 und im März 2017 ein ca. 15 km² großes Gebiet nordwestlich Otttnang am Hausruck geologisch kartiert.

Das Kartierungsgebiet hat einen quadratischen Perimeter mit der UTM 33-Koordinate RW 349475 / HW 5332175 im Nordwesten und der Koordinate RW 398250 / HW 5328300 im Südosten. Es schließt damit zwischen Wolfharting im Norden und Ampflwang im Süden östlich an das Blatt Ried im Innkreis an. Aufgrund des anhaltend guten Wetters im März 2017 konnten die Aufnahmen nach Osten ausgedehnt und bis westlich Holzham und Mitterarming fortgesetzt werden.

Landschaftlich gliedert sich das Kartierungsgebiet in die waldbestandenen Höhenzüge des Hausruck und die durch ihn und seine Seitenäste (Riedel) umfassten Talungen mit Siedlungs- und Landwirtschaftsflächen. Der Hauptkamm des Hausruck verläuft vom Westrand des Kartierungsgebiets an den Nordrand, wo er sich in einen nach Norden und einen nach Osten verlaufenden Zweig teilt. Er trennt

damit einen über den Redlbach entwässernden größeren Gebietsteil im Süden von einem, über die Antiesen entwässernden, kleineren Gebietsteil im Nordwesten. Das Gebiet des Redlbaches wird durch die vom Hauptkamm gegen Süden und Südosten abzweigenden, bewaldeten Seitenkämme, in die Talschlüsse von Holzleithen, von Rackering-Simmering und von Holzham-Mitterarming gegliedert. Der Kamm des Hausruckwaldes reicht im Kartierungsgebiet bis auf etwa 750 m, der tiefste Punkt liegt am Redlbach südlich Bruckmühl auf etwa 530 m.

Zum Kartierungsgebiet existieren Vorarbeiten in Form zweier Diplomkartierungen (DECKERS, 1988; KALTBEITZER, 1988). In vielen Fällen haben sich aber die Aufschlussbedingungen geändert. Ehemalige Gruben sind häufig planiert und rekultiviert, neuere Weganschnitte oder Baugruben ergaben hingegen an anderer Stelle neue Einblicke in den Untergrund. Im Vergleich zu den Diplomkartierungen wurde außerdem ein größeres Augenmerk auf die quartäre Bedeckung gelegt.

Aufschlüsse des „tertiären“ Untergrundes sind generell selten und, wenn vorhanden, meist nur wenige Quadratmeter groß. Deshalb wurde bei der aktuellen Kartierung zusätzlich ein Erdbohrstock (Stechbohrer) verwendet, mit dem bei günstigen Bedingungen (wenig steiniger Boden) Proben aus bis einem Meter Tiefe entnommen werden konnten. Ergänzt wurde die Kartierung außerdem durch zwölf, je bis drei Meter tiefe Handbohrungen.

Otnang-Formation (Untermiozän, Otnangium)

Als ältestes Glied wurde im Kartierungsgebiet die Otnang-Formation (RUPP, 2008b) ausgeschieden. Sie ist unterhalb von etwa 600 m Höhe im Bereich der Talungen des Redlbaches verbreitet und vereinzelt in ehemaligen Gruben, in Weg- und Bahnanschnitten, an Prallhängen der Bäche und in deren Bachbett aufgeschlossen. Außerdem konnte sie bei Hausruckedt (RW 396200 / HW 5329300) und Bergern (RW 398085 / HW 5328720) mittels Handbohrungen und Sondierungen mit dem Erdbohrstock, im Bereich von Hangverflachungen nachgewiesen werden, die nicht durch pleistozäne Kiese bedeckt sind.

Bei den Gesteinen der Otnang-Formation handelt es sich vorwiegend um einfarbige, graue bis blaue, siltige bis feinsandige Tone und Mergel. In den seltenen Aufschlüssen, wie etwa in einer ehemaligen Grube in Bergern (RW 398430 / HW 5328650, heute Privatgrund) oder an einem Weganschnitt östlich Rackering (RW 397790 / HW 5329820), beobachtet man dünn geschichtete sandig-siltige Tone mit dünnen, zu Mergeln verhärteten Lagen, die insgesamt einfarbig- und einförmig wirken. Hinweise in Maulwurfhügeln, den Sondierungen mit dem Erdbohrstock und den Handbohrungen sind, neben dem meist nur leichten Karbonatgehalt, die einheitlich graue bis blaue und selten beige Farbe, die einheitliche, siltige bis feinsandige Korngröße mit eher feinkörnigem Hellglimmer und kleine, härtere Mergelplättchen.

Die Obergrenze der Otnang-Formation liegt im Kartierungsgebiet zwischen 590 und 610 m. Da die liegende Atzbach-Formation nirgends aufgeschlossen ist, kann die Mächtigkeit der Otnang-Formation nicht direkt bestimmt werden. Sie beträgt wahrscheinlich rund 60 m.

Ried-Formation (Untermiozän, Otnangium)

Die Ried-Formation (RUPP, 2008b) ist nur im kleineren, nordwestlichen und in die Antiesen entwässernden Gebietsteil kartiert. Dort tritt sie als Liegendes der Ampflwang-Formation bis in Höhen von 620 m, am unmittelbaren Westrand des Gebiets bis 630 m über Meer auf. Die Ried-Formation konnte im gesamten Gebiet nur über Sondierungen mit dem Erdbohrstock nachgewiesen werden, wobei ihre Unterscheidung von den Tonen der Ampflwang-Formation nicht immer eindeutig ist.

Es handelt sich um graue, oft auch grünliche, eher dunkle, teils sandige, vielfach siltige Tone oder Feinsande, die von den Tonen der Ampflwang-Formation durch tendenziell etwas höheren Sand- oder Siltgehalt und die in das olivgrüne gehende Farbe zu unterscheiden sind. Im Gegensatz zur Otnang-Formation fehlen die dort typischen Mergelplättchen.

Ampflwang-Formation (Obermiozän, Pannonium)

Über den Sedimenten des Otnangiums folgt im Kartierungsgebiet mit einer Schichtlücke die Ampflwang-Formation (RUPP, 2008b). Sie streicht in Höhenlagen zwischen 600 und 640 m über Meer an der Oberfläche aus, so dass ihre Verbreitung auf der Karte bandartig den Talrändern folgt. Dieser Bereich fällt meist mit der Grenze zwischen Wald und landwirtschaftlicher Nutzfläche zusammen und ist durch eine starke anthropogene Überprägung gekennzeichnet, die hier meist auf den weitverbreiteten ehemaligen Braunkohlebergbau im oberen Teil der Formation zurückzuführen ist. Die Ampflwang-Formation wird von einem deutlichen, oft durch Fassungen genutzten Quellhorizont in ihren hangenden Teilen begleitet. Ein weiterer, schwächerer, aber durch vernässte Böden gekennzeichneter Quellhorizont begleitet teilweise die Basis. So sind vor allem westlich von Rackering diffuse Wasseraustritte in etwa 605 m über Meer zu beobachten, die wahrscheinlich die Grenze zwischen Otnang-Formation und Ampflwang-Formation markieren.

Lithologisch ist die Ampflwang-Formation im Gegensatz zur Otnang-Formation vor allem durch ihre Vielfalt gekennzeichnet. Nahe der Basis treten sandige bis grobsandige, weiche und oft nasse, hellgraue bis weiße und kaum verfestigte, quarzreiche Sande auf. Diese sogenannten Klebsande waren im März 2017 bei Wegbauarbeiten südwestlich von Vorderarming (RW 399130 / HW 5330630) aufgeschlossen und konnten auch bei Sondierungen mit dem Erdbohrstock immer wieder nachgewiesen werden. Ihre Wasserführung ist wahrscheinlich für den schwachen unteren Quellhorizont verantwortlich. In dieses Niveau gehören auch harte, quarzitisches verkittete Konglomerate der sogenannten Pramquellen-Bank (RUPP, 2008b), die südlich Holzleithen (RW 395945 / HW 5329790) als Blöcke im Bach auf der Karte ausgeschieden wurde. Sie sind dort wahrscheinlich anthropogen kleinräumig umgelagert. Im oberen Teil der Formation sind meist zwei, jeweils bis mehrere Meter mächtige Braunkohle-Flöze und die diese trennenden hellgrau-silbrigen bis dunkelgrau-schwarzen, meist reinen Tone (Kohleton) entwickelt. Des Weiteren treten im gesamten Bereich der Ampflwang-Formation in Sondierungen mit dem Erdbohrstock graue, beige und gelbe, Glimmer führende Sande, Silte und siltige Tone auf. In kleinen Aufschlüssen wurden grau-beige bis gelbliche,

siltige Tone (RW 397950 / HW 5329680) und dünnbankige Wechsellagerungen weißlicher Tone mit gelblichen, siltingen Tonen und einzelnen, etwa ein Zentimeter mächtigen Kohlelagen (RW 395935 / HW 5330400) beobachtet.

Das Top der Ampflwang-Formation bewegt sich im Kartierungsgebiet zwischen 635 und 645 m, die Basis zwischen 590 und 610 m. Ihre Mächtigkeit kann damit auf 45 bis 55 m angegeben werden. Das von RUPP (2008b) beschriebene, teilweise ausgeprägte Relief im Liegenden der Ampflwang-Formation, konnte aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse im Gebiet weder bestätigt noch widerlegt werden. Allerdings wurde Ampflwang-Formation nirgends unterhalb von 600 m über Meer und Ottnang-Formation nirgends oberhalb von 610 m über Meer kartiert. Lediglich im nordwestlichen Teil des Kartierungsgebietes, wo Ampflwang-Formation über Ried-Formation liegt, schwankt die Höhe der kartierten Basis kleinräumig zwischen 610 und 630 m über Meer. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der schwierigen Unterscheidung beider Formationen in Sondierungen mit dem Erdbohrstock, ist bei der Lage der Formationsgrenze und somit bei der Höhe der Basis in diesem Bereich allerdings mit größeren Unsicherheiten zu rechnen.

Hausruck-Formation (Obermiozän, Pannonium)

Die Hausruck-Formation (RUPP, 2008b) ist das jüngste neogene Schichtglied im Kartierungsgebiet. Es baut die bewaldeten Hochlagen oberhalb von rund 640 m über Meer auf und nimmt damit über die Hälfte der Fläche im Kartierungsgebiet ein. In diesen Bereichen ist die Hausruck-Formation immer wieder in kleineren Gruben und Weganschnitten aufgeschlossen. Südlich Scheiben am Nordrand des Kartierungsgebietes wird in einer größeren Grube aktiv Kies der Hausruck-Formation abgebaut. Bei RW 397805 / HW 5331115 bildet lokal konglomerierte Hausruck-Formation eine kleine Felsstufe. Die Gebiete mit Hausruck-Formation sind durch trockene, steinige Böden sowie die Abwesenheit von Oberflächenwässern gekennzeichnet und werden ausschließlich forstwirtschaftlich genutzt. In Steilhängen sind immer wieder auffällige Flachstufen ausgebildet, die wahrscheinlich auf sandige oder tonige Linsen hinweisen. Sie wurden bei der Kartierung nach morphologischen Kriterien ausgeschieden.

Lithologisch handelt es sich um gut gerundete, schlecht sortierte Grobkiese mit einer grobsandigen Matrix und immer wieder eingeschalteten Sandlinsen. Als Komponenten überwiegen Quarzit- und Kristallingerölle, Kalksteine und andere Sedimente kommen untergeordnet vor. Die Korngröße reicht von der Kiesfraktion bis zu Steinen mit einigen Dezimetern Durchmesser. Die Kiese sind korngestützt, in Gruben meist standfest, aber nur selten fleckhaft zu Konglomerat verfestigt. Innerhalb der Hausruck-Formation treten nicht nur Sand-, sondern auch Tonlinsen auf. So wurden bei RW 395145 / HW 5331205 in 665 m über Meer für die Hausruck-Formation ungewöhnliche Quellaustritte beobachtet und in deren unmittelbarer Umgebung mit dem Erdbohrstock grauer, leicht sandiger Ton sondiert. Auch eine Bohrung (L 405/SB 10603, siehe DORIS (2011), Oberösterreichische Landesregierung) am Tanzboden nördlich Holzleithen und rund 400 m südlich dieser Quellaustritte durchteufte zwischen 645 und 680 m über Meer 35 m Ton innerhalb der Hausruck-Formation.

Da es sich um das jüngste Schichtglied handelt, ist die für die Hausruck-Formation bestimmbare Mächtigkeit von rund 100 m ein Mindestwert.

Umlagerungskiese als Reste pleistozäner Terrassen (Pleistozän)

Während der verschiedenen pleistozänen Kaltzeiten wurden Kiese der Hausruck-Formation erodiert und umgelagert. Reste dieser Umlagerungen finden sich vielfach als Kiesstreu in den Äckern und Wiesen der Talflanken und können als Relikte pleistozäner Terrassen angesprochen werden. Sie wurden bei der Kartierung überall dort ausgeschieden, wo ihr Vorkommen auf Kuppen oder konvexen Hangknicken, oder so weit von anstehender Hausruck-Formation entfernt liegen, dass eine Entstehung als Hangschutt oder kiesiger Hanglehm unwahrscheinlich ist. In der Regel handelt es sich dabei um stark steinige Partien in Äckern mit gut gerundeten und überwiegend hellen bis weißen Komponenten aus der Hausruck-Formation. Gemäß ihrer Höhenlagen können diese Umlagerungskiese grob in drei Niveaus unterschieden werden.

Die Basis des obersten Niveaus liegt auf rund 580 bis 590 m über Meer, wobei sie tendenziell stromauf ansteigt. Kiese dieses Niveaus finden sich in abgerissenen Linsen auf der rechten Talseite von Obermühlau taleinwärts über Hausruckedt bis Holzleithen, und auf der linken Talseite zwischen Engelfing und Rackering sowie im oberen Dorfteil und östlich von Bergern. Bei Rackering wurden sie in einer ehemaligen Grube abgebaut.

Die Basis des mittleren Niveaus liegt im Talquerschnitt Obermühlau-Bergern auf etwa 560 m über Meer und steigt stromauf bei abnehmender Mächtigkeit auf etwa 570 m über Meer bei Engelfing an. Während sich die Kiesstreu dieses Niveaus bei Bergern noch über einen Bereich von gut 15 Höhenmeter erstreckt und in einer ehemaligen Grube bei RW 379335 / HW 5328640 (heute Reservoir) in etwa dieser Mächtigkeit abgebaut wurde, handelt es sich bei Engelfing vermutlich nur noch um eine Mächtigkeit von wenigen Metern.

Im untersten Niveau der Umlagerungskiese wurden bei der Kartierung Vorkommen zusammengefasst, die zwar in Talbodennähe auftreten, die aber durch das rezente Fluss-System bereits eingeschritten, beziehungsweise vom Niveau der rezenten Alluvionen deutlich abgesetzt sind. Bei Bergern und Bruckmühl finden sich solche Kiese auf 540 bis 550 m über Meer. Zwischen Simmering und Wassenbrunn bilden sie eine etwa 20 m hohe Stufe oberhalb des Baches, deren Basis auf 580 bis 590 m Höhe verläuft.

Die Zuordnung der einzelnen Terrassenniveaus zum regionalen System der Schotterterrassen (Hochterrasse, Deckenschotter oder Prae-Günz) kann erst durch eine Korrelation mit den benachbarten Gebieten geklärt werden.

Umlagerungslehm (Pleistozän–Holozän)

Lehme und kiesige Lehme bedecken weite Teile der mäßig geneigten Hanglagen. Dabei handelt es sich um Fließerden, die sich durch eine Mischung von in-situ Verwitterung und gravitativem Eintrag aus höheren Lagen bildeten und, vor allem während Kaltzeiten, sich langsam kriechend talwärts bewegten und durchmischten. Die so entstandene

nen pleistozänen-holozänen Überdeckungen wurden bei der Kartierung qualitativ in kiesigen und schwach kiesigen Umlagerungslehm unterschieden. So finden sich über kiesigen Umlagerungslehmen auf Feldern sowie in Bodenaufschlüssen Steine in lockerer Verteilung, während über schwach kiesigem Umlagerungslehm nur ganz vereinzelt Steine zu finden sind. Kiesige Umlagerungslehme treten allgemein unterhalb von Hausruck-Formation oder pleistozänen Umlagerungskiesen auf.

Sackungsgebiete (Pleistozän–Holozän)

Sackungsgebiete treten im Kartierungsgebiet verschiedentlich an steileren, süd- und westwärts gerichteten Hängen auf. Die einzelnen Sackungsgebiete liegen westlich Tanzboden, nördlich Welserstollen, nördlich Waldpoint, nördlich Engfing, östlich Simmering und Wassenbrunn, östlich Bruckmühl und nördlich Roithing und haben meist Ausmaße von wenigen hundert Metern Breite. In der Regel sind dabei die Kiese der Hausruck-Formation über wasserstauenden Horizonten der unterlagernden Ampflwang-Formation abgeglitten. Östlich Bruckmühl finden sich auch in den Umlagerungslehmen unterhalb der Sackungsmassen aus Hausruck-Formation noch deutliche Sackungsstrukturen. Die Hauptaktivität der Sackungen ist wahrscheinlich in das periglaziale Umfeld während des späten Pleistozäns zu stellen.

Alluvionen (Holozän)

Rezente Alluvionen begleiten vielfach die aktuellen Bachläufe. Dabei handelt es sich um wechselnd feinkiesige, sandige oder tonige Ablagerungen episodischer Überschwemmungsereignisse. Daneben wurden bei der Kartierung vereinzelt auch fluviatile Schüttungsfächer am Ausgang von Trockentälchen im Bereich der Hausruck-Formation als kiesige Alluvionen sowie vernässte oder sumpfige Alluvionen aus überwiegend tonigem Detritus ausgetrennt.

Halden, Pingen, künstlich gestaltete Geländeform

Im Zusammenhang mit dem ehemaligen Braunkohlebergbau fanden im Verbreitungsgebiet der Ampflwang-Formation vielfach starke anthropogene Eingriffe in die natürliche Geländeform statt. In diesen Fällen wurden die größeren Abraumhalden des Bergbaus ebenso bei der Kartierung aufgenommen, wie die größeren der zahlreichen Einsturzlöcher (Pingen) im Verbreitungsgebiet der darüber liegenden Hausruck-Formation.

Künstlich gestaltete Geländeformen sind im Kartierungsgebiet ebenfalls verbreitet. Dazu zählen künstliche Aufschüttungen wie Bahndämme oder Ausebnungen von Feldern. Während sich die direkten Halden des Bergbaus nahe der ehemaligen Stollenmundlöcher befinden, wurde auch für die anderen Aufschüttungen und Geländeverbesserungen häufig Abraum aus dem Bergbau verwendet. So sind die Grenzen zwischen tatsächlicher Halde und künstlicher Aufschüttung, insbesondere im Bereich der ehemaligen Verladestationen wie beispielsweise in Hausruckedt, Holzleithen oder bei Welserstollen, nicht immer eindeutig zu ziehen.

Literatur

DECKERS, S. (1988): Geologische Karte des östl. Hausruckgebietes (östl. von Ampflwang) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

DORIS (2011): <http://doris.ooe.gv.at/> (abgerufen am: 02.05.2017).

KALTBEITZER, J. (1988): Geologische Karte des Hausruckgebietes östl. von Eberschwang (Oberösterreich) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

RUPP, C. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2008b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3329 Vöcklabruck-Ost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 433–434, Wien.



Buchbesprechungen

MARESCH, W., SCHERTL, H.-P. & MEDENBACH, O. (2016): **Gesteine – Systematik, Bestimmung, Entstehung.** – 3. korrigierte und ergänzte Auflage, VIII + 368 S., 72 Abb., 5 Tab., 430 Gesteinsfotos, 3 Bestimmungsschlüssel, Stuttgart (Schweizerbart).

ISBN: 978-3-510-65341-6.

Preis: 29,90 €.

www.schweizerbart.de

Die nun vorliegende dritte Auflage des Klassikers ist kompakter, dichter und informativer als die beiden vorigen Auflagen. Sie passt mit 368 Seiten und den Maßen von 17 x 24 cm sowie dem Gewicht von 740 Gramm immer noch in einen Rucksack, was ein Anliegen des Autorenteam war.

Die inhaltliche Gliederung erfolgt nach den drei Großgruppen: Magmatite (S. 72–179), Sedimentite (S. 181–259) und Metamorphite (S. 260–345). Vorangestellt ist eine Einführung in den Aufbau der Erde, eine Synopsis der gesteinsbildenden Minerale und ein Kapitel über das Gefüge der Gesteine mit den Schwerpunkten: Merkmale der Magmatite, klastische Gefüge und Merkmal der Sedimentite sowie Deformationsgefüge und kristalloblastisches Gefüge. Es folgt dann ein Abschnitt (S. 42–71) über die Klassifikation und Entstehung der Gesteine, in dem auch die Metamorphosetypen vorgestellt werden.

Die Beschreibung im speziellen Teil folgt einem einheitlichen Schema, wobei die Autoren die neuesten Klassifikationsempfehlungen der International Union of Geosciences (IUGS) berücksichtigen. Am Beginn steht der Mineralbestand/Chemismus, dann die Merkmale, die Entstehung, die Vorkommen, der Name sowie die praktische Bedeutung. Der Verweis auf die Abbildung ist typografisch in blauer Farbe hervorgehoben, was die Lesbarkeit erleichtert. Einzelne Diagramme (Streckeisen und Druck-Temperatur) erleichtern die Einordnung der Gesteine in die bekannten Systeme. Die teilweise halbseitigen Abbildungen zeigen das Gestein mit genauer Angabe der Größe und der Herkunft.

Doppelseitige Bestimmungshilfen am Schluss des Buches für die drei Großgruppen erleichtern die Ansprache und die Zuordnung der Gesteine.

Fazit: Ein kompaktes und kompetentes Buch, für interessierte Laien ebenso zu empfehlen wie für Studierende. Mit dem einleitenden Part über den Aufbau der Erde schlägt das Buch die Brücke zur Geologie, einmal mehr wird evident, dass Gesteine ein Teil des Ganzen sind.

THOMAS HOFMANN



EGGER, H. (2017): **Lebensräume – Ausflüge in die Erdgeschichte von Salzburg und Oberbayern.** – 144 S., ill., Salzburg (Verlag Anton Pustet).

ISBN: 978-3-7025-0870-8.

Preis: 25 €.

EGGER, H. (2017): **Habitats – Excursions into the Earth History of Salzburg and Upper Bavaria.** – 144 S., ill., Salzburg (Verlag Anton Pustet).

ISBN: 978-3-7025-0881-4.

Preis: 25 €.

<https://www.pustet.at>

Vorweg: ein gelungenes Buch, das Lust auf Geologie, nicht nur der Region Salzburg und Oberbayern, sondern auch darüber hinaus macht. Alleine die Haptik des Buches, Hardcover, handliches Format (18,5 x 26 cm) bietet

einen angenehmen Einstieg. Das Buch ist durchgehend farbig illustriert und hat eine klare Gliederung in vier stratigrafische Abschnitte (spätes Perm und Trias, Jura und Kreide, Paläogen und Neogen). Dieser auch farblich hinterlegten Gliederung folgen die insgesamt 38 Exkursionspunkte, die auf einer topografischen Übersichtskarte im Vor- und Nachsatz dargestellt sind.

Das Buch selbst ist dem großen Kenner der Geologie der Salzburger Kalkalpen, Benno Plöching (1917–2006), gewidmet. Am Beginn der genannten Kapitel stehen allgemein verständliche Einleitungen, die sehr hilfreich sind, wenn es um das Verständnis der Paläogeografie und der Entwicklung in den einzelnen Abschnitten geht.

Die geologische Vielfalt der Region bringt es mit sich, dass hier alle überregional berühmten Lokationen, angefangen von den Steinbrüchen in Adnet, der Glaserbachklamm, den Steinbrüchen im „Untersberger Marmor“ in Fürsten-

brunn bis hin zum Naturdenkmal der Trockenen Klammern bei Elsbethen, zu finden sind. Jeder Exkursionspunkt, der zwei bis vier Seiten umfasst, hat grafisch gut gestaltete Lagekarten mit Koordinaten, eine kurze Wegbeschreibung sowie schöne Fotos. Hier gelingt dem Autor eine ausgewogene Mischung zwischen Landschaftsfotos, Gesteinsfotos bis hin zu gelegentlichen Fossil- und Mikroaufnahmen. Kurze Literaturzitate am Beginn verweisen auf die wesentliche Literatur, die sich ab Seite 139 findet. Der Stil erweist sich als verständlich und zeugt gleichzeitig von der fachlichen Kompetenz Eggers, der seit 1990 an der Geologischen Bundesanstalt in Wien im Bereich der geologischen Landesaufnahme tätig ist. Ein Glossar (S. 136–138) dient der Erläuterung von Fachbegriffen.

Fazit: Ein Buch, das durch Lesbarkeit, Kompetenz und Ästhetik überzeugt und einen Meilenstein in der Vermittlung regionaler Geologie darstellt. Dank der Übersetzung der Paläontologin Kathleen Histon liegt das Buch auch in englischer Sprache (Broschur) vor. Der Umstand, dass es ein allgemein verständliches geologisches Buch gleichzeitig in deutscher und englischer Sprache gibt, ist sehr selten und umso begrüßenswerter. Damit eröffnet sich die Geologie der Region nicht nur Touristinnen und Touristen, sondern auch der internationalen Fachöffentlichkeit.

THOMAS HOFMANN



STÜWE, K. & HOMBERGER, R. (2018): **Steiermark aus der Luft**. – 208 S., ill., Gnas (Weishaupt Verlag).

ISBN: 978-3-7059-0509-2.

Preis: 48 €.

<http://www.weishaupt.at>

Das Erfolgsteam zu Boden (Geologie) und in der Luft, Stüwe & Homberger, muss man nicht mehr näher vorstellen. Ihr Buch „Die Geologie der Alpen aus der Luft“, ebenfalls im Weishaupt Verlag erschienen, erreichte mit den phänomenalen Luftbildern mittlerweile die 5. Auflage und wurde längst zum Klassiker, der neue Maßstäbe setzte. Dass nun, da Kurt Stüwe an der Universität Graz Geologie lehrt, die Steiermark Thema eines Buches ist, scheint nahezu logisch. Auch wenn der Titel mit „Steiermark aus der Luft“ diesmal weiter und umfassender gewählt ist, so ist die Handschrift des Geologen deutlich spürbar.

Im einleitenden Kapitel „Das Werden der Steiermark“ geht es in erster Linie um Geologie. Hier geben vereinfachte geologische Karten auch dem interessierten Laien Einblicke in den Untergrund und die Genese der Steiermark. Auch im nächsten Kapitel, „Die Vielfalt der Landschaft“, das von Seite 26 bis 143 reicht, erfolgt die Gliederung nach geologischen Gesichtspunkten (Kalkalpen, Grauwackenzone und andere paläozoische Gebiete, Kristallin-Gebiete, Steirisches Becken). Dementsprechend sind den erwähnten Einheiten auch stets geologisch-tektonische Übersichtskarten vorangestellt, diesen folgen dann eine

Reihe ganzseitiger Bilder, die Tal-, Berg- und Beckenlandschaften, aber auch Bilder von Siedlungen und Städten im Wandel der Jahreszeiten zeigen. Dank der schrägen Luftbildaufnahmen werden vielfach Blicke über weite Gipffluren gewährt; dass diese in kleinen Skizzen beschrieben werden, ist den Autoren hoch anzurechnen.

Selbstverständlich kommen auch Geologen und Geomorphologen auf Ihre Rechnung, einzigartig sind etwa Bilder mit dem gebankten Dachsteinkalk der Gesäuseberge (S. 60f.) oder die nahezu als lehrbuchmäßig zu bezeichnende Landschaft der Dolinen auf dem Plateau der Hohen Veitsch (S. 71).

Das dritte und letzte Kapitel, „Der Reichtum des Landes“ (ab S. 144), beginnt mit dem Erzberg, zeigt eine Reihe wichtiger Infrastrukturprojekte und die Vielfalt der Kulturgüter, angefangen von der Riegersburg bis hin zu Mariazell. Beim Unterkapitel „Wirtschaft und Tourismus“ geht es nicht nur um Standorte in der Mur-Mürz-Furche, sondern auch um Steinbrüche, wie den Basaltsteinbruch in Klöch, den Steinbruch in Retznei, den Talksteinbruch am Rabenwaldkogel, um nur einige zu nennen.

Wieder ein gelungenes Buch des Erfolgsteams Stüwe & Homberger, dem sicher mehrere Auflagen folgen werden; mögen derartige Bücher auch über andere Bundesländer folgen!

THOMAS HOFMANN