

JAHRBUCH

2021

BAND 161/1-4



Geologische Bundesanstalt

JAHRBUCH

2021

BAND 161/1-4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Die Geologische Bundesanstalt ist eine Forschungseinrichtung des Bundesministeriums für
Bildung, Wissenschaft und Forschung.

 **Bundesministerium**
Bildung, Wissenschaft
und Forschung

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Redaktion: Andrea Steinbichler & 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: Gerin Druck GmbH, Gerinstraße 1–3, 2120 Wolkersdorf im Weinviertel.

**Inhalt Contents**

HÄUSLER, H., WILD, E.M. & STEIER, P.: Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich)	5	HÄUSLER, H., WILD, E.M. & STEIER, P.: Age and facies of Quaternary deposits in the surroundings of Lake Neusiedl (Northern Burgenland, Austria)	5
GRUPE, S., PAYER, T. & PFLEIDERER, S.: Donauterrassen und Donaukiese im Bereich des Wiener Stadtgebietes	29	GRUPE, S., PAYER, T. & PFLEIDERER, S.: Danube terraces and gravel in the Vienna City area	29
POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ČORIĆ, S., GRÖSEL, K., PERESSON, M., GEBHARDT, H. & MANDIC, O.: Bohrkernaufnahmen und Dokumentation von Massenbewegungen an der II. Wiener Hochquellenleitung in der Gemeinde Kirnberg an der Mank (Niederösterreich) sowie Dokumentation eines ehemaligen Ton-Abbaus	39	POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ČORIĆ, S., GRÖSEL, K., PERESSON, M., GEBHARDT, H. & MANDIC, O.: Documentation of drill cores and mass movements along the Second Vienna Mountain Spring Pipeline in the community of Kirnberg an der Mank (Lower Austria), and documentation of an old clay pit	39
SCHRAUT, G.: Die Schicht s vom Auernig (1.863 m) – besondere Kalkbänke aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanien) der Karnischen Alpen (Österreich): Erforschungsgeschichte – Faunenübersicht – neue Faunenbestandteile.....	63	SCHRAUT, G.: The Layer s from mount Auernig (1,863 m) – special limestone beds from the high Upper Carboniferous (Pennsylvanian) of the Carnic Alps (Austria): History of research – faunal overview – new faunal components	63
GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Beschreibungen und Analysen von neuseeländischem Nephrit und Tangiwait-Jade (Pounamu) von Ferdinand von Hochstetter (1864) und Friedrich Berwerth (1880): eine kommentierte englische Übersetzung mit Anmerkungen	91	GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Descriptions and analyses of New Zealand nephrite and tangiwaite jade (pounamu) by Ferdinand von Hochstetter (1864) and Friedrich Berwerth (1880): a scholarly annotated English translation	91
HOFMANN, T.: Die Vorlesungen von Eduard Suess an der Universität Wien von 1858 bis 1901	125	HOFMANN, T.: The lectures of Eduard Suess at the University of Vienna from 1858 to 1901	125
KRENN, M.: Geologen unter Wiens Straßennamen.....	139	KRENN, M.: Geologists among Vienna's street names.....	139
LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M.: Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019).....	157	LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M.: Supplement and erratum to “Terminology for geological mapping of Quaternary and mass movements in Austria” (STEINBICHLER et al., 2019).....	157
FRIEBE, J.G. & DE JONG, M.: Leo Wilhelm Siebe de Graaff (28. Februar 1938 – 30. Dezember 2021)	237	FRIEBE, J.G. & DE JONG, M.: Leo Wilhelm Siebe de Graaff (28. Februar 1938 – 30. Dezember 2021)	237
LOBITZER, H., MADĚRA, P. & ŠVÁBENICKÁ, L.: Zdeněk Kukul (29. November 1932 – 12. Dezember 2021) – Ein großartiger Geologe verließ die Bühne.....	243	LOBITZER, H., MADĚRA, P. & ŠVÁBENICKÁ, L.: Zdeněk Kukul (29. November 1932 – 12. Dezember 2021) – Ein großartiger Geologe verließ die Bühne	243
MINDSZENTY, A., BÉRCZI, I. & LOBITZER, H.: Viktor Dank (March 17, 1926 – December 7, 2021)	245	MINDSZENTY, A., BÉRCZI, I. & LOBITZER, H.: Viktor Dank (March 17, 1926 – December 7, 2021)	245

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich
1 : 50.000 in den Jahren 2015–2021****Geological Mapping Reports for the 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2015–2021****Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)**

LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F.: Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn.....	161
ROETZEL, R.: Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	164
ČORIĆ, S.: Bericht 2019–2020 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone und im Helvetikum auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems	181
KURZ, M.: Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen der Deckenscholle der Hallstätter Zone in der Dachstein-Decke im Gebiet der Wurzeralm (Spital am Phyrn) auf Blatt 98 Liezen	182
IGLSEDER, C. & HUET, B.: Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	186
GRIESMEIER, G.: Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming.....	191
GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach.....	196

Anmerkung / Note

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

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

REISER, M.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital	201
REISER, M.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital	204
ZASADNI, J.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente im Zillergrund auf Blatt NL 33-01-25 Sankt Peter in Ahrn .	209
BRYDA, G.: Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	210
BRYDA, G.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	214
PAVLIK, W.: Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs	217
PAVLIK, W.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs	218
LUKAS, J.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im nördlichen Teil des Sadnig-Komplexes auf Blatt NL 33-04-03 Lienz.....	219
HOFMAYER, F.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck	224
HOFMAYER, F.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz.....	228

Buchbesprechungen / Book Reviews

LEHRBERGER, G. (Hrsg.) & SONNENWALD, M. (Hrsg.) (2021): Glanz und bunte Vielfalt: Kulturgeologie der Dekorgesteine barocker Schlösser und Kirchen in Westböhmen und Oberfranken	247
SCHINDLER, C. (Hrsg.) & NOLDEN, S. (Hrsg.) (2021): Georgiana von Hochstetter: Reisetagebücher einer Wiener Gelehrtenfrau aus den Jahren 1876 bis 1889	247

Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich)

HERMANN HÄUSLER¹, EVA MARIA WILD² & PETER STEIER²

10 Abbildungen, 3 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
 BMN / UTM
 60 Bruck an der Leitha / NM 33-12-27 Bruck an der Leitha
 61 Hainburg an der Donau / NM 33-12-28 Preßburg
 62 Preßburg
 78 Rust / NL 33-03-03 Neusiedl am See
 79 Neusiedl am See / NL 33-03-04 Nickelsdorf
 80 Ungarisch Altenburg / NL 33-03-09 Illmitz
 108 Deutschkreuz / NL 33-03-10 Andau
 109 Pamhagen

Nördliches Burgenland
 Parndorf-Formation
 Illmitz-Formation
 Osli-Formation
 Quartär

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	6
Einleitung	6
Material und Methodik	8
¹⁴ C-Datierung von Pflanzenresten aus Flachbohrungen im Seewinkel	9
¹⁴ C-Datierung von Torflagen bei Osli, Hanság	10
Lithostratigrafische Beschreibung der quartären Ablagerungen der Parndorfer Platte, des Seewinkels und des Hanság	12
Parndorf-Formation	13
Illmitz-Formation	16
Osli-Formation	19
Diskussion über die Entstehung pleistozäner Ablagerungen der Illmitz-Formation	20
Zur Entstehung des salzföhrnden Horizontes	21
Ein Sedimentationsmodell für die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels	22
Neuinterpretation der Bildung des „Seedammes“ am Ostrand des Neusiedler Sees	23
Dank	24
Literatur	24

Zusammenfassung

Die quartären Ablagerungen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees werden lithostratigrafisch in drei Formationen gegliedert: die Parndorf-Formation, die Illmitz-Formation und die Osli-Formation.

Die durchschnittlich 10 m mächtigen, pleistozänen Ablagerungen der Parndorfer Platte werden nach dem Ort Parndorf als Parndorf-Formation bezeichnet. Während der Günz- und Mindel-Eiszeit floss die Paläo-Donau aus dem Wiener Raum über Bruck an der Leitha nach Süden in Richtung Kleine Ungarische Tiefebene (Kisalföld). Durch tektonische Verstellungen während des Mindel/Riß-Interglazials verlagerte die Paläo-Donau ihren Lauf von der Brucker Pforte etwa 10 km nordöstlich in die Thebener Pforte bei Preßburg. Danach umfloss sie während der Riß-Eiszeit die im Vergleich zum tektonisch abgesenkten Kisalföld um mehrere Meter relativ gehobene Parndorfer Platte.

In einem weit verzweigten Fluss-System, bestehend aus Paläo-Donau, Paläo-Ikva und Paläo-Raab/Rabnitz wurden seit der Riß-Eiszeit im Seewinkel Sedimente abgelagert, die nach dem Ort Illmitz als Illmitz-Formation bezeichnet werden. Die rund 10–25 m mächtigen Ablagerungen der Illmitz-Formation beinhalten die früher als „Seewinkelschotter“ (des Würm) kartierten sandigen Kiese, deren Fortsetzung im Kisalföld von ungarischen Geologen seit jeher als Ablagerung der Riß-Eiszeit

¹ HERMANN HÄUSLER: Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. hermann.hausler@univie.ac.at

² EVA MARIA WILD, PETER STEIER: Vienna Environmental Research Accelerator (VERA)-Laboratory, Fakultät für Physik – Isotopenphysik, Universität Wien, Währinger Straße 17, 1090 Wien.

eingestuft wurde. Die Entstehung von Salzböden im Seewinkel geht auf den „Salzföhrnden Horizont“ zuröck, der wöhrend der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials abgelagert wurde. Sandige Kiese der Illmitz-Formation werden als Rinnenfüllungen, kiesige Sande als Schwemmfächerablagerungen und feinklastische Ablagerungen als Flutflächensedimente eines aderförmig verzweigten Fluss-Systems interpretiert. Aufgrund von Wirbeltierfunden, Funden von Gastropoden und Pollenspektren sowie Optisch stimulierter Lumineszenz (OSL)-, Infrarot stimulierter Lumineszenz (IRSL)- und ¹⁴C-Analysen umfasst die Illmitz-Formation Ablagerungen der Riß- und Würm-Eiszeit und reicht bis in das Holozän.

Im südöstlichen Seewinkel wurden im frühen Holozän ca. 10 m mächtige See-Sedimente abgelagert. Sie werden im ehemaligen Überflutungsbereich des Waasen und Hanság von einer ein bis zwei Meter mächtigen Wechsellagerung aus limnisch-fluviatilen Sedimenten und Torflagen überlagert. Diese Abfolge wird nach der nördlich von Kapuvár gelegenen Ortschaft Osli als Osli-Formation bezeichnet. Wöhrend die Torfentwicklung der Osli-Formation Überschwemmungen des Hanság seit ~6.000 Jahren belegt, bildete sich Torf bei Apetlon erst seit einigen hundert Jahren vor Christi Geburt. Die darüber folgenden Schlammablagerungen des Neusiedler Sees reichen in diesem Bereich bis in die heutige Zeit.

Age and facies of Quaternary deposits in the surroundings of Lake Neusiedl (Northern Burgenland, Austria)

Abstract

The Quaternary deposits northeast and east of Lake Neusiedl are divided into three lithostratigraphic formations: the Parndorf Formation, the Illmitz Formation and the Osli Formation.

The Pleistocene deposits of the Parndorf Plateau, termed the Parndorf Formation, are on average 10 m thick and were named after the village Parndorf. During the Günz- and Mindel Glaciation, the Paleo-Danube flowed from the Vienna Basin through the Bruck Gate (near Bruck an der Leitha) southward to the Little Hungarian Plain (Kisalföld). Due to tectonic displacements during the Mindel/Riss-Interglacial period, the Paleo-Danube changed its course from the Bruck Gate ~10 km northeastwards to the Theben Gate (near Bratislava). During the Riss Glaciation the flow continued around the Parndorf Plateau, which was several metres higher than the neighbouring tectonically subsided Kisalföld.

In a widely branched river system comprising the Paleo-Danube, Paleo-Ikva and the Paleo-Rába/Repce, fluvial sediments have been deposited since the Riss Glaciation. These were named the Illmitz Formation after the village Illmitz. The deposits of the Illmitz Formation are in general 10–25 m thick and contain the sandy gravel beds that were previously mapped as „Seewinkelschotter“ (of Würm Glaciation). Their continuation into the Kisalföld has long been categorised by Hungarian geologists as deposits from Riss Glaciation. The formation of saline soils and pans in the Seewinkel Plain results from a „salt bearing horizon“ which was deposited during the climatically warmer period of the Riss/Würm (Eemian) Interglacial. Sandy gravels of the Illmitz Formation are interpreted as channel deposits, gravelly sands as crevasse-splay deposits and gravelly silt and clay as floodplain fines of an anastomosing river system. Based on vertebrate finds, gastropod finds and pollen spectra finds as well as optically stimulated luminescence (OSL)-, infrared stimulated luminescence (IRSL)- and ¹⁴C-analyses, the Illmitz Formation contains deposits dating from the Riss- and Würm Glaciation continuing into the Holocene.

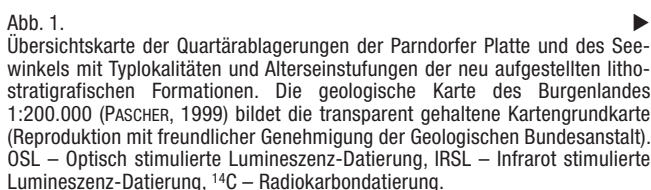
In early Holocene times, lacustrine deposits of ~10 m in thickness were deposited in the southeastern Seewinkel Plain. In the (former) wetlands of the Waasen and Hanság, these are overlain by alternating peat and fluvial sediment deposits of one to two metres in thickness. This sequence is termed the Osli Formation, named after the village Osli, located several kilometres north of Kapuvár. While the peat deposits of the Osli Formation evidence flooding of the Hanság over ~6,000 years, south of Apetlon peat was only formed some few hundred years BC. In this area, the overlying gludge deposits of Lake Neusiedl reach to the present day.

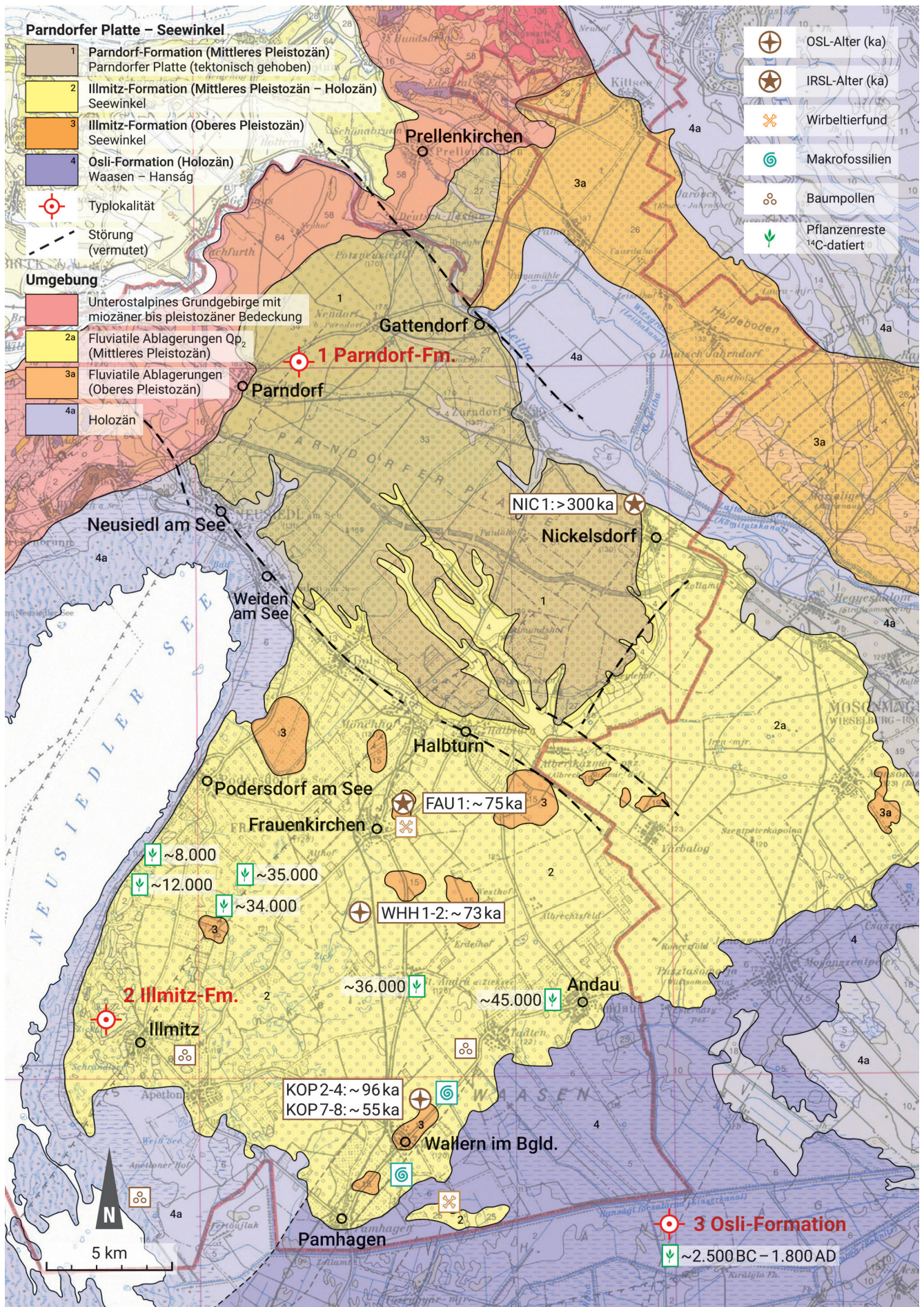
Einleitung

Die Neubearbeitung quartärer Ablagerungen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees betrifft die Landschaftsräume der Parndorfer Heide und des Seewinkels. Die Parndorfer Heide bildet ein ~200 km² großes, flach nach Süden geneigtes Plateau, das auch als Parndorfer Heideplatte bezeichnet wurde. Sie erstreckt sich vom nordöstlichen Ausläufer des Leithagebirges, von einer Höhe von 182 m (in dieser Arbeit immer Meter über Adria, wenn nicht anders angegeben), auf eine Distanz von etwa 18 km nach Südosten bis zur Ortschaft Kleylehof auf 150 m. Im Südwesten grenzt die Parndorfer Platte entlang der allgemeinen Linie Neusiedl am See – Gols – Halbturn mit einem ~10 m hohen Steilabfall an den Seewinkel. Im Südosten verflacht sie in Richtung Kisalföld. Die Nordostbegrenzung bildet die Leitha. Entlang der südöstlich verlaufenden Linie Gattendorf – Nickelsdorf geht die Parndorfer Platte in die Leithaniederung über. Die Parndorfer Platte besteht nach TAUBER (1959c: 7): „... aus einem eingeebneten schiefgestellten Sockel aus pannonischen Sedimenten, der in einer Mächtigkeit von meist 3–10 m von diskordant auflagernden ... Terrassenschottern bedeckt wird.“ Die Schichtfolge des um wenige Grad nach Südosten verkippten Pannon-Sockels umfasst nach TAUBER (1959c) fossilführende mittelpannone Tonmergel (Pannonium, Zone E), oberpannone Tonmergel der „Blauen Serie“ (Pannonium, Zone F und G) sowie Tonmergel der „Gelben Serie“ (Pannonium,

Zone H). Auf der geologischen Karte 1:200.000 von PASCHER (1999) wird die Parndorfer Platte nahezu allseitig von tektonischen Störungen begrenzt (vgl. FUCHS & GRILL, 1984b; SCHNABEL, 2002; Abb. 1). Die Einstufung der pleistozänen Ablagerungen auf der Parndorfer Platte geht auf die geologische Karte von FUCHS (1985c) zurück, die Erläuterungen dazu stammen von HÄUSLER (2007).

Der Seewinkel ist ein ~350 km² großes, ebenfalls flach nach Süden geneigtes Plateau mit kleineren Seen und zahlreichen Salzlacken. Er setzt südlich des Steilabfalls der Parndorfer Platte ein und reicht vom Ostufer des Neusiedler Sees bis zur ungarischen Grenze. Auf eine Entfernung von 20 km beträgt die Höhendifferenz im Seewinkel insgesamt etwa 9 m, von 125 m nördlich Frauenkirchen bis zum Südufer des Neusiedler Sees auf rund 116 m. Der Südostteil des Seewinkels wird als Waasen (Wasen) bezeichnet, ein ursprüngliches Feuchtgebiet, das sich auf ungarischem Gebiet im Hanság fortsetzt. Das heute ebenfalls großflächig entwässerte Gebiet des Hanság war früher mit dem Neusiedler See verbunden.

Abb. 1.  Übersichtskarte der Quartärablagerungen der Parndorfer Platte und des Seewinkels mit Typlokalitäten und Alterseinstufungen der neu aufgestellten lithostratigraphischen Formationen. Die geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999) bildet die transparent gehaltene Kartengrundkarte (Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der Geologischen Bundesanstalt). OSL – Optisch stimulierte Lumineszenz-Datierung, IRSL – Infrarot stimulierte Lumineszenz-Datierung, ¹⁴C – Radiokarbondatierung.



In vorliegender Arbeit werden hauptsächlich Ergebnisse von eigenen Forschungsprojekten im Seewinkel präsentiert. In den Jahren 2013 bis 2014 erfolgten 32 Flachbohrungen in Salzlacken bis maximal 2 m Tiefe. Von 64 horizontal entnommenen Sedimentproben aus 12 Lackenprofilen wurden Korngrößenbestimmungen durchgeführt. Ferner wurden systematisch Hölzer aus Kiesgruben aufgesammelt, die im Zuge der Nassbaggerung angefallen sind. Letztlich wurden in einem Kooperationsprojekt mit der Westungarischen Universität in Sopron bodenkundlich-lithologische Profile aus Torfwannen südlich des Seewinkels bei Osli untersucht. Die Beschreibung der drei Formationen folgt den Vorschlägen von OWEN (2009) und beinhaltet den Typusort mit Koordinaten, ihre geografische Verbreitung, das Typusprofil und gegebenenfalls Referenzprofile, ihre Lithologie und Mächtigkeit, das Alter der Formation, ferner Angaben über die unter- und überlagernde Formation sowie das Ablagerungsmilieu. Weiters folgt für jede Formation eine kurze Diskussion mit Angabe zusätzlicher Daten. Weitere Fragen, die über die Diskussion in den einzelnen Kapiteln hinausgehen, werden in einem Schlusskapitel behandelt. Die Einführung formaler lithostratigraphischer Formationen bietet eine fundierte Grundlage für Vergleiche mit quartären Ablagerungen in Nachbargebieten und soll weitere geowissenschaftliche Projekte im Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel anregen.

Material und Methodik

Aus vier von 32 Flachbohrungen im Bereich der Salzlacken des Seewinkels konnten Pflanzenreste für eine ^{14}C -Datierung gewonnen werden. Von 20 aufgesuchten ehemali-

gen bzw. noch in Betrieb befindlichen Baggerseen wurden acht Holzproben für eine Altersdatierung ausgewählt (Abb. 2). Von fünf der 35 bodenkundlich aufgenommenen Torfprofile nördlich von Osli wurden acht Proben für eine ^{14}C -Datierung entnommen (HÄUSLER et al., 2007, 2017b; Abb. 4). Die Datierungsergebnisse der Pflanzenreste aus den Lockergesteinsprofilen des Seewinkels sind im ersten Subkapitel zusammengestellt, die Datierung der Torfproben von Osli im zweiten. Die Auswertung der ^{14}C -Daten von Hölzern aus Kiesgruben des Seewinkels bleibt einer eigenen Arbeit vorbehalten.

Die ^{14}C -Datierung der Proben wurde am Vienna Environmental Research Accelerator (VERA) der Universität Wien durchgeführt. Sowohl die Torfproben von Osli als auch die aus den Bohrkernen der Flachbohrungen im Seewinkel händisch herauspräparierten Pflanzenreste sowie Holzstückchen von der Probe ID 300-5 wurden mit der Standard-ABA (acid-base-acid)-Methode des VERA-Labors aufbereitet (WILD et al., 2008). Bei Proben, bei denen eine größere Menge an Karbonat erwartet wurde, wurde der erste HCl Aufbereitungsschritt wiederholt. Ein Großteil der Torfproben bestand aus gut erhaltenen Pflanzenresten. Um sicher zu stellen, dass ein datiertes Material aus kurzlebigen Pflanzen besteht, wurde unter anderem von PIOTROWSKA et al. (2011) empfohlen, *Sphagnum* (Torfmoos) als Probenmaterial von Torfproben zu verwenden. Bei den untersuchten Torfproben von Osli konnte jedoch keine Identifizierung der vorliegenden Pflanzenarten durchgeführt werden. Es ist aber davon auszugehen, dass die selektierten Pflanzenreste von oberirdisch wachsenden, kurzlebigen Pflanzen stammen. Einige der Torfproben waren bereits sehr zersetzt. Auch in diesem Fall wurde für die Probenaufbereitung die ABA-Methode nach MOOK & STREURMAN (1983; vgl. BLAAUW et al.,

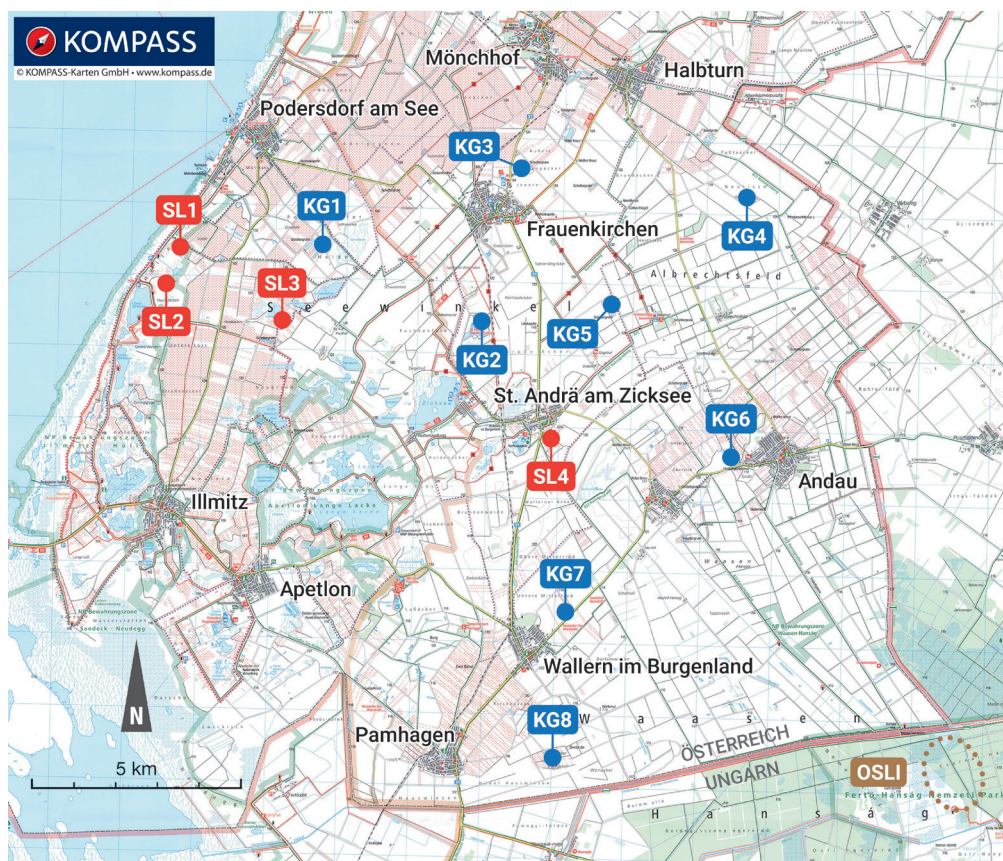


Abb. 2. Übersicht der beprobten Kiesgruben im Seewinkel (KG1–KG8), ausgewählter Bohrungen im Bereich von Salzlacken (SL1–SL4) und des Untersuchungsgebietes von Torfprofilen im Hanság nordöstlich der Ortschaft Osli (für Details siehe Abbildung 4; Ausschnitt aus KOMPASS WK 215 Neusiedler See © Kartografie KOMPASS-Karten GmbH, Lizenz-Nr. 13-0520-LAB).

2004) gewählt. Bei der Interpretation der Datierungsergebnisse muss berücksichtigt werden, dass diese Proben nach der Entfernung der Karbonate, der säurelöslichen organischen Stoffe (Fulvosäuren) und der Huminsäuren möglicherweise auch einen durch die chemische Methode nicht entfernbaren Kohlenstoffanteil enthalten, der an Tonpartikel gebunden war oder von einem Torfbrand stammt. Ebenso zu berücksichtigen ist nach KILIAN et al. (2000) die Möglichkeit einer tieferen Durchwurzelung, sodass Pflanzenreste auch aus unterschiedlichen Zeitperioden stammen können, wodurch das ^{14}C -Alter einer Torfprobe eventuell verfälscht sein kann. Um zu untersuchen, ob verschiedene Probenfraktionen ein unterschiedliches ^{14}C -Alter aufweisen, wurden von der Probe Osli S04-213 zusätzlich zu der ABA-behandelten Probe (VERA-3748A und VERA-3748_2) auch Huminsäuren (VERA-3748_3), Holzkohlenstücke (VERA-3748B und VERA-3748_1) und Pflanzenreste (VERA-6426) datiert, die aus der Gesamtprobe separiert wurden. Dabei zeigte sich, dass die Probe VERA-3748A und die selektierten Pflanzenreste (VERA-6426) ein deutlich jüngeres ^{14}C -Alter aufwiesen als die anderen Teilproben von Osli S04-213 (Tab. 2). Das lässt auf Inhomogenität im Alter der Probe schließen. Es ist aber hierzu anzumerken, dass die Torfproben nicht für die Erstellung einer präzisen ^{14}C -Ablagerungschronologie genommen wurden. Die Datierungen sollten nämlich nur zur zeitlichen Einschätzung der Torfablagerungen zwischen den Lockergesteinen dienen. Ob die Inhomogenität in der Natur der Probe selbst liegt oder im Zuge der Freilegung der Torfprofile zustande gekommen ist, kann nicht mehr geklärt werden, da die Torfprofile nicht mehr zugänglich sind.

Die Datierung von Pflanzenresten aus der Bohrung Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee (ID 264) war ebenfalls problematisch. Der Bohrkern ID 264 enthielt viel feinkörniges Sediment und winzige Rückstände von Muschel- oder Schneckenschalen, es konnten jedoch keine pflanzlichen Makrofossilien aus dem Bohrkernmaterial entnommen wer-

den. Daher wurden von dieser Probe nur Huminsäuren und der nach zweimaliger Behandlung mit HCl unlösliche (organische) Kohlenstoff datiert. Das überraschend hohe ^{14}C -Alter der Huminsäuren stimmt innerhalb der 2σ -Unsicherheit mit dem Ergebnis einer weiteren unabhängigen Datierung überein. Das ^{14}C -Alter der nur mit HCl behandelten Probe ist deutlich niedriger (Tab. 1, Probe ID 264-2). Die Diskrepanz der beiden Alter konnte bisher noch nicht geklärt werden. Die Huminsäuren wurden aus der Probe Osli S04-213 und der Bohrkernprobe Badelacke bei St. Andrä am Zicksee (ID 264) jeweils nach einer vorhergehenden Behandlung der Probe mit HCl mit NaOH-Lösung extrahiert, die anschließend mit HCl angesäuert wurde, um die Huminsäuren auszufällen (WILD et al., 2013). Die weitere Behandlung und Messung der vorbehandelten Proben wird in WILD et al. (2008) und STEIER et al. (2004) beschrieben.

Die beiden folgenden Subkapitel informieren über die bearbeiteten Geländeprofile und die Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen von Pflanzenresten aus Flachbohrungen in Salzlacken des Seewinkels sowie von Torfprofilen im Hanság nördlich von Osli.

^{14}C -Datierung von Pflanzenresten aus Flachbohrungen im Seewinkel

In vier Flachbohrungen im Bereich von Salzlacken wurden in Tiefen von 1,20 bis 1,70 m Pflanzenreste angetroffen. Bei den Lockergesteinsprofilen handelt es sich um eine Wechsellagerung von Ton, Schluff und Grobsand mit feinkiesigem Schluff, feinkiesigem Grobsand und Feinkieslagen (Abb. 3). Der unterschiedliche Profilaufbau ist charakteristisch für die Variationsbreite des salzführenden Horizontes, über dem sich Salzböden ausgebildet haben.

Tabelle 1 enthält neben den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in ‰ sowohl die kalibrierten Alter (cal BP) als auch die ^{14}C -Alter in Jahren „Before Present“ (BP). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden mittels AMS

Ort	Salzlacke	Koordinaten	Tiefe	Probe	Lab-Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	^{14}C -Alter [yr BP]	Kalibrierte Alter (cal BP)
Höll-Lacke südwestlich Podersdorf am See	SL1	N 47°49'37,08" E 16°48'25,62"	1,20 m	ID 286-4	VERA-6114	-26,5 ± 0,8	7.270 ± 40	8.180 (95,4 %) 8.000
Lettengrube („In der Hölle“ südwestlich Podersdorf am See	SL2	N 47°49'06,25" E 16°47'59,78"	1,40 m	ID 313-4	VERA-6115	-27,4 ± 0,9	10.110 ± 35	12.000 (95,4 %) 11.400
Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See	SL3	N 47°48'31,82" E 16°50'44,05"	1,70 m	ID 300-5 Holz	VERA-6078	-26,8 ± 2,6	29.680 +280/-270	34.400 (95,4 %) 33.300
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030 HS1	-26,4 ± 0,8	32.170 +380/-370	37.150 (95,4 %) 35.150
				Huminsäuren Erste Datierung				
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030 HS2	-24,8 ± 0,9	31.230 +380/-370	36.050 (95,4 %) 34.450
				Huminsäuren Zweite Datierung				
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030	-28,1 ± 0,9	18.260 ± 70	22.350 (95,4 %) 21.850
				HCl-unlöslicher Kohlenstoff				

Tab. 1.

^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Daten von Proben aus Lockergesteinsbohrungen am Rande von Salzlacken (SL) des Seewinkels (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b; Übersicht der Lokalitäten in Abbildung 2). Die angegebenen Unsicherheiten der ^{14}C -Alter und der $\delta^{13}\text{C}$ -Daten sind 1σ -Werte, die Zeitbereiche der kalibrierten Alter entsprechen einer 95,4 % Wahrscheinlichkeit.

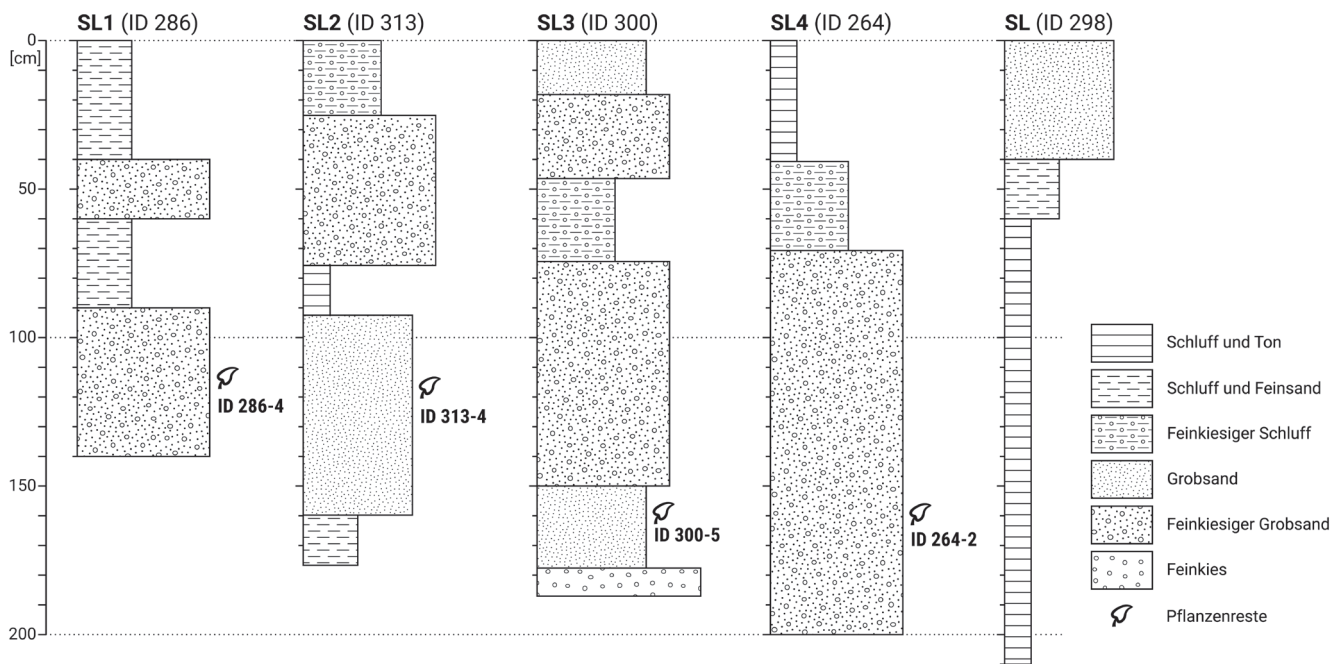


Abb. 3. Profile ausgewählter Salzlacken (SL1–SL4) mit Position der erbohrten Pflanzenreste, ergänzt um das Referenzprofil-2 der Illmitz-Formation am Südwestrand der Salzlacke des Illmitzer Zicksees (SL: ID 298; verändert nach HÄUSLER et al., 2017b). Übersicht der SL-Profile in Abbildung 2 und ^{14}C -Altersdaten in Tabelle 1.

in der grafitierten Probe bestimmt und erfassen neben in der Natur vorkommenden Isotopenfraktionierungen auch Effekte, die bei der Probenherstellung und der Messung auftreten.

^{14}C -Datierung von Torflagen bei Oslí, Hanság

Bereits im 17. Jahrhundert wurde unter der Regentschaft von Maria Theresia mit der Entwässerung des Hanság begonnen, um sowohl die Auswirkung von Überschwemmungen aus dem Gebiet des Neusiedler Sees und aus dem Donau/Raab-Gebiet zu reduzieren, als auch landwirtschaftliche Flächen zu gewinnen. Durch den Bau von Entwässerungskanälen, wie dem Einserkanal entlang der heutigen Grenze zwischen Österreich und Ungarn, sowie

dem Torfkanal im Südosten des Seewinkels, dem Bau von Schleusenanlagen und Pumpstationen gelang auf österreichischer Seite eine nahezu vollständige Entwässerung des Waasen. Große Areale der ehemals weit verbreiteten Torflandschaft sind heute nur mehr im ungarischen Teil des Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel erhalten (HÄUSLER et al., 2021).

Trotz der weitestgehenden Trockenlegung der ehemaligen Torfvorkommen im Waasen, dem heute österreichischen Anteil des Hanság, sind diese Areale in den geologischen Karten von FUCHS (1985c) bzw. PASCHER (1999) noch als Torfwannen bzw. als vernässte Sumpfbgebiete eingetragen. Infolge Torfabbau und Torfbränden sowie Entwässerung und Trockenlegung blieben somit Ende des 20. Jahrhunderts nur mehr auf ungarischer Seite größere Torfvorkom-

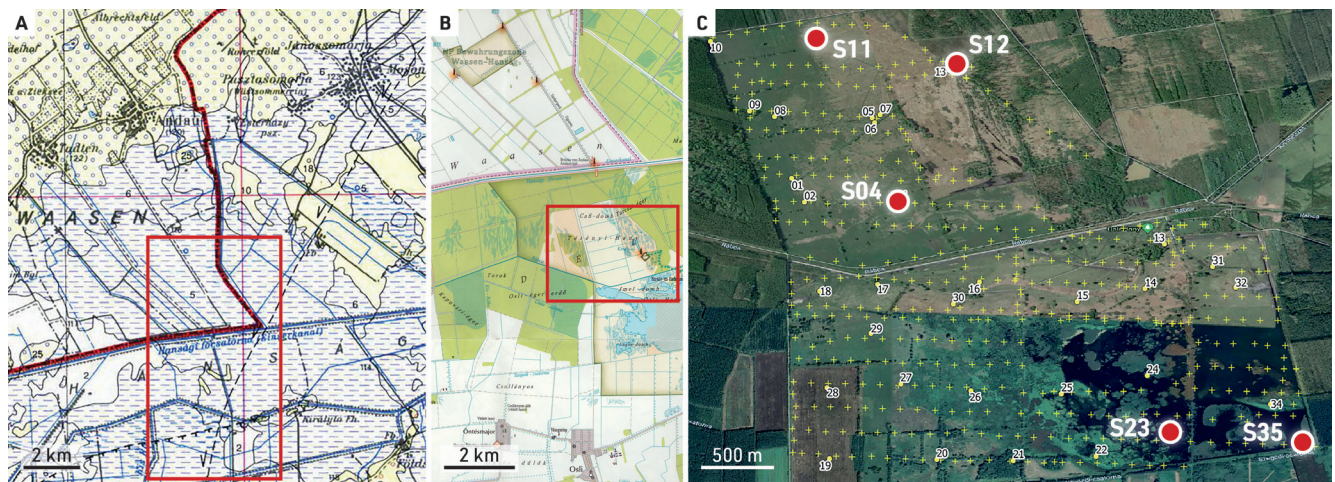


Abb. 4. Übersicht der Bohrprofile im Fertő-Hanság Nationalpark nördlich von Oslí. A) Ausschnitt der Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung durch die Geologische Bundesanstalt). B) Ausschnitt der Karte des Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel 1:60.000 (PAULUS TÉRKÉPSZERKESZTŐ IRODA, 2012; mit freundlicher Genehmigung durch den Paulus Verlag) und C) Lage der Torfprofile nördlich von Oslí (Datengrundlage: Google, © 2021 CNES / Airbus, Maxar Technologies).

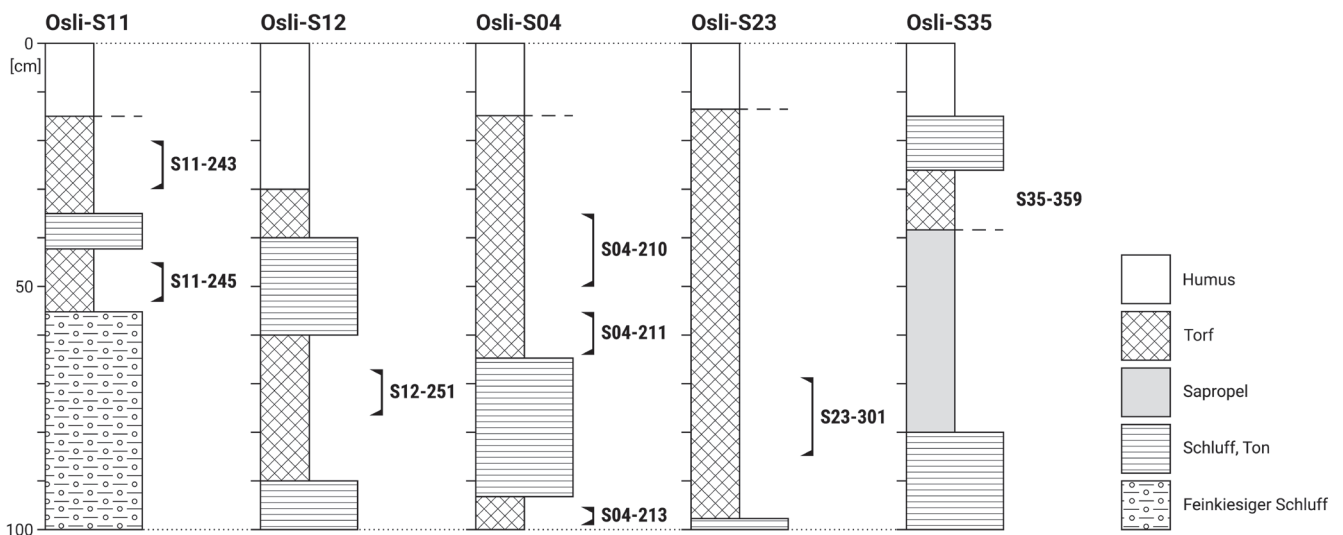


Abb. 5. Ausgewählte bodenkundlich/lithologische Profile nördlich von Osli, Hanság mit Probennummern der ¹⁴C-Analysen (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b). Übersichtskarte der Profile in Abbildung 4 und Auflistung der ¹⁴C-Daten in Tabelle 2.

men erhalten (Abb. 4). Aus der Vielzahl von Torfprofilen wurden für eine Datierung jene Profile ausgewählt, in denen Lockergesteinslagen von Torflagen über- oder unterlagert wurden. Die Auswahl von Torfproben für die ¹⁴C-Datierung sollte somit möglichst junge und möglichst alte Torfablagerungen erfassen (Abb. 5).

In Tabelle 2 werden von den Torfproben von Osli neben den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in ‰ (siehe dazu oben) sowohl die ¹⁴C-Alter in Jahren BP (BP = before present, present entspricht dem Jahr 1950), als auch die kalibrierten Alter angegeben in Jahren „Before Christ“ (BC) und „Anno Domini“ (AD; im Jahr des Herrn = nach Christi Geburt; siehe dazu auch Tabellenunterschrift von Tabelle 1).

Ort	Koordinaten	Probe	Labor-Nummer	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	¹⁴ C-Alter [yr BP]	Kalibriertes Alter
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-210 Torf	VERA-3746	-26,2 ± 0,6	475 ± 30	1.400 AD (95,4 %) 1.460 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-210 Torf, wiederholt	VERA-3746W	-28,8 ± 3,0	530 ± 30	1.310 AD (19,5 %) 1.350 AD 1.390 AD (75,9 %) 1.440 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-211 Torf	VERA-3747	-26,9 ± 0,6	285 ± 35	1.490 AD (93,6 %) 1.670 AD 1.780 AD (01,8 %) 1.800 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-211 Torf, wiederholt	VERA-3747W	-29,1 ± 2,4	585 ± 30	1.290 AD (66,1 %) 1.370 AD 1.380 AD (29,3 %) 1.420 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Torf, zersetzt	VERA-3748A	-24,8 ± 0,6	2.065 ± 40	190 BC (95,4 %) 20 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Holzkohle	VERA-3748B	-23,8 ± 0,9	3.745 ± 35	2.280 BC (95,4 %) 2.030 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Holzkohle, wiederholt	VERA-3748_1	-24,4 ± 0,7	3.915 ± 35	2.490 BC (95,4 %) 2.290 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Torf, zersetzt	VERA-3748_2	-29,5 ± 0,5	3.780 ± 30	2.300 BC (92,9 %) 2.130 BC 2.090 BC (02,5 %) 2.050 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Huminsäuren	VERA-3748_3	-25,8 ± 0,6	3.475 ± 30	1.890 BC (89,2 %) 1.730 BC 1.720 BC (06,2 %) 1.690 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Selektierte Pflanzenreste	VERA-6426	-27,8 ± 1,7	2.400 ± 35	750 BC (11,1 %) 685 BC 670 BC (03,2 %) 640 BC 555 BC (11,1 %) 395 BC
Osli-S11	N 47°42'14,71" E 17°04'23,30"	S11-243 Torf	VERA-3741	-26,9 ± 0,6	540 ± 30	1.310 AD (29,8 %) 1.360 AD 1.380 AD (65,6 %) 1.440 AD
Osli-S11	N 47°42'14,71" E 17°04'23,30"	S11-245 Torf, zersetzt	VERA-3742	-25,7 ± 0,5	1.685 ± 35	250 AD (95,4 %) 430 AD
Osli-S12	N 47°41'58,03" E 17°04'52,42"	S12-251 Torf, zersetzt	VERA-3743	-25,1 ± 0,6	915 ± 30	1.030 AD (95,4 %) 1.190 AD
Osli-S23	N 47°40'04,71" E 17°06'04,60"	S23-301 Torf, zersetzt	VERA-3744	-26,7 ± 0,6	955 ± 30	1.020 AD (95,4 %) 1.160 AD
Osli-S35	N 47°40'03,35" E 17°06'25,15"	S35-359 Torf	VERA-3745	-27,4 ± 0,5	675 ± 35	1.260 AD (55,2 %) 1.330 AD 1.340 AD (40,2 %) 1.400 AD

Tab. 2. Kalibrierte ¹⁴C-Alter von Torfproben und Resten von Holzkohle aus Profilen der Osli-Formation an der Typlokalität im Hanság (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b).

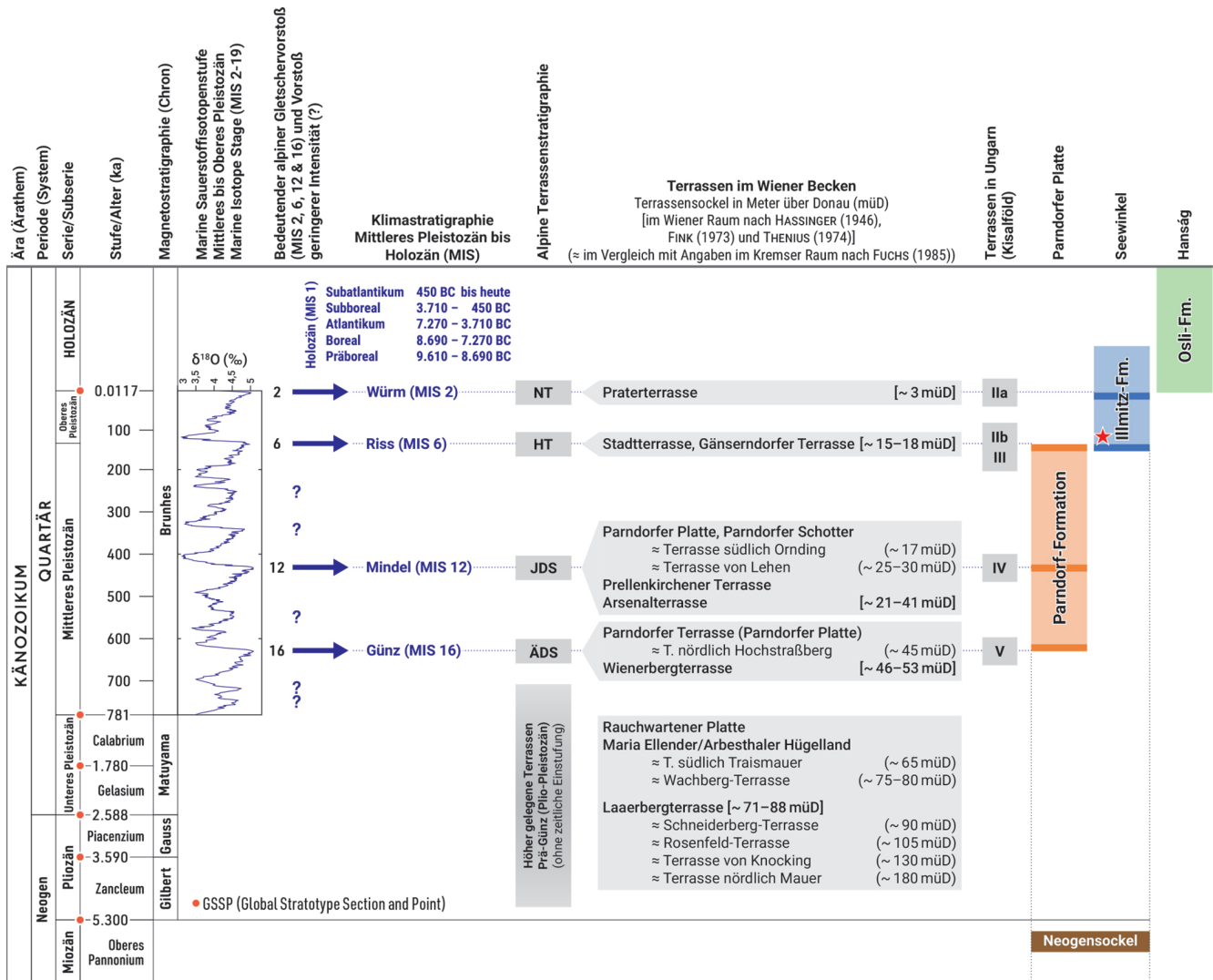
Lithostratigrafische Beschreibung der quartären Ablagerungen der Parndorfer Platte, des Seewinkels und des Hanság

Der Altersumfang pleistozäner Subserien hat sich seit der Millenniumswende geändert, was besonders bei regionalen Vergleichen zu berücksichtigen ist. Tabelle 3 enthält die wichtigsten stratigrafischen Angaben zur Einstufung von Akkumulationsterrassen im Donauraum, die bisher nach der Höhe des Terrassensockels erfolgt ist.

Vier horizontale Pfeile markieren in Tabelle 3 die alpinen Hauptvereisungen, die zur Ablagerung der klassischen vier Terrassen im Ostalpenraum geführt haben. Es sind dies im Wiener Raum, wie zuletzt in VAN HUSEN (2000: Fig. 1; vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011b: Fig. 7) erläutert: die Älteren Deckenschotter der Günz-Eiszeit (Wienerberg-Terrasse), die Jüngeren Deckenschotter der Mindel-Eiszeit

(Arsenal-Terrasse), die Hochterrasse der Riß-Eiszeit (Gänserndorfer Terrasse/Stadterrasse) und die Niederterrasse der Würm-Eiszeit (Prater-Terrasse). Von den Warmzeiten ist in der lithostratigrafischen Tabelle nur das Riß/Würm-Interglazial (als MIS 5e; „e“ für Eem) hervorgehoben, da in dieser Warmzeit der für die Illmitz-Formation charakteristische salzführende Horizont entstanden ist. Alpine Gletschervorstöße geringerer Intensität wurden in der Tabelle, wie in VAN HUSEN & REITNER (2011b: Fig. 3), mit einem Fragezeichen versehen. Im Unteren Pleistozän sind die Amplituden der marinen Sauerstoffisotopenstufen weniger akzentuiert, weswegen eine altersmäßige Zuordnung höher gelegener Terrassen im Prä-Günz, also im Plio-/Pleistozän, aufgrund mariner Sauerstoffisotopenstufen nicht eindeutig ist.

Die Donauablagerungen nordöstlich des Neusiedler Sees stufte FUCHS (1985a-c) im Vergleich mit der Höhenlage der Terrassen im Melker Raum ein (FUCHS, 1964). Dort befinden sich die Lokalitäten der „Terrasse S Ornding“ (ESE



Tab. 3. Lithostratigrafische Gliederung der quartären Formationen in der Umgebung des Neusiedler Sees. Chronostratigrafische Gliederung mit Altersangaben in 1.000 Jahren („ka“; bezogen auf das Jahr 2000 AD) nach MENNING & HENDRICH (2016). Angaben zu den marinen Stufen der Sauerstoffisotopen (Marine Isotope Stage, MIS) nach LISIECKI & RAYMO (2005). Klima- und stratigrafische Gliederung nach VAN HUSEN & REITNER (2011a, b). Alpine Terrassenstratigraphie nach VAN HUSEN (1989, 2011) und PILLER et al. (2004). Höhenangaben des Terrassensockels im Wiener Raum nach HASSINGER (1946), FINK (1973) und THENIUS (1974). Vergleich der Höhenangaben im Bereich des Neusiedler Sees mit jenen im Kremser Raum nach FUCHS (1985a-d). Mittel- bis oberpleistozäne Terrassengliederung in Westungarn nach SCHAREK et al. (2000). Der Stern in der Illmitz-Formation markiert die Ablagerung des salzführenden Horizontes im Riß/Würm-Interglazial (= Eem-Warmzeit: MIS 5e). NT – Niederterrasse, HT – Hochterrasse, JDS – Jüngere Deckenschotter, ADS – Ältere Deckenschotter.

Pöchlarn) und der „Terrasse S Lehen“ (ENE Pöchlarn), die FUCHS (1964: Tafel 1) aufgrund ihrer Höhenlage (über Donauniveau) in das Niveau der Jüngeren Deckenschotter gestellt hat. Die „Terrasse N Hochstraßberg“ (südwestlich von Melk) liegt im Niveau der Älteren Deckenschotter. Als Terrassen des „Ältestpleistozäns“ stuft FUCHS (1964: Abb. 1) damals die höher gelegenen Terrassen ein, wie beispielsweise die „Wachberg-Terrasse“ (südöstlich von Melk), die „Schneiderberg-Terrasse“ (südwestlich von Melk) oder die „Rosenfeld-Terrasse“ (südlich von Melk; vgl. FINK, 1966; FINK & FUCHS, 1966; HOFER, 2010). Diese Terrassengliederung wurde von FUCHS (1972) am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes um die höher gelegene „Terrasse von Knocking“ (südlich Pöchlarn im Erlaufstal) ergänzt. Die damals gemäß topografischer Karte am höchsten gelegenen Kiese südöstlich von Pöverding (südlich von Melk) mit einem Sockel von 220 m über Donauniveau kartierte FUCHS (1964: Tafel 1) als „Schotter des Pöverdingwaldes“. Dieselbe Signatur erhielt in der geologischen Karte der Umgebung von Melk ein Kiesvorkommen am Bergrücken nördlich von Mauer (bei Melk) zu dem FUCHS (1964: 287f.) anmerkte: „Damit dürfte die geringe Schotterstreu (gelber bis rotbrauner Quarz, selten Kristallin) auf der Kuppe des zwischen Mauer und Gerolding gelegenen Bergrückens in ungefähr 400 m SH vergleichbar sein.“ Nach einer Höhenkorrektur des Pöverding Waldes in der damals neu aufgelegten topografischen Karte 1:50.000 um minus 60 m (FUCHS, 1972: 224) lag die Flur des Pöverding Waldes folglich nur mehr 130 m über der rezenten Donau. Durch die Festlegung der Basis der Schotterflur des Bergrückens zwischen Mauer und Gerolding auf etwa 390 m wurde diese Terrasse mit einer Höhe von 180 m über Donau zur höchstgelegenen Terrasse im Melker Raum. Erst in der Kartenbeilage 1:50.000 des Dunkelsteiner Waldes bezeichnete FUCHS (1972: Tafel 1) dieses Vorkommen (zwischen Mauer und Geroldstein) als „Schotter der Terrasse N Mauer“. In der Folge wurden die Bezeichnungen der Terrassen des Melker Raumes auf die geologischen Karten 1:50.000, Blatt 34 Perg (FUCHS & THIELE, 1982), Blatt 37 Mautern (FUCHS & GRILL, 1983; vgl. MATURA, 1989) und Blatt 38 Krems (FUCHS & GRILL, 1984a; PILLER et al., 2003) übertragen. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass in der geologischen Karte 1:50.000, Blatt Ober-Grafendorf (SCHNABEL et al., 2012) das ursprünglich von FUCHS (1972) als „Terrasse N Mauer“ publizierte Vorkommen von pleistozänen Kiesen des zwischen Mauer und Gerolding gelegenen Bergrückens unter der „Mauer-Formation“ der Molassezone (des unteren Ottnangiums) subsummiert wurde.

Die Kartierung der Terrassen des Wiener Raumes geht auf SCHAFFER (1902) zurück, der sie der Höhe nach als Laaerbergterrasse, Arsenalterrasse, Simmeringer und Stadterrasse sowie als Praterterrasse bezeichnete. In etwas abgewandelter Schreibweise werden diese Namen bis heute verwendet (VAN HUSEN & REITNER, 2011b). Die Terrassentreppe ist in Wien am deutlichsten orografisch rechtsufrig der Donau ausgebildet, wobei sich höher gelegene Terrassen häufig mit Schwemmfächern tributärer Gerinne verzahnen. Seit der Bearbeitung durch HASSINGER (1946), FINK & MAJDAN (1954), KÜPPER (1955, 1968), FINK (1973) und THENIUS (1974) variieren aus verschiedenen Gründen die Angaben über die Höhenlage des Sockels der Wiener Terrassen. Die vorliegende Arbeit über die Neubenennung lithostratigrafischer Formationen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees basiert auf der von FUCHS (1985a–d)

verwendeten Terrassen-Nomenklatur. Um die Höhenlage der Terrassentreppe des Wiener Raumes mit jener des Kremser Raumes zu vergleichen, wurde in Tabelle 3 für die vier wichtigsten Wiener Terrassen die ungefähre Höhe des Sockels über dem Mittelwasser der Donau nach HASSINGER (1946), FINK (1973) und THENIUS (1974) angeführt. Bereits frühzeitig wies FINK (1966, 1973) auf die Problematik einer tektonischen Verstellung von Terrassen im Wiener Becken hin (vgl. WEISSEL et al., 2017; ŠUJAN et al., 2017; BRAUMANN et al., 2019; NEUHUBER et al., 2020: Fig. 1). Tektonische Verstellungen betrafen nach WESSELY (1961) auch die Terrassen im Umkreis der Hainburger Berge. Auf den geologischen Kartenblättern 1:50.000, 60 Bruck an der Leitha und 79 Neusiedl am See wurden von Werner Fuchs fluviatile Ablagerungen auf tektonisch „abgesenkten“ Flächen eingetragen. Nach FUCHS (1985a, c) sind dies die „Schotter der Gänserndorfer Terrasse der Donau (Riß), tektonisch abgesenkt“ oder die „Schotter der Niederterrasse lokaler Gerinne = Seewinkelschotter (Würm), tektonisch abgesenkt“. Von SAKAGUCHI (1974) stammt der Vorschlag einer Nummerierung der Donauterrassen im Alpenvorland, die sich – im Gegensatz zur numerischen Terrassengliederung in Ungarn (PÉCSI, 1971; KRETZOI & PÉCSI, 1979) – im österreichischen Donaunraum nicht durchgesetzt hat. In den folgenden drei Subkapiteln werden die lithostratigrafischen Kriterien für die Definition der Parndorf-, Illmitz- und Oslu-Formation angeführt.

Parndorf-Formation

Die Einstufung der pleistozänen Ablagerungen auf der Parndorfer Platte nach PILLER et al. (2004; vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011b) geht auf FUCHS (1985c) zurück.

Ableitung des Namens: Die Parndorf-Formation wird nach der südöstlich Bruck an der Leitha, auf 182 m über Adria gelegenen Ortschaft Parndorf (N 47°59'34,80", E 16°51'29,30") benannt.

Geografische Verbreitung: Die Parndorf-Formation ist auf die südlich der Leitha ausgebildete Parndorfer Platte beschränkt. Das Niveau der Parndorfer Platte setzt sich nördlich der Leitha in der Hochfläche von Prellenkirchen fort, die in nordwestlicher Richtung bis Petronell reicht (Terrasse von Petronell-Prellenkirchen bzw. Petronell-Prellenkirchner Terrasse nach WESSELY, 1961). Zwischen den Ortschaften Gattendorf und Berg verbindet eine Fußfläche zwischen 140 und 160 m über Adria das Prellenkirchner Plateau mit dem Parndorfer Platte.

Typusprofil und Referenzprofile: Als Typusprofil der Parndorf-Formation wird die ehemalige Kiesgrube nordöstlich von Parndorf (N 47°59'15,41", E 16°55'23,44") gewählt. Vergleichsweise werden zwei Referenzprofile vorgeschlagen: Referenzprofil-1 in der ehemaligen Kiesgrube ~3 km NW Gattendorf (N 48°01'33,04", E 16°56'19,91") und Referenzprofil-2 in der Kiesgrube ~1 km NNW Nickelsdorf (N 47°57'01,05", E 17°03'48,20").

Lithologie: Die Parndorf-Formation der Typlokalität besteht aus einer Wechsellagerung schräg- und kreuzgeschichteter, dm-mächtiger Mittel- bis Grobkiese und dm-mächtiger Sandlagen, die 2004 in der Kiesgrube nordöstlich Parndorf aufgeschlossen waren (HÄUSLER, 2007; siehe Abbildung 6). Im **Referenzprofil-1** (aus der Günz-zeitlichen „Terrasse N



Abb. 6.
Kies-Sand-Wechselagerung der in der Kiesgrube nordöstlich von Parndorf gelegenen Typlokalität der Parndorf-Formation (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

Hochstraßburg“) war im Jahr 2004 in der Kiesgrube nordwestlich Gattendorf über mehrere Meter mächtigen feinklastischen Ablagerungen ein drei Meter mächtiges Profil mit einer Wechselagerung von metermächtigen hellgrauen Sanden und Mittel- bis Grobkiesen aufgeschlossen (Abb. 7). Von einer heute nicht mehr aufgeschlossenen Kiesgrube (in der Mindel-zeitlichen „Terrasse von Lehen“) nordöstlich Weiden am See beschrieb SZÁDECKY-KARDOSS (1938: 271) basal einen Meter hellgelben sandigen Kies mit Komponenten in „Taubeneigröße“ und darüber 2,5 m Kies, ebenfalls mit taubeneigroßen Quarziten, und gelblichen Sandlinsen. Das Komponentenspektrum bestand zu 70 % aus Quarzit (teilweise mit glatter, teilweise mit löchriger Oberfläche), gefolgt von ~10 % schiefrigem und teilweise Sericit führendem Quarzit bzw. Sericit- und Glimmerquarzit und etwa 10 % Gneis, Aplit, Granit und Pegmatit. Die restlichen 10 % entfielen auf rötlichen Sandsteinquarzit, Quarzit, Sandstein, gelblichen, weißen, braunen und dunkelgrünen Hornstein sowie kalkigen Hornstein bzw. Hornstein führenden Kalkstein und grauen Kalkstein. Im Vergleich mit der petrografischen Zusammensetzung rezenter Donaukiese mit ~60–63 % Quarzen/Quarziten, ~11–14 % Karbonatgesteinen und ~24–28 % sonstigen Gesteinen zeigt die Zusammensetzung der Kiese der Parndorfer Platte nach TAUBER (1959c: 9) mit ~78–80 % Quarzen/Quarziten, ~6–10 % Hornsteinen, ~1–2 % Karbonatgesteinen und ~10–16 % sonstigen Gesteinen eine weitgehende Diagenese. Die rötliche Farbe, der Mangel an karbonathaltigem Schotter und die größere Porosität der Komponenten wurde auf diagenetische Lösungserscheinungen zurückgeführt. Nordöstlich des Parndorfer Plateaus führen vergleichsweise bei Prellenkirchen sandig-kiesige Ablagerungen der Prellenkirchner Terrasse nach VAN HUSEN & REITNER (2011b: 375) gerundete bis gut gerundete Grobkiese, die ~80 % Kristallinkomponenten und ~20 % Komponenten von Kalk, Dolomit und Sandstein führen.

Die Kiese der Parndorf-Formation sind stark verwittert und besonders im Südosten der Parndorfer Platte von Löss und Lösslehm bedeckt. TAUBER (1959c) erwähnte auch Lösseneinschlüssen in Kiesbohrungen. Eine neuere Beschreibung von Ablagerungen der Mindel-zeitlichen „Ter-

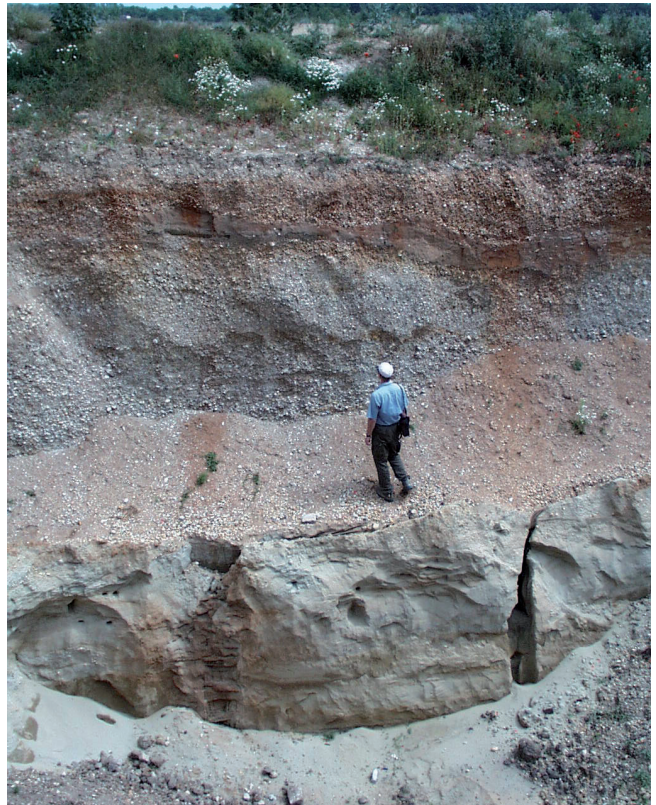


Abb. 7.
Kies-Sand-Wechselagerung in der Kiesgrube nordwestlich Gattendorf als Referenzprofil-1 der Parndorf-Formation (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

rasse von Lehen“ stammt aus Kernbohrungen in der Nähe der Kiesgrube Kotzian, 4 km SE Parndorf. Diese rötlich gefärbten Ablagerungen sind nach POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON (2011) horizontal bis schräg-geschichtete fein- bis grobsandige, teilweise plattige bis sehr gut gerundete Mittel- bis Grobkiese, die vor allem aus hellem Quarz bestehen (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2011: Tab. 1–2). Das Referenzprofil-2 in der Kiesgrube Katzian nordwestlich Nickelsdorf liegt in der Mindel-zeitlichen Terrasse („Terrasse S Ornding“ nach FUCHS, 1985c) und besteht nach ZÁMOLYI et al. (2016: Fig. 7d) aus einer Abfolge schräggeschichteter Kiese und Sande, die von horizontal geschichteten Kiesen überlagert werden. Wie in einer Kiesgrube beim Friedrichshof (HÄUSLER, 2007: Abb. 6) weisen auch die Mindel-zeitlichen Ablagerungen im Referenzprofil-2 metertiefe Kryoturbationen auf.

Mächtigkeit: Im Zuge von bodenkundlichen Aufnahmen beschrieb BERNHAUSER (1962), dass die Kiese am Westrand der Parndorfer Platte nur etwa einen Meter mächtig ausgebildet sind. In einer Kiesgrube westlich des Friedrichshofs waren diese schlecht sortierten, rötlich gefärbten Kiese mit metertiefen Kryoturbationserscheinungen noch im Jahr 2004 aufgeschlossen (HÄUSLER, 2007: Abb. 6). Sowohl im Typusprofil als auch im Referenzprofil-2 beträgt die Mächtigkeit der Parndorf-Formation zwischen zwei und drei Meter und war im Referenzprofil-1 bei Gattendorf etwa sechs Meter mächtig aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Parndorf-Formation schwankt somit zwischen einem und 10 m (VAN HUSEN & REITNER, 2011b; ZÁMOLYI et al., 2016) und erreicht nach LETOUZÉ-ZEZULA et al. (2001) lokal bis maximal 20 m.

Alter: Die Ablagerungen der Parndorf-Formation werden in das Mittlere Pleistozän gestellt (Tab. 3). TAUBER (1959c) parallelisierte die hoch gelegenen Ablagerungen der Parndorfer Platte mit der Laaerberg-Terrasse des Wiener Raumes und die etwas tiefer gelegenen Ablagerungen westlich von Zurndorf, die er als Zurndorfer Terrasse bezeichnete, mit der Wienerberg-Terrasse. FUCHS (1985c) bezeichnete die höchstgelegenen Kiese bei Parndorf mit einem Terrassensockel von ~45 m über der Donau als „Schotter der Terrasse N Hochstraßburg“ und stufte sie als Ablagerung der Günz-Eiszeit ein. An diese ältesten Ablagerungen grenzen nach FUCHS (1985c) auf der Parndorfer Platte gegen Südosten hin Kiese mit einem „Terrassensockel 25–30 m über Donau“, die höhenmäßig mit den „Schottern der Terrasse von Lehen“ parallelisiert und damals als ältere Ablagerungen der Mindel-Eiszeit eingestuft wurden. Weiter südöstlich folgen nach FUCHS (1985c) Kiese mit einem „Terrassensockel 17 m über Donau“, die höhenmäßig mit der Terrasse südlich Ornding verglichen und damals als jüngere Ablagerungen der Mindel-Eiszeit eingestuft wurden. Demnach stammen ca. 80 % der Ablagerungen der Parndorfer Platte aus der Mindel-Eiszeit. In einer Kiesgrube am Südostrand der Parndorfer Platte wurde in diesen Ablagerungen durch Infrarot stimulierte Lumineszenz-Analysen von ZÁMOLYI et al. (2016) ein Alter von >300 ka ermittelt (Abb. 1). Diese im Niveau der „Terrasse von Ornding“ gelegenen Ablagerungen (der Mindel-Eiszeit) sind damit nachweislich älter als Mindel/Riß-Interglazial. Den Übergangsbereich zwischen nordöstlicher Parndorfer Platte und dem östlichen Prellenkirchner Plateau bzw. dem Südostrand der Hainburger Berge nehmen zwischen den Ortschaften Zurndorf – Gattendorf – Deutsch Haslau und Berg

nach FUCHS (1985b–c) Ablagerungen der „Gänserndorfer Terrasse der Donau (Riß)“ ein. Zu dieser „Gänserndorfer Terrasse“ zählte FUCHS (1985c) auch einen weiteren Kieskörper am Südrand der Parndorfer Platte nordöstlich Halbturn. Ob dieses Kiesvorkommen als Rest der Hochterrasse aufzufassen ist, sei dahingestellt. Die durchschnittlich nur 5–10 m mächtigen Ablagerungen der Parndorf-Formation repräsentieren somit einen Zeitraum von über 500.000 Jahren.

Unter- und überlagernde Formationen: Die Parndorf-Formation wird am nordöstlichen Ausläufer des Leithagebirges von Ablagerungen des Sarmatiens und Pannoniums sowie von lokal Lignit führenden Tonen des Oberen Pannoniums unterlagert. Sie wird besonders im Südosten von dezimeter- bis metermächtigem Löss bzw. Lösslehm überlagert.

Ablagerungsmilieu: Aufgrund sedimentologischer Merkmale wie beispielsweise einer Kreuzschichtung schlossen VAN HUSEN & REITNER (2011b: 375) auf eine Ablagerung der mittelpleistozänen Formationen der Parndorfer Platte in einem „braided river“-System. Seit SZÁDECKY-KARDOSS (1938) werden sie als fluviatile Sedimente einer Paläo-Donau interpretiert. Aufgrund des Komponentenspektrums von Granuliten, Porphyren, Graniten, Gneisen, Glimmerschiefern, schwarzen Kiesel-schiefern, roten und braunen Hornsteinen sowie untergeordnet Kalksteinen und Sandsteinen rekonstruierte er ein Liefergebiet aus dem Donauabschnitt westlich von Wien, also aus dem Böhmischem Massiv, aus den Kalkalpen und aus dem Flysch-Wienerwald.

Diskussion: Eine diskordante Ablagerung der Günz-zeitlichen Parndorf-Formation auf Formationen des Sarmatiens und Pannoniums der Schönabrunner Antiklinale (nach TAUBER, 1959b) konnte erst nach der Entstehung dieser Antiklinalstruktur erfolgt sein (HÄUSLER et al., 2017a). In der Stratigraphischen Tabelle von Österreich parallelisierten PILLER et al. (2004) die quartären Ablagerungen der „Parndorfer Terrasse“ mit jenen der nahe gelegenen „Prellenkirchener Terrasse“ und stufen diese ebenfalls als Ablagerung der Günz-Eiszeit ein. Jüngere Anteile der Parndorfer Platte und der Prellenkirchner Terrasse wurden den Jüngeren Deckenschottern zugerechnet und somit als Ablagerungen der Mindel-Eiszeit interpretiert (PILLER et al., 2004). Dieser Gliederung entsprach im Wesentlichen auch die stratigraphische Tabelle von VAN HUSEN & REITNER (2011b: Abb. 3), nur mit dem Unterschied, dass die älteren Ablagerungen (der Günz-Eiszeit) auf der Parndorfer Platte nicht als „Parndorfer Terrasse“ sondern, wie jene aus der Mindel-Eiszeit, als „Parndorfer Platte“ bezeichnet wurden. HERRMANN et al. (1993) definierten auf der geologischen Karte der ÖK 50, Blatt 78 Rust, die höher gelegenen Kiese am Westrand der Parndorfer Platte, nördlich von Neusiedl am See, als „Parndorfer Schotter“ und interpretierten sie als Ablagerungen der Mindel-Eiszeit (vgl. HÄUSLER, 2006b, 2007).

Die höhenbedingte Einstufung der Terrassenkörper zwischen Parndorfer Platte und Arbesthaller Hügelland erlaubt eine gewisse Rekonstruktion des alt- bis mittelpleistozänen Donauverlaufs. Die Bergkämme des Arbesthaller Hügellandes bildeten das orografisch rechte Ufer einer plio-/pleistozänen Paläo-Donau, die dann während der Günz-Eiszeit (vor der Leitha-Eintiefung von Rohrau-Hollern) südlich Petronell über Schönabrunn in Richtung Parndorf in das

Kisalföld floss. Denselben Donauverlauf belegt auch die Mindel-zeitliche Prellenkirchner Terrasse, deren südliche Fortsetzung die fluviatilen Ablagerungen der „Parndorfer Terrasse“ bilden. Die seitliche Anlagerung von fluviatilen Ablagerungen am Nordost- und Südrand der Parndorfer Platte im Niveau der Hochterrasse („Schotter der Gänserndorfer Terrasse der Donau“, nach FUCHS, 1985c) wurde von HÄUSLER (2007: 44) auf veränderte paläogeografische Verhältnisse infolge tektonischer Verststellungen zurückgeführt. Akzeptiert man die zeitliche Einstufung der Kieskörper auf der Parndorfer Platte, dann verlagerte die Paläo-Donau zwischen der Mindel- und Riß-Eiszeit ihren Lauf von der Brucker Pforte ca. 10 km in nordöstlicher Richtung bis in die Thebener Pforte. Erst danach umfloss die Donau während der Riß-Eiszeit die, im Vergleich zum tektonisch abgesenkten Kisalföld, um mehrere Meter relativ gehobene Parndorfer Platte. Dies führte zu Ablagerungen der Riß-zeitlichen Hochterrasse nördlich und südlich von Gattendorf sowie nördlich Halbturn. Auf die regionale Bedeutung tektonischer Verststellungen im Zeitabschnitt zwischen den Stadien der marinen Sauerstoffisotopen MIS 12 und 6 im alpinen Raum wies schon VAN HUSEN (2000: 138) hin. ZÁMOLYI et al. (2016) ließen es offen, ob die zeitliche Einstufung der relativen Hebung der Parndorfer Platte entlang von „normal faults“ bereits ab dem Mittel-Pleistozän oder erst im Spät-Pleistozän erfolgte.

Illmitz-Formation

Die fluviatilen pleistozänen Ablagerungen des Seewinkels wurden von FUCHS (1985c) als „Seewinkelschotter“ kartiert. Er stufte diese als Ablagerungen der Würm-Eiszeit ein, erachtete sie aber als „tektonisch abgesenkt“. Dieselben Ablagerungen wurden im benachbarten Kisalföld als Ablagerungen der Riß-Eiszeit eingestuft (vgl. SCHARREK, 1991; SZURKOS et al., 1991; CSÁSZÁR, 1998; HÄUSLER, 2007).

Ableitung des Namens: Die Formation wird nach dem im westlichen Seewinkel auf 117 m über Adria gelegenen Ort Illmitz als Illmitz-Formation bezeichnet.

Geografische Verbreitung: Die Illmitz-Formation nimmt generell jene Fläche des Seewinkels ein, die in den geologischen Karten der ÖK 50, Blatt 78 Rust (HERRMANN et al., 1993) und Blatt 79 (FUCHS, 1985c) sowie zum Beispiel in der geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999) als „Seewinkelschotter“ ausgeschieden sind. Ferner zählen dazu die Reste des Seedammes am Ostufer des Neusiedler Sees, die flächenmäßig nur in der geologischen Karte von HERRMANN et al. (1993) mit einer eigenen Signatur abgegrenzt wurden. Ebenfalls zur Illmitz-Formation zählen die Lackenböden ehemals höherer Wasserstände, die um Illmitz und nördlich davon in der geologischen Karte 1:50.000 von HERRMANN et al. (1993) unrichtigerweise als „anmoorige Böden“ eingetragen sind. Bei diesen handelt es sich nämlich nach NELHIEBL (1986) um trocken-gefallene Salzböden ehemaliger Salzlacken. Auch kleinere Kiesareale östlich von Pamhagen, die FUCHS (1985c) als „Schotter der Niederterrasse lokaler Gerinne (Würm)“ bezeichnete, zählen zur Illmitz-Formation. Nicht zur Illmitz-Formation zählen hingegen die in der geologischen Karte von FUCHS (1985c) eingetragenen (ehemaligen) Torfwannen des Waasen (Hanság). Diese werden in der im Folgekapitel formal aufgestellten Osli-Formation beschrieben.

Typusprofil und Referenzprofile: Als Typusprofil der Illmitz-Formation wird ein, östlich von Illmitz, im Bereich der Langen Lacke erbohrtes, 10 m mächtiges Profil mit Sand- und Kiesvormacht festgelegt (N 47°45'14,96", E 16°50'53,84"; siehe BELOCKY et al., 1998). Als Referenzprofil-1 der Illmitz-Formation wird ein mehrere Meter mächtiges Profil von der Kiesgrube nordöstlich Wallern im Burgenland angeführt (N 47°44'13,62", E 16°57'05,46"). Typusprofil und Referenzprofil-1 charakterisieren die mächtigere grobklastische Ausbildung der Illmitz-Formation, während ein weiteres Referenzprofil im unmittelbaren Untergrund einer Salzlacke typisch für die feinklastische Ausbildung der Illmitz-Formation ist. Als Referenzprofil-2 der Illmitz-Formation wird ein zwei Meter tiefes, schluffig bis toniges Bohrprofil (ID 298) am Südwestrand des Illmitzer Zicksees vorgeschlagen (N 47°45'50,33", E 16°46'51,34").

Lithologie: Es handelt sich bei der Illmitz-Formation um Ablagerungen mit einem großen Korngrößenspektrum, das von Kiesen über Sande, Schluffe und Tone bis zu kiesigen Sanden, kiesigen Schluffen und kiesigen Tonen reicht. GRILL (1971) beschrieb das Komponentenspektrum in Kiesgruben als vorwiegend fein- bis mittelkörnige, kantengerundete bis sehr gut gerundete Kiese mit einem Überwiegen der Quarzkomponenten und wechselnden Anteilen von Kalken und anderen Gesteinen. Seiner Meinung nach hatten diese Kiese lithologisch keine Ähnlichkeit mit Donauablagerungen. Das von BELOCKY et al. (1998) südwestlich der Lange Lacke aufgenommene Profil LL22 wird nachfolgend als **Typusprofil** der sandig-kiesigen Entwicklung der Illmitz-Formation beschrieben (Abb. 8).

Die Basis der 10 m tiefen Bohrung von LL22 bilden 2,4 m mächtige, feinsandige Schluffe und Tone. Darüber folgt ein 3,6 m mächtiger Horizont aus sandigen Mittelkiesen, der

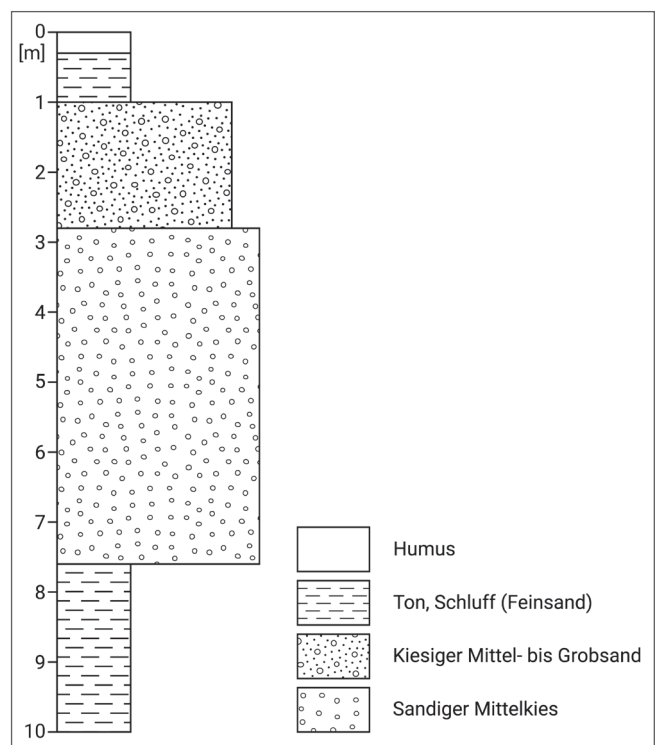


Abb. 8. Das Bohrprofil LL22 am Südwestrand der Langen Lacke bildet das Typusprofil der grobklastisch ausgebildeten Illmitz-Formation (umgezeichnet nach BELOCKY et al., 1998).



Abb. 9.
Schräg geschichtete sandige Kiese und Sande des Referenzprofils-1 der Illmitz-Formation in der Kiesgrube nordöstlich von Wallern im Burgenland (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

in einen 1,2 m mächtigen Horizont aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen übergeht. Den Abschluss des Lockergesteinsprofils LL22 bildet eine 2,5 m mächtige Lage aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen, die von 30 cm Humus überlagert wird. Es handelt sich bei diesem Lackenprofil somit um eine über 7 m mächtige sandig-kiesige Abfolge. Geoelektrische Widerstandsprofile im Umkreis der Langen Lacke belegen nach BELOCKY et al. (1998), dass das Profil LL22 repräsentativ ist für die generell 7–9 m mächtigen Sand- und Kies dominierten Ablagerungen der Illmitz-Formation. Dieser Profilaufbau bis 10 m Tiefe entspricht auch den in 5 km weiter nördlich gemessenen geoelektrischen Widerstandsprofilen um den Zicksee von St. Andrä (HÄUSLER et al., 2006). Die zahlreichen Bohrprofile im Bereich der Langen Lacke zeigen eindrucksvoll den raschen vertikalen und horizontalen lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation. So wird beispielsweise im Profil LL13 von BELOCKY et al. (1998) eine 7 m mächtige Entwicklung von sandigen Fein- und Mittelkiesen auf 1.000 m Entfernung in Bohrprofil LL18 durch eine 5,4 m mächtige Feinsandlage ersetzt. Im Bereich der Kiesgrube nordöstlich von Wallern im Burgenland war im Jahr 2004 entlang eines Fahrweges eine schräggeschichtete Wechselfolge von sandigen Kiesen und Sanden aufgeschlossen, die in Abbildung 9 das **Referenzprofil-1** der Illmitz-Formation darstellt.

Bei dem (ehemals) bis mehrere Meter hohen Damm zwischen Albersee und Illmitzer Zicksee dürfte es sich nach PITTIONI (1945) ebenso um fossile Dünenande handeln wie bei den weißen Sanden am Sandeck. Als **Referenzprofil-2** der Illmitz-Formation wird das Profil der vom Erstautor dieser Arbeit bis 2,1 m Tiefe durchgeführten Flachbohrung ID 298 am Südwestrand des Illmitzer Zicksees ausgewählt, das tonig, schluffig und sandig ausgebildet ist (Abb. 3). Die Korngrößenbestimmungen von drei Lagen (ID 298-1 bis ID 298-3) werden im Folgenden nach WEISS (2015: 37) wiedergegeben. Über einem 60 cm mächtigen, bräunli-

chen, feinsandig-schluffigen Ton (ID 298-3) folgt ein 80 cm mächtiger plastischer Tonhorizont (ID 298-2), der im Hangenden in einen grauen, teils rostfleckigen, 20 cm mächtigen Schluff übergeht. Der hangende Abschnitt besteht aus 40 cm mächtigem Mittel- bis Grobsand mit Feinkiesanteil (ID 298-1). Auf Distanzen von wenigen hundert Metern variiert nicht nur die Korngrößenverteilung in weiteren Profilen des Illmitzer Zicksees, sondern auch unter anderen Salzlacken bis zwei Meter Tiefe, wie zum Beispiel in Profilen des Albersees, der Stinker Seen, der Lettengrube aber auch beispielsweise der westlich St. Andrä am Zicksee gelegenen Lacken, wie der Kühbrunnlacke, der Sechsmahdlacke und der Badelacke. Die Ablagerungen im unmittelbaren Untergrund der Salzlacken lassen somit einen kleinräumigen, vertikal und lateral lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation erkennen.

Mächtigkeit: Bereits TAUBER (1959a: Abb. 1) entwarf aufgrund von Brunnenbohrungen im Seewinkel eine Mächtigkeitsverteilung der grobklastischen (Grundwasser führenden) Ablagerungen, die von 0 Meter am Ostrand des Neusiedler Sees bis maximal 30 Meter Mächtigkeit im Raum von Frauenkirchen variiert. Die Zunahme der Mächtigkeit der Illmitz-Formation in südöstlicher Richtung erfolgt nicht gleichmäßig, sondern ist auf lobenartige, Südwest orientierte Rinnenfüllungen bis ~30 m Tiefe beschränkt (ZÁMOLYI et al., 2016: Fig. 3). Die Mächtigkeit der grobklastischen Profile der Illmitz-Formation an der Typlokalität schwankt nach Bohrungen und geophysikalischen Tiefensondierungen zwischen 5 und 10 m. Das ursprünglich am Rand der Kiesgrube von Wallern im Burgenland aufgeschlossene, drei bis sechs Meter mächtige Referenzprofil-1 erreichte im Baggersee der Kiesgrube eine Mächtigkeit von ~15 m (HODITS, 2006: Abb. 1). Wo in Profilen der Illmitz-Formation die obersten zwei bis drei Meter sandig-kiesig ausgebildet sind, wie zum Beispiel im Typusprofil und im Referenzprofil-1, da reicht die grobklastische

Entwicklung meist bis in größere Tiefe, sodass sich diese Areale früher für die Anlage von Kiesgruben eigneten. Wo die obersten zwei bis drei Profilmeter tonig-schluffig ausgebildet sind bzw. kiesige Schluffe, kiesige Tone und kiesige Sande führen, wie im Referenzprofil-2 angeführt, bildeten sich Salzlacken aus. Einem lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation im Untergrund der Salzlacken stehen somit auf wenige Kilometer Distanz sandig-kiesige Ablagerungen gegenüber, deren Mächtigkeit im Seewinkel generell meist 10 m und nur in wenigen Bereichen 15–20 m (TAUBER, 1959a: Abb. 1) bzw. maximal 35 m (ZÁMOLYI et al., 2016: Fig. 3) beträgt.

Alter: Die Illmitz-Formation reicht vom Jüngeren Pleistozän bis in das Holozän (Tab. 3). Die Einstufung der liegenden Abschnitte der Illmitz-Formation als Ablagerung der Riß-Eiszeit basiert vor allem auf dem Vergleich mit der Einstufung gleichaltriger Ablagerungen im benachbarten Kisalföld (JÁNOSSY & KROLOPP, 1994). Der Fund eines Mittelfußknochens (Os metatarsale) eines *Bison schoetensaki* FREUDENBERG in einer Kiesgrube bei Frauenkirchen (ROHATSCH & HÄUSLER, 2017) weist jedenfalls auf das mittelpleistozäne Alter dieser Kiese hin und Molluskenfaunen aus Kiesgruben von Wallern im Burgenland und Pamhagen wurden von Dr. Endre Krollop älter als Würm eingestuft (HÄUSLER, 2007). In einer ehemaligen Kiesgrube östlich von Pamhagen wurde der Backenzahn des Waldelefanten *Elephas antiquus* gefunden, der aus der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials stammt (HÄUSLER, 2017).

Für das Alter der hangenden Abschnitte der Illmitz-Formation ist die Einstufung des von Pedologen beschriebenen salzführenden Horizontes von entscheidender Bedeutung. In Bodenprofilen zwischen Illmitz und Tadtewies KLAUS (1962) über diesem so genannten „Salzführenden Horizont“ Baumpollen nach, die er als charakteristisch für das Riß/Würm-Interglazial bezeichnete. Die Pollenanalyse eines weiteren Humushorizontes im Hangenden des salzführenden Horizontes am Neudegg, südlich von Apetlon (Profil 17 von HUSZ, 1965: Abb. 22; siehe Abbildung 1 in vorliegender Arbeit), belegte ebenfalls eine Waldvergesellschaftung des Riß/Würm-Interglazials vor rund 120.000 Jahren.

Vom Oberrand der Kiesgrube in Wallern im Burgenland wurden Sande nach der OSL-Methode mit Altern zwischen 55 ka (KOP 7–8) und 96 ka (KOP 2–4) datiert (HÄUSLER, 2006a, 2007; siehe Abbildung 1). Sandige Lagen am Rand der Kiesgrube von Frauenkirchen (GP2: WHH 1–2) wurden mittels der OSL-Methode auf ~73 ka datiert (HÄUSLER, 2006a, 2007), was in sandig-schluffigen Lagen derselben Kiesgrube von ZÁMOLYI et al. (2016) durch IRSL-Datierung der Probe FAU 1 mit ~75 ka bestätigt wurde (Abb. 1). Holzfunde im Zuge von Nassbaggerungen in zahlreichen Kiesgruben (Abb. 2) lagen knapp an bzw. außerhalb der Datierungsmöglichkeit nach der ¹⁴C-Methode und sind somit älter als 50.000 Jahre. Aus Bohrungen in Salzlacken stammt Pflanzenmaterial, das lokal in der Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee (SL4) und in der Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See (SL3) auf ~35.000 BP datiert wurde (Abb. 3, Tab. 1). In der Lettengrube südwestlich von Podersdorf am See („In der Hölle“) wurden ferner organische Reste der Handbohrung SL2 (ID 313-4 in 1,4 m Tiefe) mit ~12.000 BP und in der Oberen Höll-Lacke südwestlich von Podersdorf am See (SL1: ID 286-4 in 1,2 m

Tiefe) mit ~8.000 BP datiert (Abb. 3, Tab. 1). Die Pollenanalyse einer Torflage im Liegenden von Seeschlammablagerungen südlich von Apetlon (HUSZ, 1965: Profil 18 in Abb. 23) belegt Älteres Subatlantikum (ab 450 BC; vgl. Tab. 3). Die Ablagerungen der Illmitz-Formation umfassen somit einen Zeitraum von rund 200.000 Jahren und reichen von der Riß- über die Würm-Eiszeit bis in das Holozän.

Unter- und überlagernde Formationen: Wo im westlichen Seewinkel die Ablagerung der Illmitz-Formation auf wenige Meter bzw. ganz reduziert ist, dürfte sie direkt den tonreichen Ablagerungen des Oberen Pannoniums aufliegen. Es ist nicht auszuschließen, dass sich an der Basis der Illmitz-Formation noch Reste altpleistozäner Donauablagerungen befinden. Die jungpleistozänen Ablagerungen der Illmitz-Formation werden im südöstlichen Seewinkel (Waasen bzw. Hanság) von der Osli-Formation überlagert.

Ablagerungsmilieu: Der kleinräumige Wechsel der feinklastischen Illmitz-Formation im Untergrund der westlichen, von Illmitz bis Podersdorf am See ausgebildeten Salzlacken ist sehr gut vergleichbar mit dem kleinräumigen lithologischen Wechsel unter den Lacken des zentralen Seewinkels. Damit belegen die Profilaufnahmen im Seewinkel, dass sowohl die grobklastischen wie auch die feinklastischen Profile der Illmitz-Formation als kleinräumig wechselnde, fluviatile Ablagerungen interpretiert werden können. Die Illmitz-Formation wird nach den Profilaufnahmen in den Lackenbereichen in geringerem Maße durch ton- und schluffreiche Flutflächensedimente („floodplain fines“) und in angrenzenden Dammbereichen durch kiesig-sandige Schwemmfächerablagerungen („crevasse-splay deposits“) charakterisiert. Die zeitweise in Kiesgruben aufgeschlossenen, sandig-kiesigen Ablagerungen werden als Rinnenfüllungen („channel-deposits“) interpretiert. Sanddünen bis mehrere Meter Höhe können als fluviatile und/oder äolische Ablagerungen verstanden werden. Aus der heutigen Nachbarschaft von rundlich bis ovalen Salzlacken und Grundwasser erfüllten Kiesgruben lässt sich eine Paläo-Landschaft ableiten, in der auf Distanzen von wenigen Kilometern grobklastische „channel“-Füllungen mit Flutflächensedimenten wechselten. Dies trifft zum Beispiel deutlich erkennbar auf die Neubruchlacke und die benachbarte Kiesgrube des Apetloner Badeteichs, nördlich Apetlon, zu, ebenso wie auf die Ochsenbrunnlacke mit den umgebenden kleinen Kiesgruben südlich von Podersdorf am See. Wie vor allem im Satellitenbild erkennbar, sind die Salzlacken des Seewinkels oft nur mehr Relikte ehemals größerer Lackenbereiche. Für die fazielle Rekonstruktion der fluviatilen Ablagerungen der Illmitz-Formation bietet sich ein Vergleich mit dem aderförmig verzweigten (anastomosierenden) oberen Columbia River in Britisch Columbia (Kanada; MAKASKE et al., 2009; vgl. Abbildung 10 in der vorliegenden Arbeit) an.

Diskussion: Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich unter der Illmitz-Formation noch Reste von Ablagerungen befinden, die aus einer Zeit stammen, als die Donau entlang der Prellenkirchner und Parndorfer Terrasse nach Süden in das Kisalföld geflossen ist. Im Gegensatz zur Parndorf-Formation wären solche älteren fluviatilen Ablagerungen im Seewinkel kaum der Verwitterung ausgesetzt gewesen. In den grobklastischen Ablagerungen der Illmitz-Formation wurden bisher kaum sedimentologische Profilaufnahmen und Komponentenanalysen, aber dafür gelegentlich Schwermineralanalysen durchgeführt. In

der Annahme, dass im Seewinkel ausschließlich Sedimente einer Paläo-Donau abgelagert wurden, versuchte FRASL (1961) aufgrund spezifischer Schwermineralvergesellschaftungen die grobklastischen Ablagerungen des Seewinkels mit Donauterrassen des Wiener Raumes zu parallelisieren. Dies führte damals zu der Schlussfolgerung, dass sich im Seewinkel Ablagerungen der Niederterrasse (= Praterterrasse der Würm-Eiszeit) „unter“ Ablagerungen der Hochterrasse (= Gänserndorfer Terrasse der Riß-Eiszeit) befänden, was damals auf eine weiträumige Absenkung von Terrassenablagerungen im Seewinkel zurückgeführt wurde. Während es im Seewinkel keine Hinweise auf eine derartige Bruchtektonik gibt, können tiefgreifende fluviatile Erosions- und Umlagerungsprozesse nicht ausgeschlossen werden, wie sie von THENIUS (1974: 177) subrezent von Kiesen im Tullner Feld beschrieben wurden.

Im Gegensatz zur Interpretation der „Seewinkelschotter“ als Ablagerung einer Paläo-Donau vertraten GRILL (1971) und FUCHS (1974) die Auffassung einer Schüttung durch ein Fluss-System aus südlicher Richtung. Es liegt daher nahe, das bereits von BERNHAUSER (1962) erwähnte gehäufte Vorkommen von „Buntschottern“ mit Altkristallin-Komponenten (des Unterostalpins) und nicht näher beschriebenen Kalkgeröllen in den Kiesen des südlichen Seewinkels aus dem Ödenburger Einzugsgebiet bzw. aus dem Einzugsgebiet der Buckligen Welt zu beziehen. Neuere Schwermineraluntersuchungen in den fluviatilen Ablagerungen des Seewinkels durch ZÁMOLYI et al. (2016) erbrachten für die „Seewinkelschotter“ keinen eindeutigen Beleg, ob es sich dabei um Ablagerungen einer Paläo-Donau, oder um solche aus tributären Bächen aus südlicher Richtung handelt. Der grobklastisch ausgebildeten Illmitz-Formation des Seewinkels dürfte im Kisalföld in der (informellen) „Mosonmagyaróvár Gravel Formation mQ_1 “, die vom Mittel- bis in das Oberpleistozän reicht, eine Fortsetzung finden. Letztere wird von FRIGYES FRANYÓ (in CSÁSZÁR, 1997: 33) im Kisalföld beschrieben als: „*Fine and coarser grained fluvial gravel of great thickness, here and there with thin sand intercalations. Rarely discoloured by limonite*“ (vgl. JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1).

Die Aufstellung des Typusprofils sowie zweier Referenzprofile der Illmitz-Formation zeigt deutlich, dass es sich bei den früher als „Seewinkelschotter“ kartierten Sedimenten um lithologisch unterschiedliche aber syndimentäre Ablagerungen in einem aderförmig verzweigten Fluss-System handelt. Folglich wurden während des Jungpleistozäns stets grobklastische Sedimente in Rinnen und feinklastische Sedimente auf Überschwemmungsflächen abgelagert. Pflanzenreste in den feinklastischen Ablagerungen der Höll-Lacke und der Lettengrube südlich Podersdorf belegen ebenso wie oberflächennahe Pollenspektren südlich von Apetlon eine Reichweite der Illmitz-Formation bis in das Holozän (Tab. 3). Die rasch wechselnde Mächtigkeit der sandig-kiesigen Ablagerungen, ihr Auskeilen in westlicher Richtung, eine im Bereich der Lacken auf wenige Meter reduzierte Schichtfolge (von Riß/Würm-Interglazial bis Holozän) sowie vermutlich Erosion und fluviatile Resedimentation prägen die Ablagerungen der Illmitz-Formation. Während unmittelbar südöstlich des Neusiedler Sees gering-mächtige Torflagen erst seit dem Älteren Subatlantikum (ab 450 BC) bekannt sind, setzte im Hanság eine Torfentwicklung bereits vor etwa 6.000 Jahren ein. Wegen der unterschiedlichen holozänen Entwicklung der Sedimenta-

tionsräume im nordwestlichen und südöstlichen Seewinkel wird im Folgenden für das Gebiet des Waasen und Hanság eine eigene Formation aufgestellt, die als Osli-Formation bezeichnet wird.

Osli-Formation

Die Torfvorkommen im Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel (Waasen, auch Wasen) bzw. im Fertő-Hanság Nemzeti Park zählen zu den geologisch jüngsten Ablagerungen des Gebietes. Sie sind im Waasen heute nahezu gänzlich verschwunden und nur mehr noch im Hanság großflächig erhalten. Aufgrund fehlender stratigrafischer Einstufungen wird die Osli-Formation – informell – in einen unteren und oberen Abschnitt untergliedert (HÄUSLER et al., 2021). Der obere Profilschnitt wird durch die ehemals weit verbreiteten Torfvorkommen repräsentiert. Der untere Profilschnitt der Osli-Formation besteht aus limnischen Ablagerungen, die im Seewinkel erbohrt wurden.

Ableitung des Namens: Die Formation wurde von HÄUSLER et al. (2021) nach dem 7 km nordöstlich von Kapuvár, auf 116 m über Adria gelegenen Ort Osli (N 47°38'16,40", E 17°04'33,41") als Osli-Formation bezeichnet.

Geografische Verbreitung: In der geologischen Karte 1:100.000 von CSÁSZÁR (1998) wurde zwischen Waasen und Hanság, auf einer Fläche von ~100 km², holozäner Torf ausgeschieden, der jetzt in die obere Abfolge der Osli-Formation gestellt wird. Davon entfallen nach der geologischen Karte von FUCHS (1985c) rund ein Drittel auf den Waasen, der jedoch seit den 1970er Jahren, bis auf die etwa einen Quadratkilometer große Bewahrungszone des Nationalparks „Waasen/Hanság“, südöstlich von Tadtén, gänzlich drainagiert worden ist. Einige Kilometer östlich des großen Torfareals im Grenzbereich Waasen/Hanság erstrecken sich weitere 100 km² „Peat“ in der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kisalföld) nördlich der Rabnitz (Repce) in Richtung Mosonmagyaróvár (CSÁSZÁR, 1998). Der untere Abschnitt der Osli-Formation wurde bisher nur in Bohrungen im Seewinkel nachgewiesen.

Typusprofil: Von HÄUSLER et al. (2021: Fig. 2) wurde das pedologisch-lithologische Profil Osli-S04 im Zentrum des im Naturschutzgebiet gelegenen Moorebietes nördlich von Osli (N 47°41'04,62", E 17°05'07,56") als Typusprofil für den hangenden Abschnitt der Osli-Formation gewählt (Abb. 5).

Lithologie: Nach den Bodenkartierungen von NELHIEBL (1986) handelte es sich im Waasen bereits in den 1980er Jahren größtenteils nur mehr noch um versalztes Bodentypen oder Bodentypen eines entwässerten Niedermoores, die aus veredetem Torf entstanden sind. Beim Bau des den Neusiedler See entwässernden Einserkanals („Hansági-főcsatorna“) wurde über grauen Tonen eine Torfentwicklung mit Paläoböden angetroffen. Das Typusprofil Osli-S04 sowie die weiteren Profile der oberen Osli-Formation in Abbildung 5 bestehen aus einer Wechselfolge tonig-schluffiger und kiesig-schluffiger Lagen mit Torflagen. Die von LÖFFLER (1972) im Liegenden der Torfablagerungen erbohrten grauen Schluffe und Tone werden als untere Osli-Formation bezeichnet.

Mächtigkeit: An der Typlokalität in Osli ist die Mächtigkeit der oberen Abfolge der Osli-Formation, bestehend aus ei-

ner Wechsellagerung dm-mächtiger fein- bis grobklastischer Lagen mit dm-mächtigen Torflagen, mit insgesamt einem Meter belegt (Abb. 5). Die Mächtigkeit der Locker-gesteins- und Torflagen variiert in den Profilen nördlich von Osli auf Distanzen von wenigen hundert Metern. In Abhängigkeit vom Paläorelief des Waasen/Hanság dürfte die Torfentwicklung zwischen einem und zwei Metern geschwankt haben. Die liegende Abfolge der Osli-Formation besteht aus schluffig-tonigen Ablagerungen, die nach LÖFFLER (1972) im südöstlichen Seewinkel bis ca. 10 m Tiefe erbohrt wurden. Die Gesamtmächtigkeit der Osli-Formation kann somit auf 10–12 m geschätzt werden.

Alter: Die Osli-Formation wird in das Holozän gestellt. Von FUCHS (1985c) wurden in der geologischen Karte des Seewinkels die teilweise abgetragenen bzw. ausgebrannten Torfwannen des Waasen in das Postglazial gestellt. In den detailreichen älteren geologischen Kartenblättern 1:100.000, „Mosonmagyaróvár“ (SCHAREK, 1991) und Kapuvár (SCHAREK, 1993), wurden diese Flächen noch in „Peat, peaty earth“, und „Lacustrine-paludal sediments of areas frequently inundated by water: organic clay, silt“ untergliedert, die beide in das „Late Holocene“ gestellt wurden. Für die bis einen Meter mächtigen Torfablagerungen der hangenden Abfolge der Osli-Formation, nördlich von Osli, wurde von HÄUSLER et al. (2007, 2017b) ein Zeitabschnitt von ~2500 BC bis ~1500 AD belegt (Abb. 5, Tab. 2; vgl. HÄUSLER et al., 2021). Nach unveröffentlichten ¹⁴C-Datierungen von Pál Sümegi (freundliche Mitteilung, 2018) reicht ein weiteres, 1,2 m tiefes Torfprofil nördlich von Osli bis in das 4. Millennium BC zurück. Der Altersumfang des hangenden Abschnittes der Osli-Formation beträgt somit nahezu 6.000 Jahre. Die Seesedimente des tieferen Abschnittes der Osli-Formation belegen nach LÖFFLER (1972) mit den Ostrakodenarten *Cytherissa lacustris* und *Limnocythere sanctipatricii* Ablagerungen während einer klimatisch kälteren Periode. Aufgrund von Pollenanalysen, deren Daten allerdings fehlen, stuft LÖFFLER (1972: 1048) diese Seeablagerungen in das frühe Holozän (Präboreal; siehe Tabelle 3) ein. Die Ablagerungen der Osli-Formation reichen von limnischen Ablagerungen im frühen Holozän über limnisch-fluviatile Ablagerungen bis zur Torfentwicklung in historischer Zeit.

Unterlagernde Formation: In der geologischen Übersichtskarte des Seewinkels in Abbildung 1 ist erkennbar, dass die holozäne Osli-Formation an die (bis in das Holozän reichende) Illmitz-Formation grenzt bzw. von deren jungpleistozänen Anteilen unterlagert wird.

Ablagerungsmilieu: Die ehemaligen Niedermoore im Waasen und Hanság entstanden nach NELHIEBL (1986) durch Verlandung von stehenden oder langsam fließenden Gewässern, wobei sich aus abgestorbenen Pflanzen wie beispielsweise Seggen, Schilf und Braunmoos unter Luftabschluss Torf bildete, der durch Zersetzung und Einschwemmung bzw. Einwehung von Mineralstoffen langsam zu Torfboden „vererdet“ wurde. Die Wechsellagerung von Torflagen mit Tonen und Schluffen der oberen Osli-Formation weist zeitweise auf ein limnisches Milieu, die Einlagerung von kiesigen Schluffen und Tonen zeitweise auf ein fluviatil-limnisches Milieu hin. Die feinklastischen Ablagerungen der unteren Osli-Formation belegen ein limnisches Milieu.

Diskussion: Wegen fehlender stratigrafischer Angaben ist unklar, ob die von CsÁSZÁR (1998) erwähnten Tone, die zwischen Csorna und Mosonmagyaróvár die Mooregebiete des Hanság unterlagern, noch der (unteren) Osli-Formation oder schon der (informellen) Hanság-Formation zuzurechnen sind, die nach SCHAREK (1991, 1993) in das Obere Pannonium bzw. nach ZÁMOLYI et al. (2016) in das Pliozän gestellt wird. Die untere Osli-Formation belegt, dass die limnische Entwicklung im Waasen und Hanság deutlich früher als im Neusiedler See-Gebiet eingesetzt hat. In einem Bodenprofil südlich Apetlon belegt eine Pollenanalyse einer 10 cm mächtigen Torflage in 70 cm Tiefe, dass der Seeschlamm des Neusiedler Sees dort lokal erst im Älteren Subatlantikum (ab 450 BC) abgelagert wurde (Husz, 1965: Abb. 23). Im Gegensatz dazu belegt das Alter der unteren Osli-Formation im südöstlichen Seewinkel eine limnische Entwicklung seit dem älteren Holozän und die Torfablagerungen nördlich von Osli belegen die oftmals Überschwemmung des Waasen/Hanság seit rund 6.000 Jahren. Nach CsÁSZÁR (1997: 33) hat Frigyes Franyó, Mitglied der Quartären Subkommission der Stratigraphischen Kommission von Ungarn die (informelle) „Osli Peat Formation ^oQ₂“ im Kisalföld beschrieben als: „*Immature, brownish moor-peat of fibrous texture. Containing a large amount of decayed plant material*“ und sie in das Holozän gestellt (JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1). Aufgrund dieser Beschreibung kann die „Osli Peat Formation“ als Synonym zum oberen Abschnitt der von HÄUSLER et al. (2021) definierten Osli-Formation aufgefasst werden. Im Kisalföld wird die „Osli Peat Formation“ lateral durch die (informelle) „Ásványráró Gravel Formation ⁴Q₂“ ersetzt, die von Frigyes Franyó (in CsÁSZÁR, 1997: 33) beschrieben wird als: „*A light colored fluvial sequence consisting of the alternation of small grained gravel, and to a smaller extent sand*“ (vgl. JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1). Möglicherweise ist es im Unteren Holozän zwischen dem Seewinkel und dem Kisalföld zu einem Übergang von limnisch dominierten zu fluviatil dominierten Ablagerungen gekommen.

Diskussion über die Entstehung pleistozäner Ablagerungen der Illmitz-Formation

In diesem Schlusskapitel wird, ergänzend zu den Diskussionsbeiträgen bei den neu definierten lithostratigrafischen Formationen, die Bildung von drei speziellen Ablagerungen der Illmitz-Formation diskutiert: die Entstehung des salzföhrnden Horizontes, die Entstehung der Salzlacken und die Entstehung des „Seedammes“ am Ostufer des Neusiedler Sees. Obwohl der salzföhrnde Horizont der Illmitz-Formation bereits in den frühen 1960er Jahren als pedologischer Leithorizont und Ursache für die Ausbildung der Salzböden im Seewinkel erkannt wurde, wurde in letzter Zeit wiederholt die Vorstellung vertreten, dass die abdichtenden Salzböden durch Kolmatierung, also durch rezente Einschwemmung von Ton- und Schluffpartikeln aus dem Grundwasser, entstanden seien. Das erste Subkapitel bietet daher eine ausführliche Begründung der Entstehung des salzföhrnden Horizontes während der Warmzeit des Rib/Würm-Interglazials. Vor allem auf Internetseiten über den Seewinkel wird noch immer die Vorstellung verbreitet, dass die Salzlacken aus kollabierten Eislinen (Pingos) entstanden seien. Im zweiten Subkapitel wird daher be-

gründet, warum diese Vorstellung heute obsolet ist und für die Entstehung der Salzlacken dem Sedimentationsmodell aderförmig verzweigter Flussablagerungen der Vorzug zu geben ist. Obwohl bekannt ist, dass Winterstürme am Ostufer des Neusiedler Sees Eisplatten bis mehrere Meter hoch auftürmen können, wird im dritten Subkapitel die Hypothese vorgestellt, dass die Bildung des „Seedammes“ nicht mehr nach der Eisstoßhypothese, sondern als fluvial-äolische Ablagerung der Illmitz-Formation interpretiert werden kann.

Zur Entstehung des salzföhrnden Horizontes

Die Entstehung von Salzböden im Seewinkel unterscheidet sich grundsätzlich von der Entwicklung rezenter Salzböden in Österreich, da sie nach FRANZ (1960) auf eine primäre Ablagerung, nämlich den salzföhrnden Horizont zurückzuführen ist. Dieser wurde bei der Kartierung von Salzböden im Umkreis der Salzlacken des Seewinkels als bodenkundlicher Leithorizont erkannt und von FRANZ et al. (1937) als Ursache für die Versalzung der Böden des Seewinkels interpretiert. Den in zahlreichen Musterprofilen in 35 bis 70 cm Tiefe angetroffenen Horizont beschreiben FRANZ & HUSZ (1961: 61) folgendermaßen: *„Er ist ein lössähnliches, schluffreiches, reichlich Kalk enthaltendes Substrat, das in wechselnder Menge gut gerundete, oft intensiv gefärbte Quarzschotter enthält“*. Sie interpretierten diesen Horizont genetisch als Ablagerung in einem sehr flachen interglazialen See, in den lössähnliches Feinmaterial eingeweht und/oder zusammen mit gerundeten Kiesen eingeschwemmt worden war. Bei den Typen der primären Salz- und Alkaliböden des Seewinkels handelt es sich nach FRANZ (1960) um einen hellen alkalischen bis extrem alkalischen Grundwasserboden (Solontschak), einen dunkel gefärbten, alkalischen bis schwach alkalischen Boden (Solonetz), bzw. um einen dem Solonetz verwandten Boden (Solod; Steppenbleicherde, salzerdiger Podsol; vgl. NESTROY et al., 2011; NESTROY, 2015). In den bodenkundlichen Profilaufnahmen von NELHIEBL (1986) wurde zum Beispiel in Mulden und an Rändern von Salzlacken die Bodenform 25 als *„karbonathaltiger Solontschak-Solonetz aus vorwiegend feinem Schwemm-Material“* und die Bodenform 26 als *„karbonathaltiger Solontschak-Solonetz aus feinem und grobem Schwemm-Material“* mit einem fossilen A-Horizont kartiert. Die unterschiedlichen Horizonte dieser Bodenprofile bestanden zum Beispiel aus Lehm mit geringem Grobanteil, aus sandigem Lehm, aus lehmigem Sand oder sandigem Lehm mit geringem bis hohem Grobanteil.

Die Bodenform 26 enthielt nach NELHIEBL (1986) bis zu einer Tiefe von 100 cm in allen Horizonten 600 bis 1.000 mg wasserlösliche Salze je 100 g Boden. BERNHAUSER (1962) beschrieb, dass der „Sodasolontschak“ (auch „weißer Zick“) in den Profilen texturmäßig von reinem, kiesigem Sand bis zu schweren, stark schluffigen Tonen alle denkbaren Bodenarten umfassen kann. Bei allen diesen Salz- und Alkaliböden des Seewinkels handelt es sich somit um Lockergesteine mit einem breiten Korngrößenspektrum.

Als Ursache für die Anreicherung von Natriumkarbonat (Soda) und Natriumsulfat (Glaubersalz) in der Illmitz-Formation gilt somit der so genannte „Salzföhrnde Horizont“, der nach Pollenanalysen von Paläoböden in der

wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials entstanden ist. Es kann angenommen werden, dass in dieser Warmzeit vor rund 120.000 Jahren in kiesigen Sanden, kiesigen Schluffen und kiesigen Tonen der Illmitz-Formation durch Verdunstungserscheinungen Salze angereichert wurden. Wo dieser in Lockergesteinen unterschiedlicher Korngröße gebildete Paläohorizont durch nachfolgende Hochwässer und Kiesablagerungen erodiert wurde, fehlt er heute weitgehend. Wo darüber feinklastische Sedimente abgelagert wurden, kam es zur Ausbildung der bekannten Salzböden und zur Entstehung von Salzlacken. Nach den sedimentologischen Aufnahmen der Bohrprofile zahlreicher Salzlacken und den Siebkornanalysen von WEISS (2015) handelt es sich beim Untergrund der Salzlacken um ein breites Korngrößenspektrum limnisch-fluviatiler Ablagerungen, nämlich um Kiese, sandige Kiese, kiesige Sande, kiesige Schluffe, sandige Schluffe sowie Schluffe und Tone (WEISS, 2015). Dieses sehr heterogene Korngrößenspektrum der Salzböden repräsentiert somit keinen lithologisch einheitlich aufgebauten und in einer bestimmten Tiefe über größere Distanzen verfolgbaren Horizont, wie es eigentlich unter der Bezeichnung eines salzföhrnden Horizontes zu erwarten wäre (DOBER & GRITZMANN, 2014; WEISS, 2015; HÄUSLER, 2020).

Wie RIEDL (1965) in seiner Arbeit über die Morphogenese des Seewinkels kam auch KRACHLER (1992: 11) in seiner Dissertation bezüglich der Salzherkunft der Lacken im Seewinkel zu dem Schluss, *„... daß das Salz schon zu Zeiten der Ablagerung des salzföhrnden Horizontes okkludiert wurde und dass das heute im Lackenwasser und in der rezenter Sedimentschicht der Lacken enthaltene Salz kontinuierlich mit dem Grundwasser aus dem Untergrund nachgeliefert wird“* (vgl. KRACHLER et al., 2000: 8–9). Im Frühjahr 2005 und 2006 wurden auf Testflächen der Kleinen Neubruchlacke und der ausgetrockneten Kleinen Martinhoflacke insgesamt 25 Tonnen einer Soda-Glaubersalzmischung aufgebracht, um die infolge der Grundwasserabsenkung ausbleibenden natürlichen Salzausblühungen zu ersetzen (KRACHLER, 2007: 27; KIRSCHNER et al., 2007). Im Gegensatz zu den früheren Auffassungen von KRACHLER (1992) über die primäre Bildung des salzföhrnden Horizontes vertraten später KRACHLER et al. (2012: 14) eine andere Hypothese. Demnach wäre der salzföhrnde Horizont erst sekundär über einer Sperrschicht entstanden, die sich aus feinsten Kalk- und Tonpartikeln aus dem einströmenden Grundwasser gebildet hätte. Im Gegensatz zur Interpretation des salzföhrnden Horizontes als morphologisch-genetischen Typ eines primären Salz- und Alkalibodens (des Riß/Würm-Interglazials) nach FRANZ (1960) interpretierten KRACHLER et al. (2012) den Lackenstauhorizont als rezent gebildeten salzföhrnden Horizont. Nach KRACHLER et al. (2012: 15) kam es in verlandenden Salzlacken deshalb zu keinen Salzausblühungen mehr, da Niederschlagswasser versickerte und die Oberflächensalze in die Tiefe transportierte. Obwohl in Naturschutzkreisen der ökologische Fußabdruck einer Ausbringung von 25 Tonnen Salzmischung auf Testflächen von Lackenböden als zu groß bezeichnet worden war, erfolgte kürzlich eine neuerliche Ausbringung von fünf Tonnen Salz in die Moschado-Lacke bei Apetlon, um eine zwar noch „intakte“ aber vor dem Verlanden bedrohte Salzlacke zu retten, wie die Chronik Burgenland vom 26. Feb-

ruar 2021 berichtete.¹ Diese weitere Maßnahme erfolgte nach Aussage des Nationalpark-Forschungskordinators als kurzfristige Rettungsmaßnahme, um „*lokal schwere Schäden zu beheben*“. Diese Salzdotierungen ignorieren jedenfalls das Kausalitätsprinzip, dass bei entsprechender Durchfeuchtung des Bodens durch den Kapillarhub Salze aus dem salzführenden Horizont auf natürlichem Wege in die Lackenböden des Seewinkels gelangen. Um einer Verlandung der Lackenränder entgegenzuwirken, bieten jedenfalls, bei Kenntnis der lokalen hydrogeologischen Verhältnisse, geeignete Beweidungsmaßnahmen eher einen nachhaltigen Lösungsansatz (WOLFRAM et al., 2014: 120; HÄUSLER, 2020).

Eine detailliertere moderne Untersuchung der Entstehung der Salzböden im Seewinkel steht jedenfalls noch aus. Es kann derzeit nur das für vergleichbare Untergrundverhältnisse in Ungarn entwickelte genetische Modell von SCHERF (1935) auf die Illmitz-Formation des Seewinkels übertragen werden. Nach dessen Theorie der Alkalibodenbildung bei Debrecen bildete sich lokal ein salzführender Horizont in Gerinnen eines blauen, tonig-sandigen Leithorizontes des Riß/Würm-Interglazials, in denen Natriumsalze akkumuliert wurden. Erst durch die Überlagerung von eingewehstem Löss bzw. durch kalkhaltige Lösslehme entstand die spätere Voraussetzung für eine „Sodafabrik“, den Kapillarhub des natriumversalzten Grundwassers bis zur Kalk führenden Lösslehmschicht, was zur Entstehung salzreicher Böden führte (SCHERF, 1935). Analog dazu könnten vergleichbare Prozesse auch im Seewinkel stattgefunden haben. So könnte es in der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials (DÖPPES & RABEDER, 1997) in einem limnisch-fluviatilen Milieu des Seewinkels durch Verdunstung der in den ehemaligen Seewinkel entwässernden Paläo-Gerinne zu einer Anreicherung von Natriumsalzen gekommen sein. Die anschließende Überlagerung mit Löss und Schwemmlöss führte im Seewinkel – vergleichsweise wie im Raum Debrecen – ebenfalls zu einer „Sodafabrik“ in den Solontschaken und Solonetzen der heutigen Lackenböden („Szikböden“ nach NESTROY et al., 2011: 85ff.; HÄUSLER, 2020).²

Das kleinräumige Nebeneinander von Salzlacken und Kiesarealen des Seewinkels ist auf Korngrößenunterschiede limnisch-fluviatiler Ablagerungen zurückzuführen, wie im Folgekapitel näher ausgeführt wird.

Ein Sedimentationsmodell für die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels

Wiederholt wurden die Salzlacken des Seewinkels, etwa von WEGLEITNER (1999), WEISSL (2013) sowie TRIEBL & WEGLEITNER (2017) als Reste kollabierter Eislinen bezeichnet. Diese Vorstellung geht auf den Salzburger Geografen Helmut Riedl zurück, der in den 1960er Jahren die kreis-

runden bis elliptischen Salzlacken mit Seen der arktischen Tundra verglich (RIEDL, 1965). Als Pingos werden von den Inuits Eishügel in Permafrostgebieten bezeichnet, die sich bei hohem Grundwasserstand in verlandeten Teichen bis mehrere Zehnermeter hoch bilden. Nach Untersuchungen von JORGENSEN & SHUR (2007) im Norden Alaskas durchläuft die Pingo-Bildung in Abhängigkeit von der Korngröße der unterlagernden Lockergesteine mehrere Stadien. Das Anfangsstadium bilden entweder wassergefüllte Senken in Sanden oder abschmelzende Eiskeile in einem schluffigen Untergrund. In der Folge entsteht ein See, dessen schluffige Ablagerungen reich an organischer Substanz sind. Bei gleichzeitiger Entwässerung des Sees kommt es im Grundwasserbereich zur Ausbildung einer Eislinse. Die Frosthebung bewirkt ein durchschnittliches vertikales Wachstum dieser Eislinse samt überlagerndem Permafrostboden von 0,2 Metern im Jahr. Im finalen Stadium einer Pingo-Bildung bricht der Permafrostboden über der Eiskappe auf, was zu einem Abschmelzen des Eiskernes und, entsprechend der Geometrie des Pingos, zur Ausbildung eines rundlichen Sees führt (EHLERS, 1996).

Die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels wurde von RIEDL (1965) nach zwei unterschiedlichen Hypothesen interpretiert. Im Gegensatz zur Lackenentstehung des zentralen Seewinkels als kollabierte Pingos interpretierte er die Entstehung der länglichen Salzlacken des westlichen Seewinkels als jüngere Lacken-Generation, die er als abgeschnürte Lagunen (= Haffe) eines Paläo-Neusiedlersees bezeichnete. Somit wären die Lacken des zentralen Seewinkels unter Permafrostbedingungen entstanden, jene des westlichen Seewinkels hingegen nicht. Mit Ausnahme von Kryoturbationserscheinungen (FUCHS, 1985c) und vereinzelt Eiskeilstrukturen (RIEDL, 1965) sind in den Kiesgruben des Seewinkels kaum Permafrosterscheinungen bekannt geworden, wie sie nach MACKAY (1998), JORGENSEN & SHUR (2007: Fig. 6) oder MORGENSTERN et al. (2011) typisch für die Seenlandschaft arktischer Gebiete sind. Aus keiner der früher rund 100 Kiesgruben des Seewinkels sind radiale Eiskeilstrukturen dokumentiert, wie sie von kollabierten Pingos aus benachbarten Lackenbereichen zu erwarten wären. Ferner sind in Luft- und Satellitenbildern des Seewinkels keine für arktische Räume typischen Polygon- und Entwässerungsstrukturen ersichtlich. Im Gegensatz zur Annahme hypothetischer Entwässerungsstrukturen im digitalen Höhenmodell des Seewinkels, wie sie von schmelzenden Eislinen arktischer Räume bekannt sind (WEISSL, 2013), handelt es sich bei den Rinnen zwischen den Salzlacken des Seewinkels um künstlich angelegte Drainagekanäle. Letztlich sei noch darauf hingewiesen, dass weder in der nahe gelegenen Mitterndorfer Senke noch im Wiener Becken Lacken und Seen bekannt geworden sind, die auf kollabierte Pingos zurückgeführt wurden. Die Bildung der Seewinkel-Lacken durch derart unterschiedliche Prozesse, einerseits durch kollabierte Pingos im zentralen Seewinkel und andererseits durch abgeschnürte Lagunen am Ostrand des Neusiedler Sees, ist somit nicht nachvollziehbar.

Unsere Geländeuntersuchungen mit 32 Flachbohrungen und die Laborbestimmung von 64 Korngrößenanalysen aus unterschiedlichen Lagen von 12 Bohrprofilen belegen eindeutig die schichtgebundene, limnisch-fluviatile Entstehung des unmittelbaren Untergrundes der Seewinkel-Lacken. Wie bereits im Kapitel über die Illmitz-Forma-

¹ <https://kurier.at/chronik/burgenland/neusiedler-see-warum-jetzt-salz-in-die-lacken-gekippt-wird/401200450> (zuletzt abgerufen am 06.09.2021).

² Im Gegensatz zu den Untersuchungen im Raum Debrecen durch SCHERF (1935), die dort ebenfalls die primäre Anlage eines salzführenden Horizontes belegen, werden die von BOROS et al. (2013) dokumentierten Salzlacken des Karpatischen Beckens auf eine sekundäre Versalzung fluviatiler Überschwemmungsbereiche zurückgeführt. Diese rezente Anreicherung von Salzen in der Großen Ungarischen Tiefebene kann im Prinzip – trotz der nicht vergleichbaren heutigen klimatischen Verhältnisse – auf die (primäre) Anreicherung des salzführenden Horizontes in der Illmitz-Formation übertragen werden.

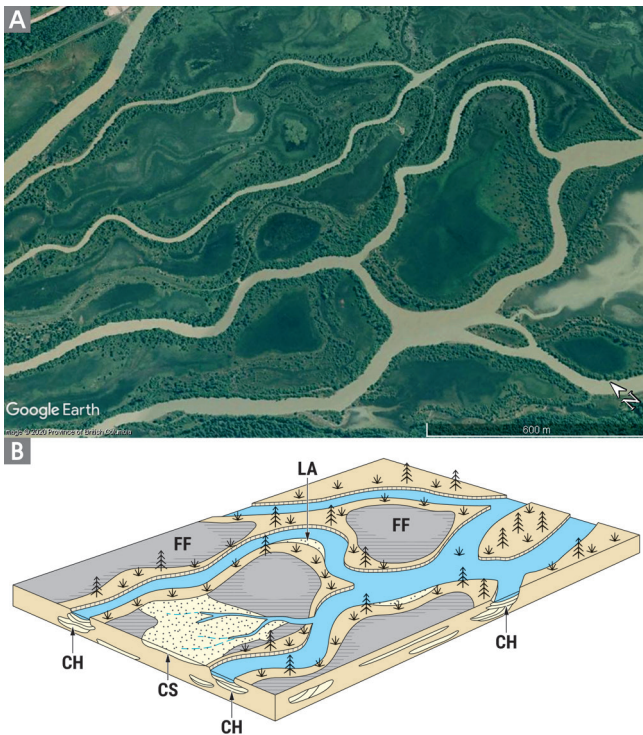


Abb. 10. A) Satellitenbild des anastomosierenden oberen Columbia Rivers zwischen Spillimacheen und Parson (vgl. MAKASKE et al., 2009; Datengrundlage: Google, © 2021 Province of British Columbia). B) Ablagerungsmodell eines anastomosierenden Flusses mit geringer Sinuosität (verändert nach MIALL, 1996). Abkürzungen: LA = lateral-accretion deposits (Gleithang-Ablagerungen), CH = channel (kanalisiertes Gerinne mit Kiesablagerungen), FF = flood plain fines (feinkörnige Ablagerungen auf Überschwemmungsflächen), CS = crevasse splay deposits (sandige fächerartige Ablagerungen hinter einem durchbrochenen Uferdamm) (verändert nach HÄUSLER, 2020).

tion angeführt, wird das kleinräumige Nebeneinander von grobklastischen Ablagerungen, die heute in Kiesgruben erschlossen sind, sowie von benachbarten feinklastischen Lackenböden mit dem sedimentologischen Modell eines aderförmig verzweigten Fluss-Systems erklärt. Ein solches kann im früheren Mündungs- und Überflutungsbereich mehrerer aufeinandertreffender Flüsse, wie etwa der Paläo-Ikva, der Paläo-Raab und/oder Paläo-Rabnitz, angenommen werden (vgl. Abb. 10).

Letztlich hätte eine hypothetische Anlage von Pingos im Seewinkel nur im Würm-Hochglazial bzw. im Spätglazial erfolgen können, wie dies etwa WOOLDERINK (2014) durch palynologische Untersuchungen von Bohrkernen aus Depressionen in den Niederlanden nachgewiesen hat. Die Bildung von Eislinsen in ehemaligen Permafrostbereichen des Seewinkels kann zwar nicht ausgeschlossen werden, die in den lithologischen Profilen der Illmitz-Formation seit dem Riß/Würm-Interglazial belegte, horizontale und vertikale Entwicklung grobklastischer und feinklastischer Ablagerungen ist jedoch nicht durch kryogene, sondern durch fluviatile Prozesse entstanden. Eine Interpretation der Salzlacken des Seewinkels als kollabierte Pingos ist daher nach HÄUSLER (2020) nicht mehr zutreffend.

Neuinterpretation der Bildung des „Seedammes“ am Ostrand des Neusiedler Sees

Der ursprünglich bis drei Meter hohe und bis mehrere Meter breite „Seedamm“ verläuft heute parallel zum bogenförmigen Ostufer des Neusiedler Sees. Er erstreckt sich in der geologischen Karte von HERRMANN et al. (1993) über eine Länge von rund 20 km, von Weiden am See über Podersdorf am See im Norden bis zum Sandeck westlich Apetlon. Der durch Sand- und Kiesgewinnung in seinem Relief stark eingeebnete Seedamm bestand nach BERNHAUSER (1962) nördlich von Illmitz aus sandigen, hellgrauen Kiesen und im Bereich des Sandecks aus weißem mittelgrobem Sand mit eingelagerten Kieslinsen. Von LÖFFLER (1974) wurde die Bildung des Seedammes nach der „Eisstößhypothese“ angenommen – vergleichbar mit der heutigen Akkumulation von Strandsedimenten durch Eisschollen, die durch winterliche Westwinde am Südostufer des Neusiedler Sees aufgeschürft werden.

Die schematischen Querprofile des Seedammes lassen nach SAUERZOPF (1957) im Bereich des (heutigen) Neusiedler Sees die Überlagerung eines basalen Tonhorizontes erkennen, dessen Mächtigkeit in Seebohrungen mit mehreren Metern angegeben wurde. Am Westrand des Neusiedler Sees bilden Sande und Kiese zwischen Rust und Illmitz die „Schotterinsel“, deren Position von SAUERZOPF (1957) mit dem Seedamm am Ostufer des Sees gleichgesetzt wurde. Zwischen dem basalen, blaugrauen Tonhorizont und den sandigen Kiesen des Seedammes befindet sich noch eine markante gelbe Sandlage, die von SAUERZOPF (1957) als „Zwischensand“ bezeichnet wurde. Vermutlich sind die, nach TAUBER (1959a) im Neusiedler See erbohrten, 1–7 m mächtigen blauen Tone in das Obere Pannonium zu stellen. Die nach SAUERZOPF (1957) und HUSZ (1965) hellen, kiesigen Dammsande am Sandeck werden nun nicht mehr durch ein Aufschürfen des pannonen Seeuntergrundes, sondern aufgrund der dokumentierten Schräg- und Kreuzschichtung als Ablagerung eines mäandrierenden bzw. verflochtenen „braided river“-Regimes nach WRIGHT (1959) interpretiert.

In der Arbeit über die Verlandungsgeschichte des Seewinkels von BERNHAUSER (1962) sind östlich des Seedammes, zwischen den Salzlacken des westlichen Seewinkels, noch drei weitere, fächerförmig verzweigte Dammschnitte eingetragen, die nach Planierungsarbeiten heute morphologisch nicht mehr in Erscheinung treten. Erwähnenswert ist, dass der bogenförmige, in südlicher Richtung durch Illmitz verlaufende Damm („D III“ nach BERNHAUSER, 1962) eine Höhe von 124 m aufweist und damit westlich benachbarte Profile der Illmitz-Formation um fast sechs Meter und östlich davon gelegene um bis zu drei Meter überragt. Nach PITTIONI (1945) handelte es sich bei den Sanden der Anhöhe zwischen Albersee und Illmitzer Zicksee (= Damm II nach BERNHAUSER, 1962) um eine fünf Meter hohe fossile Sanddüne. Da westlich des Seedammes mit Ausnahme der „Schotterinsel“ keine grobklastischen Sedimente mehr abgelagert wurden, gelangt der Erstautor dieser Arbeit zu der Schlussfolgerung, dass der (heutige) Seedamm die westliche Begrenzung der fluviatilen und äolischen Ablagerungen der Illmitz-Formation bildet. Wegen der von FRANZ & HUSZ (1961) und HUSZ (1965) bekannt gemachten römerzeitlichen Grabfunde nördlich von Podersdorf am See wurde früher für diesen Abschnitt

des Seedammes von LÖFFLER (2000) und HÄUSLER (2007) auf ein Alter von weniger als 2.000 Jahren geschlossen. Trotz neuerer Recherchen im Archiv des Burgenländischen Landesmuseums gelang es dem Erstautor dieser Arbeit nicht, Aufzeichnungen über die Fundumstände der von Univ.-Prof. Dr. RICHARD PITTIONI in den frühen 1960er Jahren bestimmten Tonscherben zu finden. KAUS (2005) stellte jedenfalls keinen Altersbezug zwischen römerzeitlichen Funden bei Podersdorf und der Bildung des Seedammes her. Während an den römerzeitlichen Grabfunden nicht zu zweifeln ist, wird nun bei den fehlenden Angaben über die Fundumstände jedoch nicht mehr eine subrezente Bildung des Seedammes nach der Eisstoßhypothese von LÖFFLER (1974) angenommen. Im Gegensatz zu BERNHAUSER (1962: Karte 1), der den „Seedamm“ als jüngsten der drei in südlicher Richtung bogenförmig aufgefächerten Sand- und Kiesdämme bezeichnete, wird er nun als älteste und am weitesten westlich erfolgte Schüttung Sand- und Kies führender Flüsse der Illmitz-Formation interpretiert. Die heutigen Reliefunterschiede im Westen des Seewinkels können somit auf primäre Mächtigkeitsunterschiede grob- und feinklastischer fluviatiler und äolischer Sedimente der Illmitz-Formation bzw. auf Erosionserscheinungen am Westrand des Seedammes zurückgeführt werden. Unbestritten bleibt jedenfalls, dass es seit der Existenz des Neusiedler Sees aufgrund der heftigen winterlichen Westwinde an dessen Südostufer zur Akkumulation von Strand-sedimenten durch Eisschollen bzw. Erosion des Seedammes gekommen ist.

Dank

Für die finanzielle Unterstützung von Projekten zur Datierung von Formationen im Seewinkel danke ich, HERMANN HÄUSLER, dem langjährigen Leiter des Amtes der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft, JULIUS MAROSI (1957–2013). Für die Genehmigung der Geländearbeiten im Jahr 2014 danke ich dem Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 5, HR III, Naturschutz und Landschaftspflege, der Abteilung 5/Anlagenrecht, Umweltschutz und Verkehr und der Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft. Für ihre Unterstützung danke ich ferner dem damaligen Direktor des Nationalparks, HERMANN KIRCHBERGER, und dem Leiter des Informationszentrums Neusiedler See-Seewinkel, ALOIS LANG. Für seine Unterstützung meiner Recherchen im Archiv des Burgenländischen Landesmuseums in Eisenstadt über die römerzeitlichen Funde im Seedamm nördlich von Podersdorf danke ich dem Landesarchäologen HANNES HERDITS. MATHIAS HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum, Wien) danke ich für Hinweise zur Nomenklatur von Formationen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Mein Dank gilt ferner OTMAR NESTROY (Graz) für zahlreiche Diskussionen über die Bildung der Salzböden des Seewinkels. Ganz besonders danke ich WERNER PILLER (Graz) und DIRK VAN HUSEN (Gmunden) für ein Privatissimum mit wertvollen Hinweisen und ausführlichen Kommentaren zu einer früheren Version des Manuskriptes. Last but not least danke ich PÁL SÜMEGI (Institut für Archäologie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften) für seine noch unveröffentlichten Angaben über die Vegetationsentwicklung und Datierung von Torfprofilen im ungarischen Anteil des Neusiedler Sees.

Literatur

- BELOCKY, R., HÜBL, G., PAPESCH, W., RANK, D. & RÖMER, A. (1998): Zur Hydrologie und Hydrogeologie des Gebietes Lange Lacke – Wörtenlacken unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser. – Unveröffentlichter Endbericht, 70 S., 98 Beilagen, Wien (arsenal research).
- BERNHAUSER, A. (1962): Zur Verlandungsgeschichte des Burgenländischen Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **29** (Naturwissenschaften, 1961–1962), 143–171, Anhang I–II, Eisenstadt.
- BLAAUW, M., VAN DER PLICHT, J. & VAN GEEL, B. (2004): Radiocarbon dating of bulk peat samples from raised bogs: nonexistence of a previously reported ‘reservoir effect’? – *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1537–1542, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.002>
- BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (Eds.) (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin. – 551 S., Bal-mazújváros (Hortobágy Environmental Association).
- BRAUMANN, S.M., NEUHUBER, S., FIEBIG, M., SCHAEFER, J.M. & LÜTHGENS, C. (2019): Challenges in constraining ages of fluvial terraces in the Vienna Basin (Austria) using combined isochron burial and pIRIR225 luminescence dating. – *Quaternary International*, **509**, 87–102, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.01.009>
- CSÁSZÁR, G. (Ed.) (1997): Basic lithostratigraphic units of Hungary. Charts and short descriptions (Magyarország litosztratigrafiái alapegységei; Táblázatok és rövid leírások). – 114 S., Budapest (Hungarian Geologic Institute; Ungarisch mit englischem Text).
- CSÁSZÁR, G. (Ed.) (1998): Danube Region Vienna-Bratislava-Budapest: Surface geological map 1:100.000 on CD-ROM. – Geologische Bundesanstalt (GBA), Vienna – Geological Survey of Slovak Republik – Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DOBER, G. & GRITZMANN, R. (2014): Hydrogeologische, sedimentologische und tonmineralogische Untersuchungen im Gebiet des Neusiedler Sees. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, 246 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Wien.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.) (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung*, **10**, 411 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- EHLERS, J. (1996): Quaternary and glacial geology. – 578 S., West Sussex, England (Wiley).
- FINK, J. (1966): III. Die Paläogeographie der Donau. – *Limnologie der Donau*, Lieferung 2, 1–50, Stuttgart.
- FINK, J. (1973): Zur Morphogenese des Wiener Raumes. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band*, **17**, 91–117, Berlin.
- FINK, J. & FUCHS, W. (1966): Führungen und Fachausflüge 1965. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 307–318, Wien.
- FINK, J. & MAJDAN, H. (1954): Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **97**, 211–249, Wien.

- FRANZ, H. (1960): Feldbodenkunde als Grundlage der Standortbeurteilung und Bodenvirtschaft mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. – 583 S., Wien (Georg Fromme & Co).
- FRANZ, H. & HUSZ, G. (1961): d) Hackelsberg – Neusiedl a. See – Podersdorf – Illmitz. – In: FRANZ, H. & HUSZ, G.: Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C). – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 57–62, Wien.
- FRANZ, H., HÖFLER, K. & SCHERF, E. (1937): Zur Biosoziologie des Salzlachengebietes am Ostufer des Neusiedlersees. – Verhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, **1936/1937**, 297–364, Wien.
- FRASL, G. (1961): e) Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. – In: FRANZ, H. & HUSZ, G.: Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C). – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 62–66, Wien.
- FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 283–294, Wien.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **115**, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. (1974): Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, in das südliche Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A118–A121, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 60 Bruck an der Leitha. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 61 Hainburg an der Donau – 62 Pressburg. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985c): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch Altenburg – 109 Pamhagen. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985d): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 59 Wien. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1984a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1984b): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000: Erläuterungen zu Blatt 34 Perg. – 31 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1971): Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1:200 000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A37–A40, Wien.
- HASSINGER, H. (1946): Boden und Lage Wiens. – Wiener Geographische Studien, **14**, 1–40, Wien (Touristik-Verlag).
- HÄUSLER, H. (2006a): Vorläufiger Schlußbericht (15.3.2006) des Projektes des Amtes der Burgenländischen Landesregierung (Zahl 9-W-1082/326-2004): „Alter des Neusiedler Sees“. – 31 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Geozentrum der Universität Wien, Wien.
- HÄUSLER, H. (2006b): The Parndorf- and Seewinkel gravel beds – implications of Middle Pleistocene uplift and neighboring subsidence in the Northern Burgenland (Austria). – Geophysical Research Abstracts, **8**, 5673 (European Geophysical Society).
- HÄUSLER, H. (Red.) (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu den Blättern 79 Neusiedl am See, 80 Ungarisch-Altenburg und 109 Pamhagen. – 88 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HÄUSLER, H. (2017): *Elephas antiquus* – Sensationsfund eines quartären Waldelefanten im Seewinkel. – Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel), **60/1**, 1–2, Illmitz.
- HÄUSLER, H. (2020): Wie gelangte das Salz in die Salzlacken? – Zum Stand der Forschung über die Entstehung des „Salzführenden Horizontes“ und der Salzböden des Seewinkels. – Acta Zool Bot Austria, **157**, 145–157, Wien.
- HÄUSLER, H., PAYER, T. & SCHEIBZ, J. (2006): Hydrogeologische Untersuchungen zur Klärung des permanenten Wasserverlustes des Zicksees trotz Dotierung mit Grundwasser. – Projekt-Endbericht, 51 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Wien.
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., SAUERMANN, I., WILD, E. & STEIER, P. (2007): Paleogeography of the Austro-Hungarian Lake Neusiedl - Hanság region in historic times, based on ¹⁴C dating. – Poster Presentation at European Geoscience Union (EGU), General Assembly, Vienna, Austria, 15–20 April 2007. – Geophysical Research Abstracts, **9**, EGU2007-03937, Vienna.
- HÄUSLER, H., CHWATAL, W., SCHEIBZ, J. & GALLISTL, J. (2017a): The Winden Syncline – a tectonic half-graben in the transition between the Lower Austroalpine and the northwestern Pannonian Basin (Northern Burgenland, Austria). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (German Journal of Geology), **169/1**, 3–25, Stuttgart. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2017/0122>
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., STEIER, P. & WILD, E.M. (2017b): ¹⁴C dating of fluvial and lacustrine sedimentation in the Seewinkel (Burgenland/Austria) and Hanság (Little Hungarian Plain) region. – Poster presented at the 2nd International Radiocarbon in the Environment Conference, 3–7 July, 2017, Debrecen, Hungary.
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., WILD, E.M., STEIER, P. & HEIL, B. (2021): The Oslí Formation – a Holocene lithostratigraphic unit in the Danube/Kisalföld Basin, eastern Austria and northwestern Hungary. – Austrian Journal of Earth Sciences, **114**, 69–87, Wien. <https://doi.org/10.17738/ajes.2021.0005>
- HERRMANN, P., PASCHER, G. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 78 Rust. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HODITS, B. (2006): Interpretation hochfrequenter Seeseismik und 3-D Strukturmodellierung im Neusiedler See (Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Fakultät für Geologische Wissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien, 71 S., Wien.
- HOFER, I. (2010): Sedimentologische und elementaranalytische Untersuchungen an Löss-/Paläobodensequenzen in der Umgebung von Krems/Niederösterreich. – Diplomarbeit, 185 S., Universität Wien (Institut für Theoretische und Angewandte Geographie), Wien.
- HUSZ, G. (1965): Zur Kenntnis der quartären Sedimente des Seewinkelgebietes (Burgenland – Österreich). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **32** (Naturwissenschaften 1963/1964), 147–205, Eisenstadt.
- JÁMBOR, A. (2012): Quaternary evolution. – In: HAAS, J. (Ed.): Geology of Hungary, 201–213, Berlin (Springer).
- JÁNOSSY, D. & KROLOPP, E. (1994): Alsó-pleisztocén Mollusca- es gerinces fauna a győriúfalu kavicsbányából. Lower Pleistocene mollusk and vertebrate fauna from the gravel pit of Győriúfalu (NW Hungary). – Földani Közlöny, **124/4**, 403–440, Budapest (Ungarisch mit englischem Text).

- JORGENSEN, M.T. & SHUR, J. (2007): Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. – *Journal of Geophysical Research*, **112**, F02S17, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/2006JF000531>
- KAUS, K. (2005): Kelten, Römer und Awaren. Die urgeschichtliche, römische und frühmittelalterliche Besiedlung von Podersdorf am See. – In: Ettl, J. & Theuer, F. (Red.): *Chronik der Marktgemeinde Podersdorf am See*, 122–130, Podersdorf (Eigenverlag).
- KILIAN, M.R., VAN GEEL, B. & VAN DER PLICHT, J. (2000): ^{14}C AMS wiggle matching of raised bog deposits and models of peat accumulation. – *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1011–1033, Amsterdam (Elsevier). [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00049-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00049-9)
- KIRSCHNER, A., KRACHLER, R., KRACHLER, R. & KORNER, I. (Hrsg.) (2007): Renaturierung ausgewählter Salzlacken des burgenländischen Seewinkels, Endbericht. – LW621, Projekt im Rahmen des „Österreichischen Programms für die Entwicklung des Ländlichen Raumes – Sonstige Maßnahmen“ April 2004 – Juli 2007, 85 S., Naturschutz Burgenland, Eisenstadt.
- KLAUS, W. (1962): Zur pollenanalytischen Datierung von Quartärsedimenten im Stadtgebiet von Wien, südlichen Wiener Becken und Burgenland. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962**, 20–38, Wien.
- KRACHLER, R. (1992): Beiträge zu Chemismus und Wasserhaushalt der Lacken des Burgenländischen Seewinkels. – Unveröffentlichte Dissertation, 86 S., Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, Wien.
- KRACHLER, R. (2007): Renaturierung von Sodalacken im burgenländischen Seewinkel. – *Plus Lucis*, **2007/1–2**, 23–28, Wien.
- KRACHLER, R., KRACHLER, R., MILLERET, E. & WESNER, W. (2000): Limnochemische Untersuchungen zur aktuellen Situation der Salzlacken im Burgenländischen Seewinkel. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **2000/1–2**, 3–49, Eisenstadt.
- KRACHLER, R., KORNER, I., DVORAK, M., MILAZOWSKY, N., RABITSCH, W., WERBA, F., ZULKA, P. & KIRSCHNER, A. (2012): Die Salzlacken des Seewinkels. Erhebung des ökologischen Zustandes sowie Entwicklung individueller Erhaltungskonzepte für die Salzlacken des Seewinkels (2008–2011). – 291 S., Eisenstadt (Österreichischer Naturschutzbund).
- KRETZOI, M. & PÉCSI, M. (1979): Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geologica Scientiarum Hungaricae*, **22/1–4**, Budapest.
- KÜPPER, H. (1955): Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Sonderheft D, 136–152, Wien.
- KÜPPER, H. (1968): *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Bundesländerserie, Heft Wien. – 206 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & SHADLAU, S. (2001): Rohstoffgeologische Detailerkundung Parndorfer Platte. – Unveröffentlichter Endbericht 1998/1999 zum Projekt BA-11, Bund/Bundesländer-Kooperation, 23 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Paleoceanography*, **20**, 1–17, Rockville, Maryland.
- LÖFFLER, H. (1972): The distribution of subfossil ostracodes and diatoms in pre-alpine lakes. – *Verhandlungen des Internationalen Vereins für Limnologie*, **18**, 1039–1050, Stuttgart.
- LÖFFLER, H. (1974): Der Neusiedlersee: Naturgeschichte eines Steppensees. – 175 S., Wien (Fritz Molden).
- LÖFFLER, H. (2000): Anmerkungen zur Beziehung der Gewässer des Seewinkels (Burgenland). – *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **142**, 315–328, Wien.
- MACKAY, J.R. (1998): Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, western arctic coast, Canada: a long-term field study. – *Géographie physique et Quaternaire*, **52/3**, 271–323, Montreal. <https://doi.org/10.7202/004847ar>
- MAKASKE, B., SMITH, D.G., BERENDSEN, H.J.A., DE BOER, A.G., VAN NIELEN-KIEZEBRINK, M.F. & LOCKING, T. (2009): Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, British Columbia, Canada. – *Geomorphology*, **111**, 194–205, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.04.019>
- MATURA, A. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. – 65 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (Hrsg.) (2016): *Stratigraphische Tabelle Deutschland 2016*. – 2. Auflage, Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), Potsdam GeoForschungsZentrum (www.stratigraphie.de).
- MIALL, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – 582 S., Berlin-Heidelberg (Springer).
- MOOK, W.G. & STREURMAN, H.J. (1983): Physical and chemical aspects of radiocarbon dating. – In: Mook, W.G. & Waterbolk, H.T. (Eds.): ^{14}C and Archaeology. – PACT, **8/II** (Proceedings of the First International Symposium on Radiocarbon and Archaeology, Groningen, 1981), 31–55, Strasbourg.
- MORGENSTERN, A., GROSSE, G., GÜNTHER, F., FEDEROVA, I. & SCHIRRMAYER, L. (2011): Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedona landscapes of the Lena Delta. – *The Cryosphere*, **5**, 849–867. <https://doi.org/10.5194/tc-5-849-2011>
- NELHIEBL, P. (1986): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:25.000 Kartierungsbereich Neusiedl am See-Süd (KB 139). – 227 S., Wien (Bundesanstalt für Bodenkultur).
- NESTROY, O. (2015): *Den Boden verstehen*. – 216 S., Graz (Leopold Stocker).
- NESTROY, O. (Leiter der Arbeitsgruppe), AUST, G., BLUM, W.E.H., ENGLISCH, M., HAGER, H., HERZBERGER, E., KILIAN, W., NELHIEBL, P., ORTNER, G., PECINA, E., PEHAMBERGER, A., SCHNEIDER, W. & WAGNER, J. (2011): Systematische Gliederung der Böden Österreichs – Österreichische Bodensystematik 2000 in der revidierten Fassung von 2011. – *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft*, **79**, 98 S., Wien.
- NEUHUBER, S., PLAN, L., GIER, S., HINTERSBERGER, E., LACHNER, J., SCHOLZ, D., LÜTHGENS, C., BRAUMANN, S., BODENLENZ, F., VOIT, K. & FIEBIG, M. (2020): Numerical age dating of cave sediments to quantify vertical movement at the Alpine-Carpathian transition in the Plio- and Pleistocene. – *Geologica Carpathica*, **71/6**, 539–557, Bratislava. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.6.5>
- OWEN, D.E. (2009): How to use stratigraphic terminology in papers, illustrations, and talks. – *Stratigraphy*, **6/2**, 106–116, New York.
- PASCHER, G. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAULUS TÉRKÉPSZERKESZTŐ IRODA (2012): Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel 1:60.000. – 1 Blatt, Szentendre.
- PÉCSI, M. (1971): The development of the Hungarian section of the Danube Valley. – *Geoforum*, **2/2**, 21–32, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0016-7185\(71\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0016-7185(71)90003-0)
- PILLER, W.E., VAN HUSEN, D. & SCHNABEL, W. (2003): Zur lithostratigraphischen Handhabung quartärer Sedimente und deren Darstellung auf geologischen Karten. – In: Piller, W.E. (Ed.): *Stratigraphica Austriaca*. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **16**, 7–10, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., VAN HUSEN, D., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1 Tafel, Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften). <https://www.geologie.or.at/index.php/services/downloads#> (zuletzt abgerufen am 06.09.2021)
- PIOTROWSKA, N., BLAAUW, M., MAUQUOY, D. & CHAMBERS, F.M. (2011): Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. – *Mires and Peat*, **7**, Article 10, 1–14, Cambridge.
- PITTONI, R. (1945): Zur siedlungsgeographischen Lage der Fundstelle in Illmitz, Bezirk Bruck a.d. Leitha. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien*, **1945**, 63–65, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & PERESSON, M. (2011): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Geo-Dokumentation Großbauvorhaben – Burgenland, Projekt B-C 20/2008-2010, Jahresendbericht 2010. – 127 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RIEDL, H. (1965): Beiträge zur Morphogenese des Seewinkels. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **34**, 5–28, Eisenstadt.
- ROHATSCH, A. & HÄUSLER, H. (2017): *Bovis schoetensaki* – ein eiszeitlicher Steppenbison aus dem Seewinkel. – *Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel)*, **60/2**, 1, Illmitz.
- SAKAGUCHI, Y. (1974): Über die Parallelisierung und Altersbestimmung der Donauterrassen. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, **18/4**, 407–425, Berlin–Stuttgart.
- SAUERZOPF, F. (1957): Der Neusiedlerseegebiet und seine Malakofauna. – *Wissenschaftliche Arbeiten zum Wasserhaushalt des Neusiedlersees*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 101–104, Eisenstadt.
- SCHAFFER, F.X. (1902): Die alten Flussterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. – *Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien*, **45**, 325–331, Wien.
- SCHAREK, P. (Ed.) (1991): The geological map series of the Little Hungarian Plain: Mosonmagyaróvár (Wieselburg – Ungarisch Altenburg), Explanations. – 35 S., Budapest (Hungarian Geological Institute).
- SCHAREK, P. (Ed.) (1993): The geological map series of the Little Hungarian Plain: Kapuvár, Explanations. – 39 S., Budapest (Hungarian Geological Institute).
- SCHAREK, P., HERRMANN, P., KAISER, M. & PRISTAŠ, J. (2000): Map of the genetic types and thickness of Quaternary sediments. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142** (Danube region environmental geology programme DANREG – explanatory notes), 447–455, map 1:200.000 on CD-ROM, Wien.
- SCHERF, E. (1935): Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung, insbesondere der Alkalibodenentstehung. – *Jahresberichte der Königlich Ungarischen geologischen Anstalt über die Jahre 1925–1928*, 274–301, Budapest.
- SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – *Legende und kurze Erläuterung*. – 47 S., Geologische Karte 1:200.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STEIER, P., DELLINGER, F., KUTSCHERA, W., PRILLER, A., ROM, W. & WILD, E.M. (2004): Pushing the precision limit of ¹⁴C AMS. – *Radiocarbon*, **46/1**, 5–16, Tucson, Arizona.
- ŠUJAN, M., LAČNÝ, A., BRAUCHER, R., MAGDOLEN, P. & ASTER TEAM (2017): Early Pleistocene age of fluvial sediment in the Stará Garda Cave revealed by ²⁶Al/¹⁰Be burial dating: implications for geomorphic evolution of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). – *Acta Carsologica*, **46/2–3**, 251–264, Postojna.
- SZÁDECKY-KARDOSS, E. VON (1938): Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Donaugoldfrage. – XV + 444 S., Sopron.
- SZURKOS, G., SCHARECK, P. & GÁBOR, G. (1991): Surface Geological Map Monsonmagyaróvár (Wieselburg – Ungarisch Altenburg) 1:100.000. – 1 Blatt, Budapest (Cartographia).
- TAUBER, A.F. (1959a): Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 18–24, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959b): Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 26–31, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959c): Hydrogeologie und Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. – *Burgenländische Heimatblätter*, **21/1**, 7–22, Eisenstadt.
- THENIUS, E. (1974): Niederösterreich. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt: Bundesländerserie*. – 2., erweiterte Auflage, 280 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TRIEBL, R. & WEGLEITNER, A. (2017): Die Salzlacken des Seewinkels als prägendes Landschaftselement und deren richtige Namen. – *Festschrift 800 Jahre Illmitz*, 86–117, Illmitz.
- VAN HUSEN, D. (1989): The last interglacial-glacial cycle in the eastern Alps. – *Quaternary International*, **1989/3–4**, 115–121, Oxford. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(89\)90081-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90081-5)
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2011): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS, J., GIBBARD, P.L. & HUGHES, P.D. (Eds.): *Development in Quaternary Science*, **15**, 15–28, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53447-7.00002-7>
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. (2011a): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). – *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **19**, 1–11, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. (2011b): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **60/2–3**, 366–387, Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.60.2-3.09>
- WEGLEITNER, A. (1999): Salzlacken, Böden und Mineralwässer im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (Westufer, Wagram, Heideboden, Seewinkel und Hanság). – *Geographisches Jahrbuch Burgenland*, **1999**, 175–205, Anhang, Lockenhaus.
- WEISS, K. (2015): Sedimentologische Untersuchungen der Seewinkel-Formation im Bereich der Salzlacken (Burgenland). – *Unveröffentlichte Masterarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien*, 119 S., Wien (Department für Umweltgeowissenschaften).
- WEISS, M. (2013): Untergrunderkundung eines Kiesaquifers mittels multifrequenter Elektromagnetik. – *Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie*, 47 S., Wien (Department für Umweltgeowissenschaften).

WEISSL, M., HINTERSBERGER, E., LOMAX, J., LÜTHGENS, C. & DECKER, K. (2017): Active tectonics and geomorphology of the Gaenserndorf terrace in the Central Vienna Basin (Austria). – *Quaternary International*, **451**, 209–222, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.022>

WESSELY, G. (1961): Geologie der Hainburger Berge. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **104**, 273–349, Wien.

WILD, E.M., NEUGEBAUER-MARESCH, C., EINWÖGERER, T., STADLER, P., STEIER, P. & BROCK, F. (2008): ¹⁴C dating of the Upper Paleolithic Site at Krems-Hundssteig in Lower Austria. – *Radiocarbon*, **50/1**, 1–10, Tucson.

WILD, E.M., STEIER, P., FISCHER, P. & HÖFLMAYER, F. (2013): ¹⁴C Dating of humic acids from Bronze and Iron Age plant remains from the Eastern Mediterranean. – *Radiocarbon*, **55/2–3**, 599–607, Tucson.

WOLFRAM, G., DÉRI, L. & ZECH, S. (Red.) (2014): Strategiestudie Neusiedler See – Phase 1. – 244 S., Studie im Auftrag der Österreichisch-Ungarischen Gewässerkommission, Wien–Szombathely.

WOOLDERINK, H.A.G. (2014): Late Weichselian permafrost distribution and degradation. A pingo based reconstruction for the Netherlands. – Master Thesis, 88 S., appendix A–K, Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht. <http://dSPACE.library.uu.nl/handle/1874/296001>

WRIGHT, M.D. (1959): The formation of cross-bedding by a meandering or braided stream. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **29/4**, 610–615, Tulsa, Oklahoma.

ZÁMOLYI, A., SALCHER, B., DRAGANITS, E., EXNER, U., WAGREICH, M., GIER, S., FIEBIG, M., LOMAX, J., SURÁNYI, G., DIEL, M. & ZÁMOLYI, F. (2016): Latest Pannonian and Quaternary evolution at the transition between Eastern Alps and Pannonian Basin: new insights from geophysical, sedimentological and geochronological data. – *International Journal of Earth Sciences*, **106**, 1695–1721, Stuttgart. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1383-3>

Eingelangt: 15. Juli 2021, angenommen: 6. September 2021

Donauterrassen und Donaukiese im Bereich des Wiener Stadtgebietes

SABINE GRUPE¹, THOMAS PAYER¹ & SEBASTIAN PFLEIDERER²

7 Abbildungen, 1 Tabelle

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

40 Stockerau / NM 33-12-19 Tulln an der Donau

41 Deutsch Wagram / NM 33-12-20 Wien

58 Baden / NM 33-12-25 Baden

59 Wien / NM 33-12-26 Schwechat

Donauterrassen

Donaukies

Grundwasser

Stratigrafie

Quartär

Wien

Inhalt

Zusammenfassung	29
Abstract	29
Vorwort	30
Datengrundlage und Bearbeitung	30
Geschiebe der Donau	30
Verbreitung von Donaukies	31
Unter- und Oberkante von Donaukies	31
Mächtigkeit des Donaukieses	34
Grundwasser im Donaukies	34
Schlussfolgerung und Ausblick	36
Dank	37
Literatur	38

Zusammenfassung

Ungefähr 55 % des Wiener Stadtgebietes ist von Kieser der Donau bedeckt. Im Quartär lagerte die Donau bis zu 17 m mächtige Quarzkiese auf einem miozänen Relief aus Wiener Becken-Sedimenten ab. Die pannonen Tone, Schluffe und Sande stellen den Grundwasserstauer dar. Die Quarzkiese bilden den wichtigsten, oberflächen-nahen und zusammenhängenden Grundwasserleiter in Wien.

Westlich des Abbruchufers der rezenten Donau liegen pleistozäne Donaukiese terrassenförmig über rund 80 Höhenmeter nach Osten abgestuft unter einer natürlichen, reliefausgleichenden Bedeckung aus Löss, Lösslehm und Kolluvium verborgen. Östlich – in der ebenen Talsohle der Donau – sind nacheiszeitliche Donaukiese unter Aulehm/Ausand verbreitet. Lokal – im Bereich der geologischen Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ – sind im Liegenden der holozänen auch pliozäne Donauquarzkiese verbreitet. Dies führt zu einer stark erhöhten Kiesmächtigkeit von insgesamt bis zu 33 m.

Die Donaukiese sind durch etwa 30.000 Bohrungen aufgeschlossen. Im Zuge der hydrogeologischen Bearbeitung konnten ihre Verbreitung und aufgrund von Kiesunter- und Kiesoberkanten bisher 16 quartäre Niveaus abgegrenzt werden. Manche Niveaus sind durch die Störungssäste des rezent aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems tektonisch begrenzt. Die Terrassen westlich vom Leopoldsdorfer Bruchsystem unterscheiden sich von dem Kiesniveau östlich davon. Im Bruchsystem selbst liegt ein Mosaik von tektonischen Terrassen vor. Die Terrassengenese im Wiener Raum basiert daher nicht nur auf einem Wechselspiel von Kalt- und Warmzeiten, sondern ist auch tektonisch bedingt.

Danube terraces and gravel in the Vienna City area

Abstract

Approximately 55 % of Vienna's city area is covered by a gravel layer deposited by the Danube River during the Quaternary. The gravel consists mainly of quartz components, and the layer reaches a thickness of up to 17 m. It overlies the top surface of Miocene sediments of the Vienna basin which are represented by clay, silt and sand layers and which act as an aquiclude. The quartz-gravel layer constitutes the most important and continuous surface aquifer in Vienna.

1 SABINE GRUPE, THOMAS PAYER: Wiener Gewässer Management Gesellschaft mbH, Heinrich-von-Buol-Gasse 6, 1210 Wien. Sabine.Grupe@wgm.wien.at, Thomas.Payer@wgm.wien.at
 2 SEBASTIAN PFLEIDERER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at

West of the recent cut bank of the Danube River, Pleistocene gravel deposits form several terraces which in total mount up to an altitude of 80 m above the Danube. These terraces are hidden under a cover of loess, loam and colluvium, which masks most of the stepped morphology. To the east of the cut bank, Holocene gravel deposits make up the Danube plain, covered locally by floodplain sand and silt deposits. In the geological depression of the 'Schwechat Tief', Holocene gravel beds are underlain by Pliocene gravel, also deposited by the Danube River and consisting mainly of quartz components. Together, these two gravel layers reach a thickness of up to 33 m.

Evidence of the Danube gravel is given by approximately 30,000 drill holes. For a hydrogeological study, these were used to delimit the lateral extent, top and bottom of the Quaternary gravel layers and to identify 16 morphological levels. Some of these levels are delimited tectonically by fault lines of the Leopoldsdorf active fault system. Terraces to the west of this fault system are distinctly different from the level to the east. Within the fault system, a mosaic of various tectonic terraces is present. The formation of terraces in the city area of Vienna is not only due to climatic changes between cold and warm periods but was also tectonically induced.

Vorwort

Die Stadt Wien – Wiener Gewässer schafft sich eine Planungsgrundlage über den hydrogeologischen Untergrund. Die Projekte „Angewandte Hydrogeologische Forschung – Stadtgebiet Wien“ (2009–2019) und „Schichtmodell von Wien“ (2020–2023) sind ein Beitrag zu Wissenschaft und Forschung in der Wiener Stadtverwaltung. Sie werden vom Technischen Büro für Geologie der WGM – Wiener Gewässer Management GmbH umgesetzt. Die gebietsmäßige Bearbeitung erfolgt anlassbezogen gemäß der Priorität von Untergrundplanungen der Stadt Wien, also im Vorfeld von U-Bahn-Bauten, wasserbaulichen Eingriffen oder grundwasserbewirtschaftenden und grundwasserschützenden Maßnahmen.

Ziel ist die räumliche Abgrenzung des obersten Grundwasserkörpers, bestehend aus quartären, teilweise auch miozänen Schichten, die Beschreibung der Grundwasserleiter, der auftretenden Grundwasserarten, der großräumigen Grundwasserverhältnisse sowie der Relevanz für Bauvorhaben der Stadt Wien.

Durch die hydrogeologische Auswertung von über 55.000 Bohrungen werden detaillierte Erkenntnisse über den geologischen Schichtaufbau und die Verbreitung von Grundwasserleitern gewonnen. Aktuell werden diese Ergebnisse in ein wienweites Schichtmodell transformiert. Die Ergebniserzeugung erfolgt im engen Austausch mit stadtinternen und stadtexternen Institutionen, wie beispielsweise der Geologischen Bundesanstalt (GBA).

Dieser Artikel enthält die Ergebnisse bezüglich der wichtigsten hydrogeologischen Schicht, dem Donaukies, dem wichtigsten Aquifer im Bereich des Wiener Stadtgebietes.

Datengrundlage und Bearbeitung

Die Stadt Wien – Wiener Gewässer stellt grundwasserrelevante Daten, die Stadtvermessung Wien kartografische Grundlagen und der Wiener Brückenbau und Grundbau Bohrprofile zur Verfügung. Zudem wurden auch Kartenmaterial, Kenntnisse aus Aufschlüssen und aus geophysikalischen Untersuchungen, Studien und Projektunterlagen einbezogen. Eine wichtige hydrogeologische Grundlage ist die sogenannte „Tiefengrundwasserstudie“ der Stadt Wien – Wiener Gewässer (NOWY et al., 2001), eine wichtige geologische Grundlage ist der „Geoatlas Wien“ der Geologischen Bundesanstalt (HOFMANN & PFLEIDERER, 2003) im Auftrag der Stadt Wien – Wiener Grundbau und des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur, eine wichtige stratigrafische Grundlage ist die geologische Karte der Stadt Wien von BRIX (1972).

Im Rahmen der hydrogeologischen Bearbeitung wurden Aufschlüsse des Untergrundes (Baugrundaufschlüsse, Brunnen und Grundwassermessstellen) ausgewertet. Die Daten wurden unter einem einheitlichen hydrogeologischen Standard analysiert, auf Plausibilität überprüft und mit einem sediment- und tektogenetischen Verständnis für den geologischen Ablagerungsraum interpretiert.

Wienweit wurden 64.357 Bohrungen bearbeitet. Davon konnten 55.096 für die hydrogeologische Auswertung herangezogen werden. Von ihnen schließen 29.766 Donaukies auf. Durch 13.628 Bohrungen sind Kiesunter- und Kiesoberkante und damit die Kiesmächtigkeit bekannt.

Aufgrund dieser Daten wurde mit ArcGIS ein räumliches, geologisches 2.5D-Schichtmodell (Rasterdaten) erstellt. Dabei werden Schichten als einzelne 2.5D-Datensätze modelliert. Zusammengesetzt ergeben die Schichten eine sehr detaillierte 3D-Repräsentation des Untergrundes von Wien (GRUPE & PAYER, 2020; <https://www.wgm.wien.at/hydrogeologische-forschung>).

Geschiebe der Donau

Das Geschiebe der Donau besteht aus sandigen Kiesen. Es handelt sich um Rundsotter (isometrische Kornform und gute Kornrundung). Aufgrund der hohen Abriebsresistenz von Quarz (ATTAL & LAVÉ, 2009; THURO et al., 2007) bestehen die Kiese bereichsweise bis zu 80 % aus Quarz und zu 20 % aus anderen Gesteinen des Einzugsgebietes (KURZWEIL, 2020).

Die Donau entspringt im östlichen Schwarzwald bei Donaueschingen in Baden-Württemberg. In der Geologischen Basiskarte von Ebner (in WEBER, 1997) lässt sich das Gesteinsspektrum im Einzugsgebiet der Donau ablesen: Der Inn liefert vor allem ostalpine Gesteine. Enns, Erlauf und Traisen bringen überwiegend Gesteine aus der Grauwackenzone und aus den Nördlichen Kalkalpen (beide oberostalpin), der Kamp Gesteine aus der Böhmisches Masse (überwiegend aus dem Moldanubikum). So besteht das Geschiebespektrum der Donau aus magmatischen Gesteinen (Granite, Diorite, Porphyre sowie Ganggesteine wie „Pfahlquarze“ und Pegmatite), metamorphen Gesteinen (Quarzite, Gneise, Granulite, Migmatite, Tonschiefer, Grünschiefer, Glimmerschiefer, Amphibolite, Serpentinite, Marmor) und sedimentären Gesteinen (Brekzien und Konglomerate, Sandsteine, Kalksteine, Dolomite, Hornsteine).

Es gibt im Wiener Raum holozäne, pleistozäne und jungpliozäne Donaukiese.

Der holozäne Donaukies besteht aus sandigen bis stark sandigen, grauen (grauweißen, blaugrauen, gelbgrauen,

braungrauen) Kiesen. Im Grundwasserschwankungsbereich können sich Krusten von Eisen- und Manganhydroxiden ausbilden, welche die Kiese bräunlich bis gelblich färben.

Zumeist ist der holozäne Donaukies unverwittert, unverfestigt und von glatter Oberfläche. Je nach Sand- und Schluffgehalt des Kieses ist die Lagerung locker bis mitteldicht. Sandlagen kommen häufig vor. Sandfreie Lagen (offene Strukturen), Konglomerierungen sowie Schlufflagen können untergeordnet vorkommen.

Die basale Lage des holozänen Donaukieses ist häufig grob ausgebildet; oftmals finden sich in der basalen Kieslage Steine und Blöcke.

Im holozänen Donaukies können auch subfossile Baumstämme vorkommen.

Der pleistozäne Terrassenkies: Die Terrassenkiese können von grauer, gelber, brauner, aber lokal auch von rotbrauner Farbe sein. Der älteste Terrassenkies, der Laaerberg-Terrassenschotter (Niveau 1), ist stark verwittert und weist einen höheren Feinkornanteil auf als die jüngeren Terrassenkiese. Diese Kiese werden viel öfter mit den Farben „rot“ und „rotbraun“ als andere Terrassenkiese charakterisiert. Die Farbe ergibt sich auch aufgrund der hier oft rötlichen Matrix.

Die basale Lage der pleistozänen Donaukiesterrassen ist ebenfalls oftmals grob ausgebildet.

Jungpliozäne Kiese: Am südöstlichen Stadtrand – im Bereich der geologischen Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ – wurde mithilfe der Bohrprofile ein Vorkommen von rötlichen unter grauen Donaukiesen auskartiert. Zur Unterstützung der Forschungsfrage hinsichtlich der Genese dieses Vorkommens wurde von der Stadt Wien – Wiener Gewässer 2012 beim Hafen Albern eine 30 m tiefe Forschungsbohrung abgeteuft und das Bohrgut durch die Geologische Bundesanstalt sedimentologisch (PERESSON, 2014) und durch die Universität für Bodenkultur bezüglich Sedimentalter untersucht (FIEBIG & NEUHUBER, 2015; FIEBIG & LÜTHGENS, 2015). Die Untersuchung zeigte, dass der Donaukies aus zwei deutlich getrennten, eigenständigen Sedimentationsphasen stammt. Während im oberen Kieskörper graue, unverfestigte Mittel- bis Grobkiese mit Flyschsandstein-Komponenten dominieren, ist der Kieskörper im Liegenden verwittert, orange, rot bis braun gefärbt und besteht aus verfestigtem Fein- bis Mittelkies ohne Sandstein- oder Kristallingeröllen. Die Altersdatierung zeigt, dass die obere Kiesablagerung dem Holozän zugeordnet werden kann, und der darunterliegende Kies jungpliozänes Alter aufweist (LÜTHGENS et al., 2017).

Verbreitung von Donaukies

Ungefähr 55 % des Wiener Stadtgebietes ist von Kiesen der Donau bedeckt (Abb. 1). Davon entfallen drei Viertel dieser Fläche auf holozäne (Fläche 7 in Abb. 1) und ein Viertel auf pleistozäne Kiese (Flächen 1–6, L, A und N, farbig in Abb. 1).

Östlich des Abbruchufers der rezenten Donau (schwarze Böschungssignatur in den Abbildungen 1, 4 und 7) sind holozäne Donaukiese in der ebenen Talsohle der Donau unter Aulehm/Ausand verbreitet. Westlich des Abbruch-

ufers liegen pleistozäne Donaukiese terrassenförmig über rund 80 Höhenmeter nach Osten abgestuft unter einer natürlichen, reliefeinebnenden Bedeckung aus Löss, Lösslehm und Kolluvium.

Die westlichste Begrenzung der Donauterrassenkiese zieht sich von Norden nach Süden, vom XVIII. Wiener Gemeindebezirk (Währing; nördlich Schubertpark) über den XV. Wiener Gemeindebezirk (Rudolfstempel-Fünfhäuser; Wiener Stadthalle, Schmelz und Westbahnhof) zum X. Wiener Gemeindebezirk (Favoriten; Höhenzug Laaerberg/Wienerberg).

Weiter westlich gibt es keine Hinweise auf Relikte von höheren Donaukiesterrassen-Niveaus. Prinzipiell ist nicht klar, ob hier keine Donauterrassenkiese abgelagert wurden, oder ob ehemals vorhandene Terrassenniveaus durch die tributären Gerinne komplett erodiert wurden.

Am nördlichen Stadtrand, östlich des Bisamberges, wurden zwei Niveaus gefunden: Niveau N1 und Niveau N2 (Abb. 1). Sie müssten im Zusammenhang mit Daten auf niederösterreichischem Gebiet betrachtet werden. Die Charakterisierung dieser Niveaus ist noch nicht abgeschlossen.

Unter- und Oberkante von Donaukies

Die quartären Donaukiese liegen auf miozänen Sedimenten, auf pannonen Tonen, Schluffen und Sanden. Somit entspricht die Unterkante des Donau(terrassen)kieses der Quartärbasis – mit Ausnahme des Bereiches über der Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ (siehe Kapitel „Mächtigkeit des Donaukieses“).

Durch die Auswertung von Bohrprofilen konnten die Kiesunter- und Kiesoberkanten von bisher 15 Terrassen definiert werden. Das traditionelle Konzept der Genese der Wiener Terrassen geht von einem hauptsächlich klimagesteuerten Prozess aus: fünf Terrassen (Laaerberg-, Wienerberg-, Arsenal-, Stadt- und Prater-Terrasse) während fünf Vereisungsperioden (Prägünz, Günz, Mindel, Riß und Würm; VAN HUSEN & REITNER, 2011).

Angesichts der hohen Anzahl von neu identifizierten Niveaus ist davon auszugehen, dass tektonische Prozesse die Terrassengenese im Wiener Raum dominierten. Besonders das rezent aktive (DECKER et al., 2015), NNE–SSW streichende Leopoldsdorfer Bruchsystem ist für die Zerlegung und Begrenzung der Donaukies-Terrassentreppe verantwortlich. Die vermutete Hauptstörung ist schematisch in Abbildung 1 ersichtlich.

Es wurde eine Klassifizierung der Terrassen mit Zahlen und Buchstaben vorgenommen (Tab. 1). Die Niveaus lassen sich in vier Bereiche gliedern: in eine Terrassentreppe westlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems, ein Mosaik von tektonisch begrenzten Kieskörpern innerhalb des Bruchsystems, eine Terrasse östlich des Leopoldsdorfer- sowie östlich des Bisamberg-Bruchsystems.

Die Kiesniveaus der westlichen Terrassentreppe (Niveaus 1–5) sind nicht mit den anderen Terrassenniveaus (L1, L2_{a-b}, L3_{a-c}, A, N1 und N2) korrelierbar. Das Niveau 6 quert alle Bereiche östlich und westlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems sowie das tektonische Mosaik im Bruchsystem selbst.

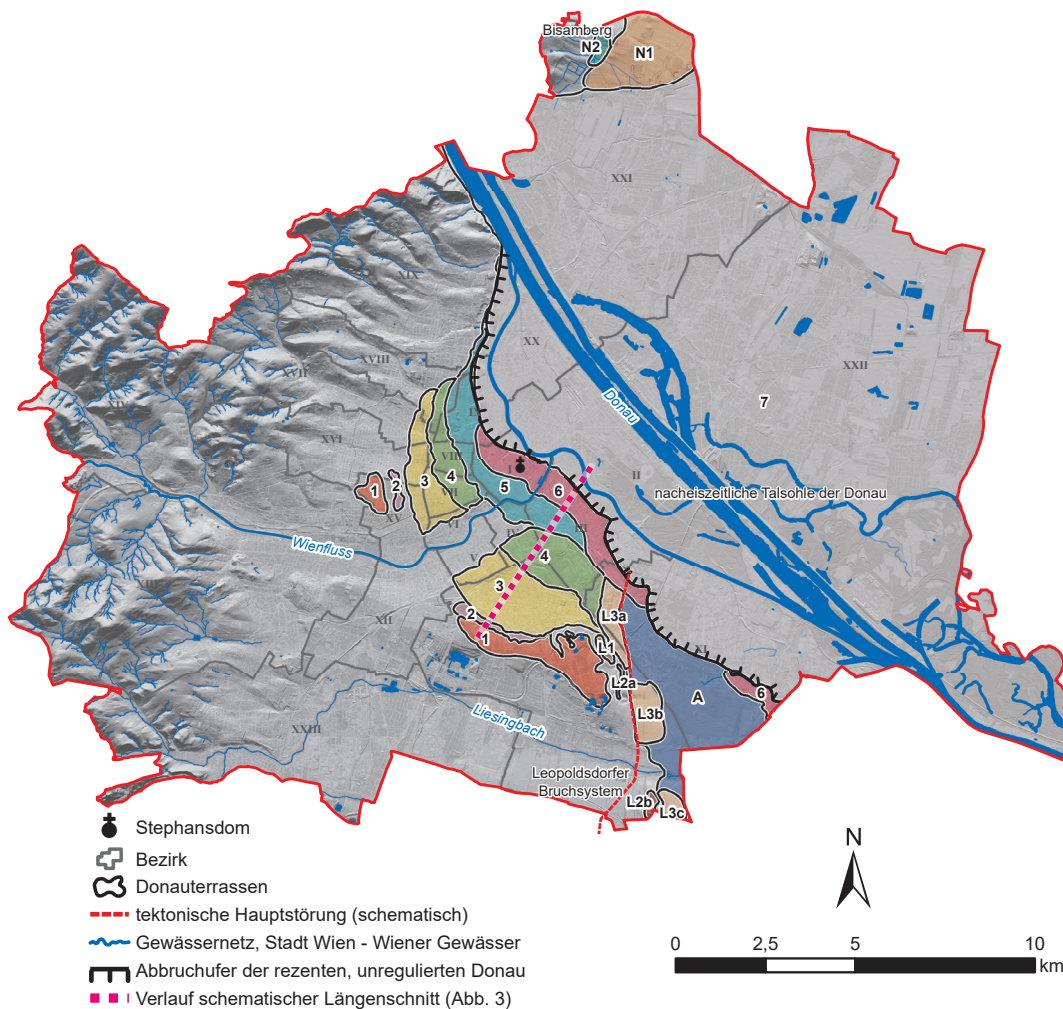


Abb. 1. Verbreitung von holozänen (Niveau 7) und pleistozänen Donaukiesen (Niveaus 1–6, L1, L2_{a&b}, L3_{a-c}, A, N1 und N2) in Wien: etwa 55 % des Wiener Stadtgebietes ist von quartären Donaukiesen bedeckt. Sie liegen in 16 verschiedenen Höhengniveaus vor, die durch Zahlen und Buchstaben klassifiziert wurden. Das Leopoldsdorfer Bruchsystem im Süden von Wien (hier nur schematisch dargestellt) trennt eine Terrassentreppe im Westen, ein Terrassenmosaik (mit L bezeichnet) im Bereich des Bruchsystems selbst von den Niveaus im Osten (A und 6).

Der Wienfluss erodierte die ältesten und höchsten Terrassenniveaus (Niveau 1 und 2) sowie die mittleren Niveaus (3 und 4) komplett, während er die tieferen, jüngeren Terrassenniveaus (5 und 6) lediglich mit seinem pleistozänen Geschiebe, dem sogenannten „Plattlschotter“, bzw. seinen holozänen, plattigen Kiesen überlagerte.

In Tabelle 1 sind die jeweiligen Kiesunter- und Kiesoberkanten sowie die Anzahl der sie aufschließenden Bohrungen aufgelistet. Abbildung 2a zeigt die Höhenlagen für die Terrassentreppe westlich und Abbildung 2c die Höhenlagen östlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems. Niveau L3_a repräsentiert das Mosaik tektonischer Terrassen innerhalb des Bruchsystems (Abb. 2b). Aufgrund weniger Bohrungen gibt es bisher nur wenig Evidenz im Bereich der Terrassenniveaus L1 und L2. Daher bleiben sie hier unberücksichtigt. Die „Whisker“ in Abbildung 2 repräsentieren die Maximal- und Minimalwerte der Ausreißer-bereinigten Datenverteilungen. Ausreißer wurden mithilfe des Interquartilsabstands (IQA) als Werte größer $x_{0,75} + 1,5 \cdot IQA$ oder kleiner $x_{0,25} - 1,5 \cdot IQA$ definiert.

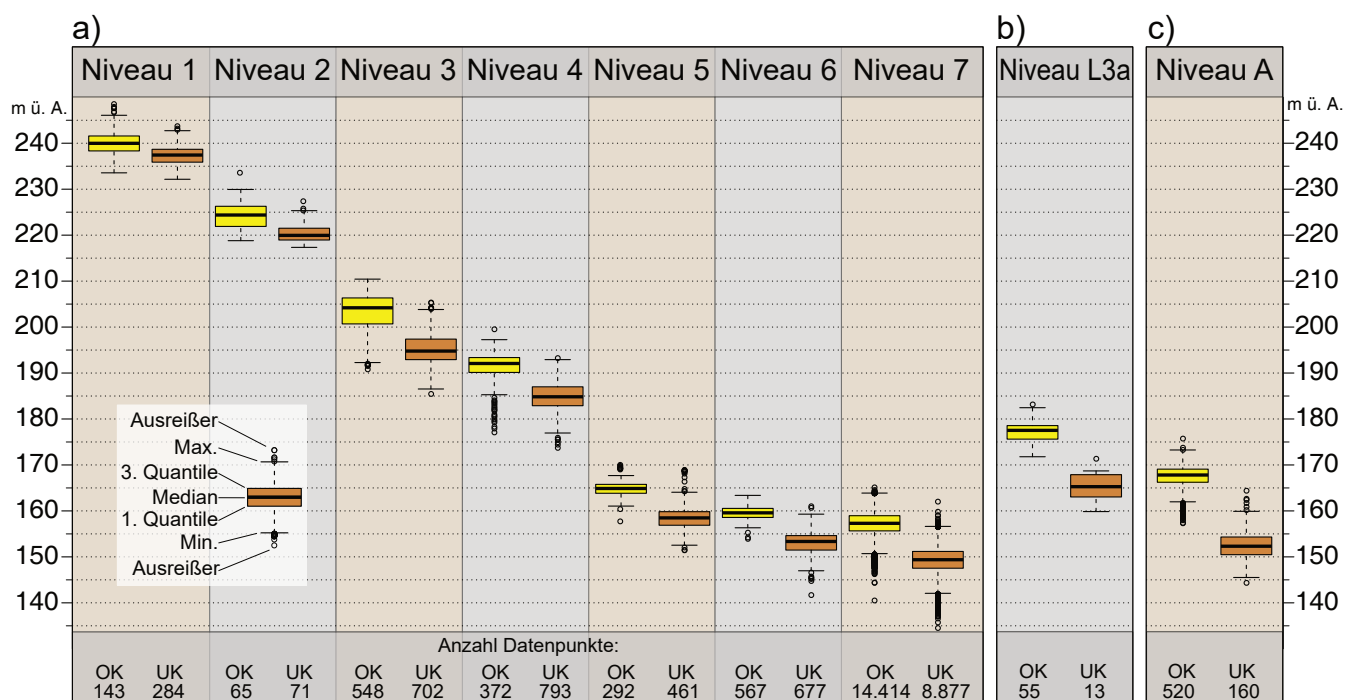
Für die statistische Auswertung wurden nur Bohrungen verwendet, bei denen die Kiesoberkante unbeeinflusst, also natürlich, vorliegt. So wurden für die Auswertung der Oberkanten nur Bohrungen verwendet, die nicht direkt mit Anschüttung oder anschüttungsverdächtigem Material überdeckt sind. Auch wurden beispielsweise Bohrungen aus tiefen Kellerniveaus oder bei Brunnenvertiefungen nicht einbezogen, sofern der Bohraufschlagpunkt im

Bereich des Kieskörpers liegt. Bei der Auswertung von Kiesunterkanten wurden Bohrungen im Bereich der Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ dann ausgeschlossen, wenn der Wechsel von rezenten, quartären Donaukiesen zu den unterlagernden, jungpliozänen Kiesen nicht eindeutig abgegrenzt werden konnte (z.B. aufgrund unzureichender Beschreibung der Kiesflure in Bohrprofilen). Zudem wurden nur Bohrungen im zentralen Bereich von Terrassenkörpern bzw. der rezenten Talsohle der Donau einbezogen. Terrassenabhängige wurden ausgeschlossen, da hier einerseits die Terrassenoberflächen verstärkt erodiert und/oder anthropogen überprägt vorliegen (z.B. durch Kiesabbau) und andererseits die Quartärbasis/Kiesunterkante kontinuierlich zum Niveau der höherliegenden Terrasse ansteigt und somit die statistische Auswertung bezüglich Unterkante und Kiesmächtigkeit beeinflusst.

Abb. 2.
 a: Boxplot für Kiesoberkanten (OK, gelb) und Kiesunterkanten (UK, braun) im Stadtgebiet Wien, rechtsufrig der Donau und westlich des rezent aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems.
 b: Boxplot für Kiesober- und Kiesunterkanten im Stadtgebiet Wien, rechtsufrig der Donau und innerhalb des rezent aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems. Niveau L3_a als Beispiel eines Kieskörpers innerhalb des komplexen Störungssystems.
 c: Boxplot für Kiesober- und Kiesunterkanten im Stadtgebiet Wien, rechtsufrig der Donau und östlich des rezent aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems. Bohrungen mit unklarer Kiesober- oder Kiesunterkante (z.B. durch anthropogenen Einfluss, wie Kiesabbau) und Bohrungen im Bereich von Terrassenabhängigen sowie im Bereich der Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ wurden ausgeschlossen. Die Anzahl der verwendeten Datenpunkte ist für jeden Boxplot unten angeführt.

	Terrassenbezeichnung / Niveau		Kiesunterkante in m ü. A.	Kiesoberkante in m ü. A.	Mächtigkeit in Meter	
nacheiszeitliche Talsohle der Donau	Zone der rezenten Donau-Mäander	7	149,4 ± 2,9 (9.798 / 8.877)	157,2 ± 2,5 (22.131 / 14.414)	7,7 ± 2,3 (9.798 / 6.363)	
pleistozäne Donauterrasse westlich und östlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems	Prater-Terrasse	6	153,4 ± 2,3 (812 / 677)	159,6 ± 1,5 (1.680 / 567)	7,0 ± 2,8 (812 / 252)	
pleistozäne Donauterrassentreppe westlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems	Stadt-Terrasse	5	158,5 ± 3,0 (569 / 461)	164,9 ± 1,7 (898 / 292)	6,1 ± 2,5 (569 / 180)	
	Theresianum-T.	4	184,7 ± 3,3 (961 / 793)	191,3 ± 3,4 (2028 / 372)	5,3 ± 2,2 (961 / 259)	
	Arsenal-Terrasse	3	195,1 ± 3,2 (800 / 702)	203,0 ± 4,2 (1520 / 548)	5,5 ± 4,0 (800 / 258)	
	Wienerberg-T.	2	220,6 ± 2,2 (91 / 71)	224,4 ± 4,4 (157 / 65)	2,4 ± 1,3 (91 / 42)	
	Laaerberg-T.	1	237,4 ± 2,2 (314 / 284)	240 ± 3,2 (382 / 143)	2,4 ± 1,7 (314 / 120)	
im Leopoldsdorfer Bruchsystem tektonisch gestörte, pleistozäne Donauterrassentreppe	Löwy-Grube (Rand)	L1	ca. 215 (17)	nicht bestimmbar (zu wenig Aufschlüsse)		
	Kieskörper Weichseltal	L2a	ca. 204 (1)			
	Kieskörper Johannesberg	L2b	ca. 192 (10)			
	Simmeringer Terrasse Neu	L3a	L3a	165,8 ± 4,8 (25 / 13)	177,0 ± 2,5 (152 / 55)	11,2 ± 2,8 (25 / 6)
		L3b	L3b	ca. 164 (7)	nicht bestimmbar (zu wenig Aufschlüsse)	
L3c		L3c	ca. 162 (4)			
östlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems befindliche, pleistozäne Donauterrasse	Simmeringer Terrasse Alt	A	152,9 ± 3,7 (172 / 160)	167,2 ± 3,1 (675 / 520)	12,7 ± 4,5 (172 / 117)	
östlich des Bisamberges befindliche, pleistozäne Donauterrassen	Seyringer Terrasse	N1	176,4 ± 4,1 (44 / 43)	182,0 ± 5,2 (64 / 54)	7,4 ± 2,6 (44 / 36)	
	Bisamberg-T. ?	N2	nicht bestimmbar (nur 3 Bohrungen)			

Tab. 1. Erosionsniveaus der Donau auf Wiener Stadtgebiet: klassische Bezeichnung und neue Klassifizierung, mittlere Unter- und Oberkanten sowie Mächtigkeit der Kiese (in Klammern: Anzahl aller ausgewerteten Bohrungen/Anzahl verwendbarer Werte für Statistik). Die Kiesmächtigkeit basiert auf dem arithmetischen Mittel. Für die ± Angabe wird hier die Standardabweichung angegeben.



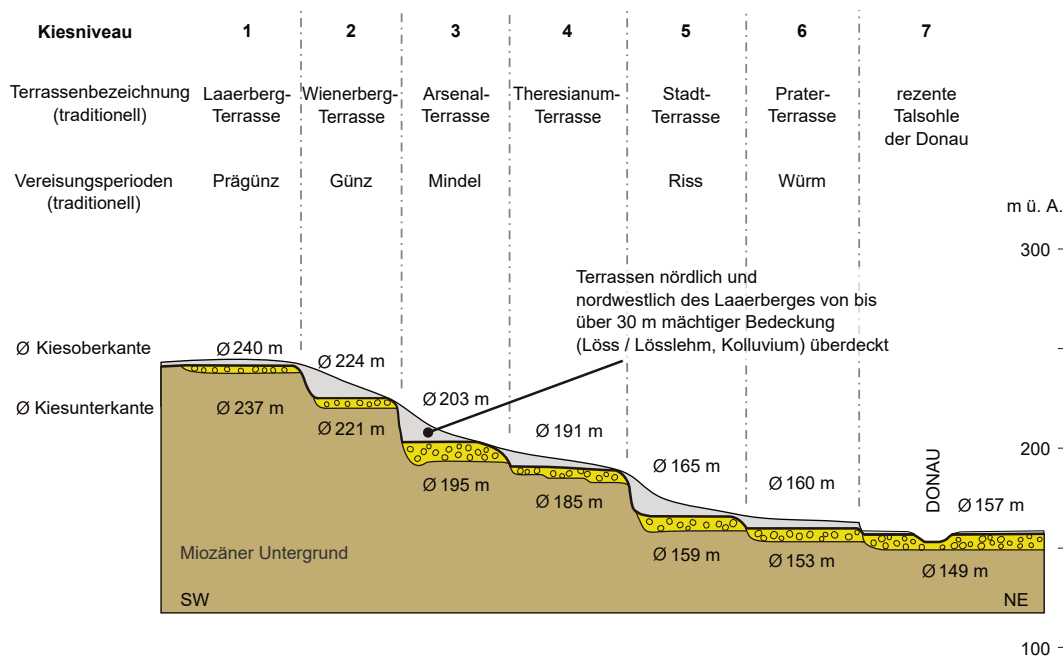


Abb. 3. Schematischer Längenschnitt eines gedachten SW-NE verlaufenden Profils durch die Donauterrassentreppe im Stadtgebiet Wien (Abb. 1), rechtsufrig der Donau und westlich des rezent aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems mit Angabe der Höhenlage von Unter- und Oberkanten der Donaukiese aus Tabelle 1: Auf dem miozänen Relief aus Wiener Becken-Sedimenten (braun) liegen quartäre Kiese der Donau (gelb) in verschiedenen Höhenlagen und bilden eine Terrassentreppe. Ihre Oberfläche stellt heute ein flach nach Osten abfallendes Gebiet (von rund 245 m auf rund 160 m) dar. Die ursprüngliche, terrasierte Geländemorphologie der pleistozänen Landschaft ist unter einer natürlichen Bedeckung (grau: Löss/Lösslehm und Kolluvium) verborgen.

Die Kiesunterkante der rezenten Donau liegt im Bereich der Klosterneuburger Pforte auf rund 155 m (Angaben immer Meter über Adria) und 25 Donaukilometer flussabwärts, in der Lobau, bei rund 144 m. Die breite Streuung der Werte innerhalb der rezenten Talsohle (Abb. 2a) ist durch das Gefälle der Donauablagerungen von rund 0,45 ‰ bedingt. Die statistisch ermittelten, mittleren Höhenniveaus entsprechen dem Kiesniveau auf Höhe „Kaisermühlen“ im XX. Wiener Gemeindebezirk (Brigittenau) bzw. Bereich „Krieau/Messe Wien“ im II. Wiener Gemeindebezirk (Leopoldstadt). Diese gedachte Zone verläuft von der Praterstraße über die Reichsbrücke, entlang der Wagramer Straße bis nach Süßenbrunn.

Mächtigkeit des Donaukieses

Östlich des Abbruchufers der rezenten Donau sind in der Talsohle holozäne Donaukiese und westlich pleistozäne Donauterrassenkiese verbreitet (Abb. 4). Zudem gibt es am südöstlichen Stadtrand – im Bereich der geologischen Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ – ein Vorkommen von pliozänen unter holozänen Donaukiesen.

Rezente Donaukiese: Die durchschnittliche Mächtigkeit in der rezenten Talsohle (Niveau 7) liegt bei 7,7 m (q_{25} : 6,2 bis q_{75} : 9,2 m). Außerhalb des Wiener Beckens, im Bereich der Klosterneuburger Pforte, liegt die Donauschottermächtigkeit bei 5,3 m (q_{25} : 4,3 m bis q_{75} : 6,3 m) und steigt rasch um einige Meter auf 8,8 m (q_{25} : 7,3 m bis q_{75} : 10,2 m) am Beginn des Beckens, ca. auf Höhe der Abzweigung des Donaukanals „Am Sporn“.

Pleistozäne Donauterrassenkiese: Im Bereich der Terrassentreppe (Niveaus 1 bis 6) liegt die durchschnittliche Mächtigkeit zwischen 2,4 und 7 m. Die ältesten Terrassen (Niveau 1 und 2) sind oberflächlich stark erodiert und haben nur mehr eine Mächtigkeit von im Mittel 2,4 m. Östlich des Laaerberges weisen die Terrassenniveaus A und L3 im Bereich des aktiven Leopoldsdorfer Bruchsystems mit rund 12,7 bzw. 11,2 m die höchsten Mächtigkeiten

von Donauterrassenkies auf. Am Prallufer des Niveaus 3 hat sich eine Quartärbasisrandrinne mit mächtiger Kiesfüllung (bis > 15 m) entwickelt, die vom X. (Favoriten) bis in den XVI. Wiener Gemeindebezirk (Ottakring) als Struktur erkennbar ist. Niedrige, reduzierte Terrassenkiesmächtigkeiten können im Bereich historischer Kiesgruben anthropogen bedingt, im Bereich eiszeitlicher Zubringer fluvial bedingt sein. So wurde zum Beispiel die ältere Terrassentreppe (Niveau 1 bis 4) durch den Wienfluss komplett ausgeräumt, während die jüngeren Terrassenkiese (Niveau 5 und 6) im Pleistozän von Wienflussskiesen überlagert wurden.

Jungpliozäne Donaukiese: Im Bereich der geologischen Tiefenstruktur „Schwechat Tief“ gibt es eine wannenförmige Struktur (Abb. 5). Sie entstand durch kontinuierliche, bis in die rezente Zeit anhaltende, relative Absenkung und ist im Liegenden mit jungpliozänen und im Hangenden mit quartären Donaukiesen gefüllt. Insgesamt beträgt die Mächtigkeit hier bis zu 33 m (GRUPE et al., 2013).

Grundwasser im Donaukies

Der Donaukies ist gut wasserdurchlässig. Er stellt im Wiener Raum den wichtigsten Grundwasserleiter für das oberste, freie Porengrundwasser dar.

Die Höhenunterschiede in der Kiesunterkante führen zu Unterschieden in Bezug auf die wasserwirtschaftliche Nutzung des obersten, freien Porengrundwassers im Donaukies:

Sehr ergiebiges Grundwasser (mit Konsensmengen bestehender Grundwassernutzungen zwischen 8 bis 15 l/s und mehr) im Donaubeleitstrom (Abb. 6): Dieser Bereich entspricht nicht nur der nacheiszeitlichen Talsohle der Donau (Niveau 7), sondern reicht auch westlich der Abbruchkante der rezenten Donau und umfasst jüngere, niedrigere Donaukiesterrassen (Niveaus 5, 6, L3, A in Abb. 1). In diesem Gebiet – etwa 50 % der Fläche von Wien – ist ein zu-

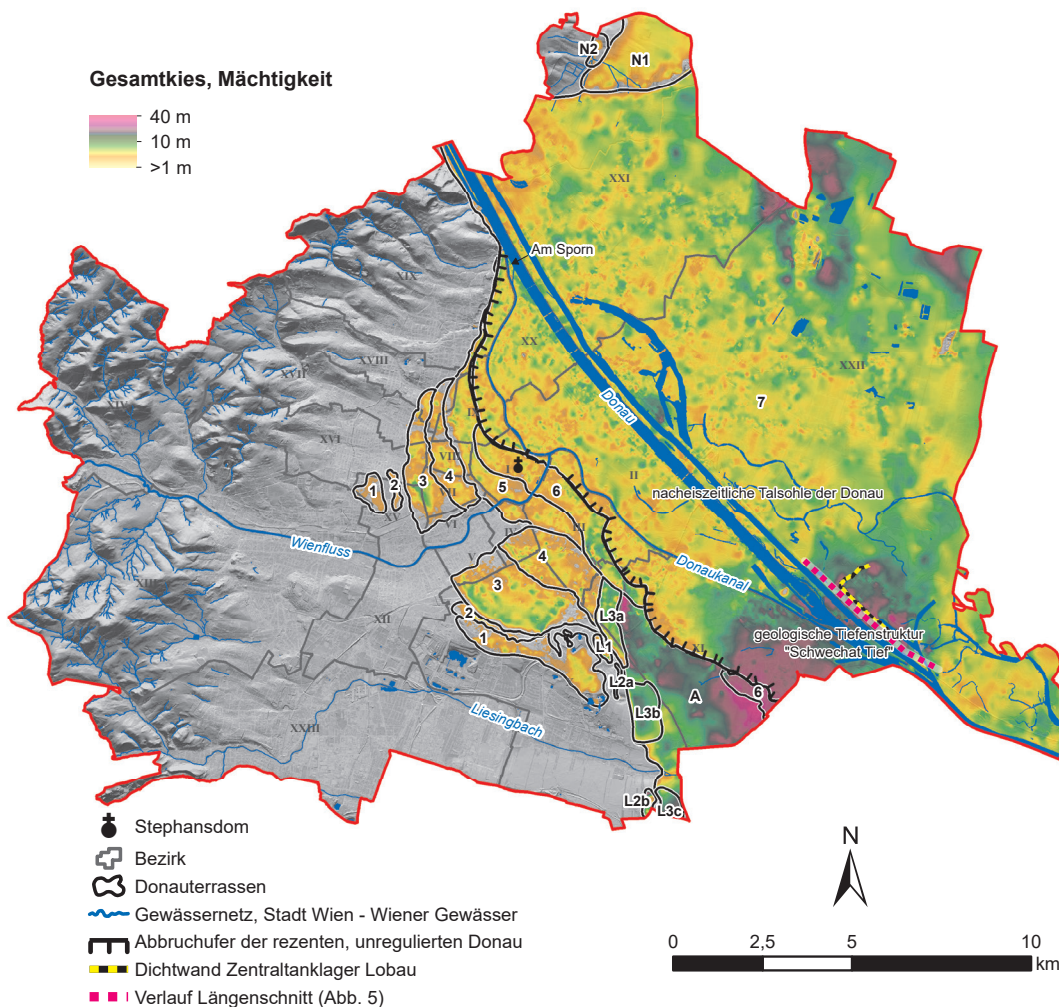


Abb. 4. Überblick zur Mächtigkeit von Donaukies in Wien: 2,4 m bis 7 m pleistozäne Donauterrassenkiese, durchschnittlich ca. 8 m holozäne Donaukiese in der nacheiszeitlichen Talsohle der Donau und bis zu 33 m Gesamtkiesmächtigkeit im Bereich des „Schwechat Tiefs“, wo jungpliozäne Kiese holozäne Kiese unterlagern. Anmerkung: Hier handelt es sich um Kies-, nicht um Terrassenmächtigkeiten. Die natürliche Kiesüberdeckung (Löss, Lösslehm, Kolluvium, Ablagerungen tributärer Gerinne), die oft in viel größerer Mächtigkeit vorliegt, ist hier nicht berücksichtigt. (Römische Zahlen: Wiener Gemeindebezirke; Arabische Zahlen und Buchstaben: Kiesniveaus aus Abbildung 1 und Tabelle 1.)

sammenhängender Grundwasserleiter (ca. 6–16 m mächtig) verbreitet, der sehr ergiebiges Grundwasser führt und der wichtigste Aquifer in Wien ist. Die Grundwasserstände korrelieren im zeitlichen Verlauf mit den Wasserständen der Donau.

Die von Pumpversuchen abgeleitete Grundwasserdurchlässigkeit der rezenten Donaukiese liegt zwischen 2×10^{-3}

und 8×10^{-3} m/s (PFLEIDERER et al., 2019) bzw. liegt der überschlagsmäßige Gebietsdurchlässigkeitsbeiwert bei 7×10^{-3} m/s (STEINER et al., 2019).

Wenig und unterschiedlich ergiebige Grundwasservorkommen: Nur lokal zusammenhängendes, oftmals nur sporadisch vorkommendes Grundwasser gibt es in den

Erhöhte Akkumulation grobkörniger, strukturkonformer Sedimente im Bereich der geologischen Tiefenstruktur „Schwechat Tief“

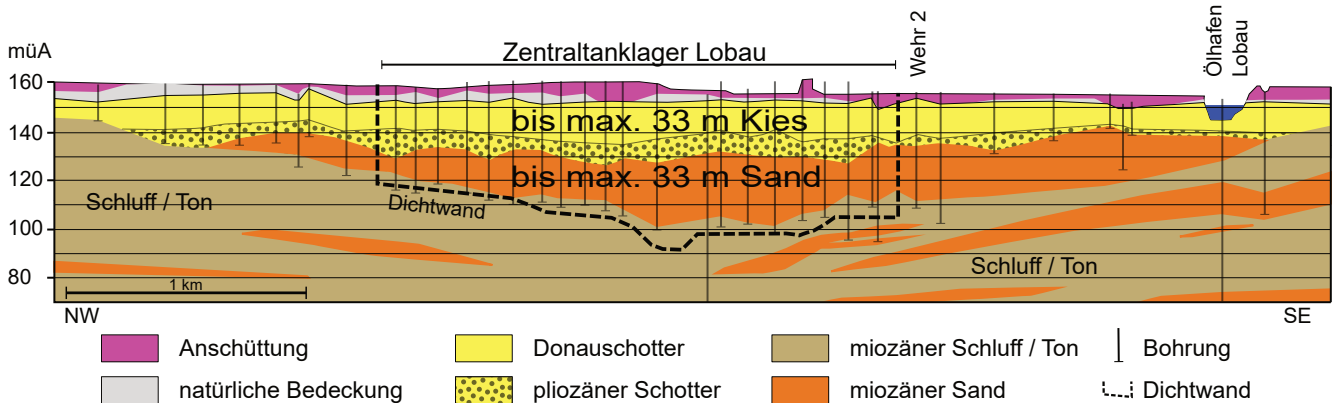


Abb. 5. Schichtabfolge im Bereich Zentraltanklager Lobau; hydrogeologischer, NW–SE verlaufender Längenschnitt (Abb. 4) parallel zu Neuer Donau (linksufrig) und Marchfeldschuttdamm, zehnfach überhöht (strichlierte Linie: Dichtschlitzwand der Altlast Zentraltanklager Lobau). Aufgrund der Altersdatierung durch die Universität für Bodenkultur Wien an Bohrgut der MA 45-Forschungsbohrung P573 beim Albernern Hafen, nahe dem Zentraltanklager Lobau, aus dem Jahr 2012 konnten für die hangenden Kiese holozänes und für die liegenden Kiese jungpliozänes Alter ausgewiesen werden.

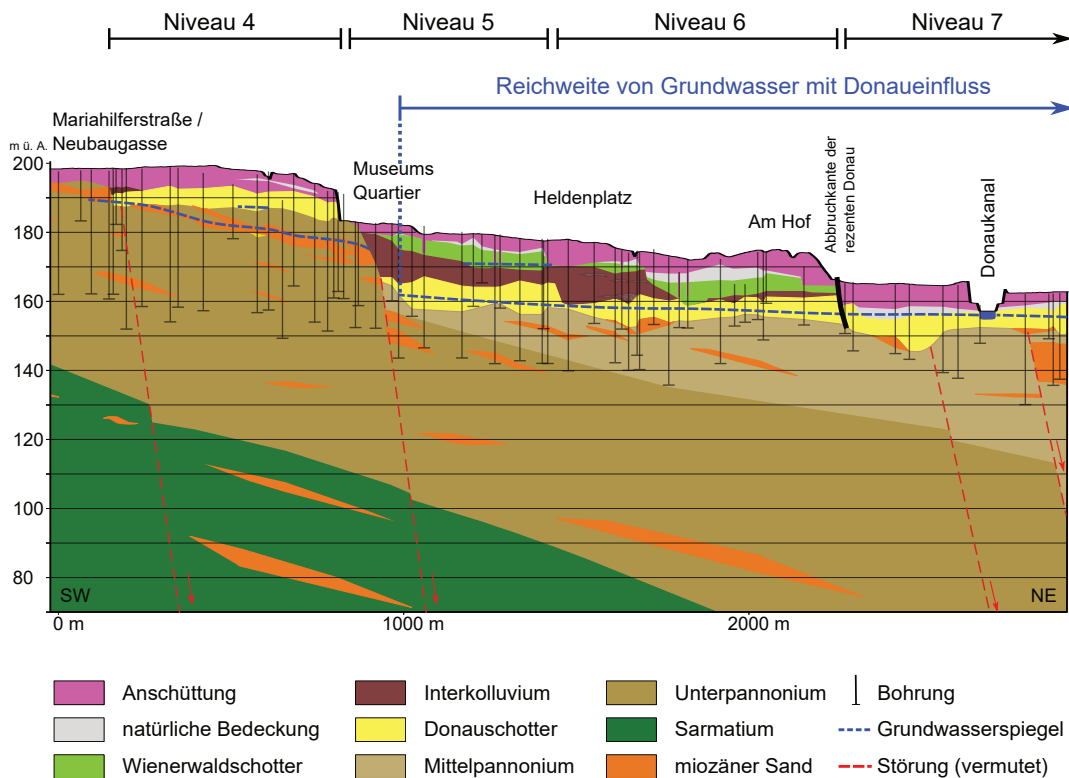


Abb. 6. Der SW-NE verlaufende, zehnfach überhöhte, hydrogeologische Längsschnitt nördlich des Wienflusses (Abb. 7) zeigt, dass der DonaGrundwasserbegleitstrom nicht durch die Abbruchkante der rezenten Donau begrenzt ist, sondern bis zu 2 km weit nach Westen reicht und dem abrupten Höhengsprung der Staueroberkante von Terrassenniveau 5 zum westlich anschließenden Niveau 4 entspricht. Die jüngere, tiefere Terrassentreppe der Niveaus 5 und 6 ist also grundwassererfüllt und gehört zum Grundwasserbegleitstrom der Donau. Daher gibt es ein ergiebiges Hauptgrundwasser unter der Inneren Stadt.

weniger bzw. nur lokal bedeutenden Aquiferen im Bereich der älteren, höheren Terrassen (Niveaus 1–4, L1, L2, N1, N2) mit Kiesmächtigkeiten von ca. 2,4 bis 7,4 m.

Die westliche Grenze des Grundwasserbegleitstroms der Donau reicht bis unter die Innenstadt und den XI. Wiener Gemeindebezirk (Simmering) (Abb. 6, 7). Der DonaGrundwasserbegleitstrom – der größte, zusammenhängende Grundwasserleiter im Wiener Raum – umfasst die nacheiszeitliche Talsohle der Donau, die jüngeren Donaukiesterrassen westlich vom Leopoldsdorfer Bruchsystem sowie Teile der Niveaus A und L3a–c östlich des Bruchsystems.

Die Nutzung des Grundwassers hängt nicht nur von der grundwassererfüllten Mächtigkeit und der Ergiebigkeit der Aquifere ab, sondern auch vom Abstand zur Erdoberfläche, also dem Flurabstand.

Die Karte des Flurabstandes (Abb. 7) zeigt den Unterschied zwischen rezenten und pleistozänen Donaukies-Ablagerungen: In der rezenten Talsohle der Donau im Osten ist der Flurabstand (bezogen auf mittlere Grundwasserverhältnisse) relativ niedrig. Im Nordwesten beträgt er 6–8 m (hellblau) und im Südosten 1–4 m (dunkelblau). Westlich des Abbruchufers der rezenten, unregulierten Donau – im Bereich der jüngeren Donauterrassentreppe – sind die Aquifere von zum Teil sehr mächtigen, kolluvialen Keilen reliefenebend bedeckt (Abb. 3, 6).

Im Bereich des Terrassenniveaus A, wo mächtige Kiese unter einer mächtigen Überdeckung aus Löss und Schwemmlöss anstehen, schränkt der hohe Flurabstand von 15 bis über 30 m (vgl. Abb. 7) eine grundwasserwirtschaftliche Nutzung ein.

Es gibt auch künstlich erhöhte Flurabstände: durch Aufschüttungen wie zum Beispiel am Abhang des Abbruchufers der rezenten Donau beim Schottentor (Grenze I. zu IX. Wiener Gemeindebezirk) oder im Mündungsbereich

des Wienflusses. Zudem ergeben sie sich modellbedingt bei Bauwerken wie Bahntrassen und Brückenbauten und bei aufgeschütteten Deponien erhöhte Flurabstände.

Im Bereich des ersten Stadtkerns von Wien, dem römischen Legionslager Vindobona, liegt der Grundwasserstauer ca. 17–19 m unter Gelände, lokal beträgt hier die Aquifermächtigkeit rund 5,3 m, davon sind ca. 2–3 m grundwassererfüllt, das heißt, der heutige Flurabstand beträgt 15–18 m und war zur Zeit der Römer nur schwer mit Brunnen zu erschließen. Aber das Legionslager wurde mittels einer Wasserleitung aus dem Südwesten von Wien mit Wasser versorgt.

Die Kenntnis des Flurabstandes ist wichtig zur Beurteilung des technischen Aufwandes bzw. der Kosten beim Tief- und Brunnenbau. In Bereichen mit hohen Flurabständen, das heißt hohen Pumphöhen, gibt es daher auch nur wenige Grundwassernutzungen.

Schlussfolgerung und Ausblick

Im Zuge der „Angewandten Hydrogeologischen Forschung – Stadtgebiet Wien“ konnten 15 pleistozäne Donauterrassen und die rezente Talsohle der Donau abgegrenzt werden. Dieses Ergebnis steht dem traditionellen Konzept von fünf Vereisungsperioden im Wiener Raum (Prägünz, Günz, Mindel, Riß und Würm) gegenüber. Die Entstehung der vielen Donaukies-Terrassenniveaus kann demnach nicht nur aus einem Wechselspiel von Erosion und Akkumulation während klimatischer Variationen von Kalt- und Warmzeiten resultieren. Eine wesentliche Rolle dürfte auch das großräumige, tektonische Setting sowie die rezent aktiven, tektonischen Störungsäste des Leopoldsdorfer Bruchsystems spielen. Die Klärung der Terrassen-

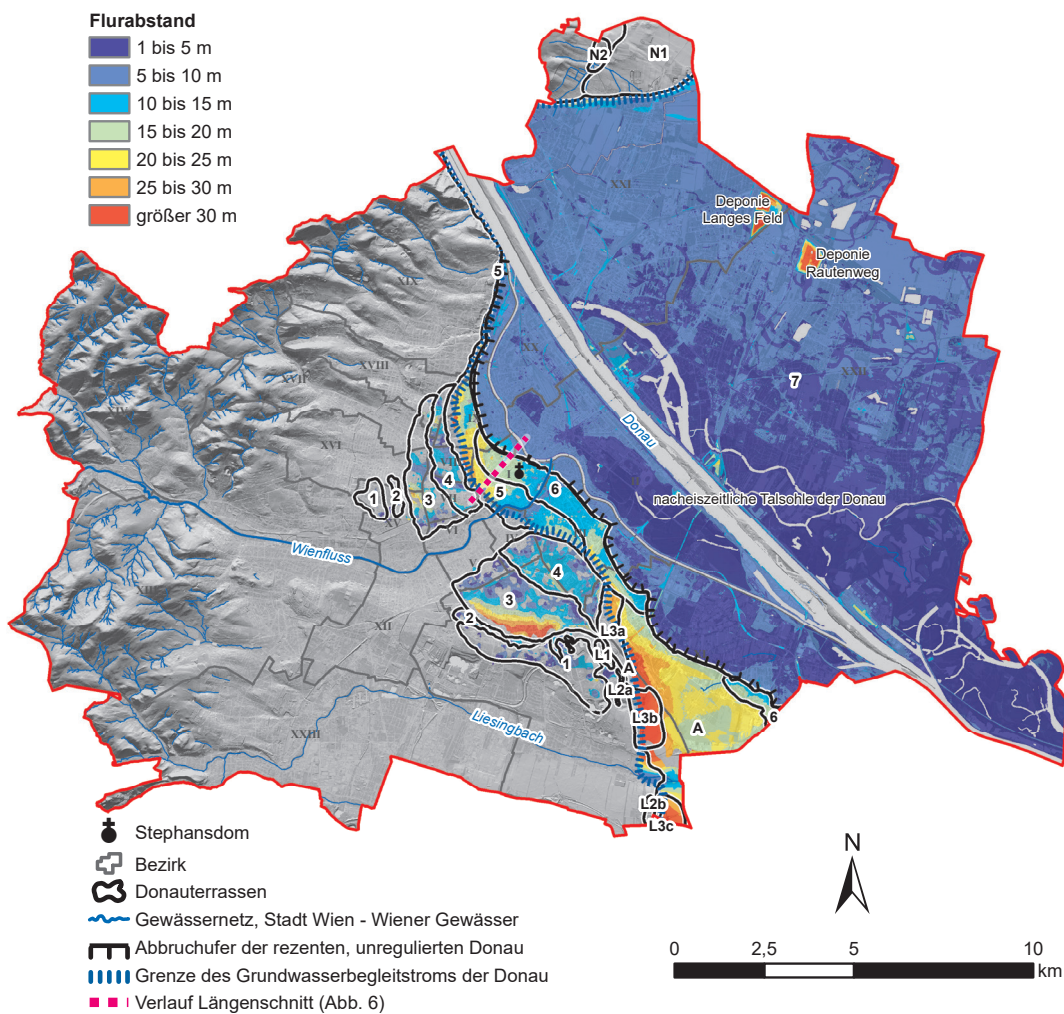


Abb. 7. Verbreitung und Flurabstand von Grundwasser im Donau- und Donauterrassenkies bei mittleren Grundwasserständen. Deutlich ist das Gebiet einer einfachen Grundwasser-nutzung ersichtlich: in der rezenten Talsohle ist ein mächtiger, zusammenhän-gender Grundwasserkörper unter nur geringem Flurabstand vorhanden. Der gleiche Grundwasserkörper reicht noch unter die Niveaus 5 und 6, jedoch mit deutlich höheren Flurabständen. In Simmering (Niveau A) wird der höchste Flurabstand des Donaube-gleitstroms erreicht. In höhe-ren Terrassenniveaus (1 bis 4) konnte Grundwasser nur auf Basis erbohrter Wasserstände ermittelt werden. Es gibt meist nur lokale Grundwas-servorkommen mäßiger Ergiebigkeit mit Ausnahme eines elongierten Grundwas-servorkommens entlang einer Rinnenstruktur in Niveau 3.

genese kann nur interdisziplinär gelingen, beispielsweise mit Hilfe von Altersbestimmungen an Sedimenten einzelner Niveaus, durch paläoseismologisches „Trenching“ und geophysikalische Messungen.

Das entstehende, hydrogeologische Schichtmodell ist ein Beitrag zu Wissenschaft und Forschung in der Wiener Stadtverwaltung. Es dient einerseits dem Gesamtverständnis der Hydrogeologie von Wien und bietet andererseits der Expertenschaft der Stadt objektivierte und rasch verfügbare Grundlagen bei Beratungstätigkeit und Entscheidungsfindung. 2024 wird das Modell komplett vorliegen und die GIS-Daten werden der Stadt Wien – Wiener Gewässer übergeben.

Zukünftig kann sich das hydrogeologische Schichtmodell zu einem übergeordneten Planungsinstrument für eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung und für den Grundwasserschutz entwickeln. Es können für Projektplanungen Prognosen erstellt und Szenarien entwickelt sowie neue Standards im angewandten Bereich gesetzt werden. Das entstehende Schichtmodell des Wiener Untergrundes wird somit ein wichtiger Beitrag zur Unterstützung des Wirtschafts- und Forschungsstandortes Wien werden.

Dank

Wir danken der Stadt Wien für Ihre aktive Unterstützung von Forschung in der Wiener Stadtverwaltung. Insbesondere bedanken wir uns bei der auftraggebenden Abteilung (Stadt Wien – Wiener Gewässer), Abteilungsleiter GERALD LOEW sowie ANDREAS ROMANEK, dem Teamleiter Wasserwirtschaft und Betreuer des Forschungsprojektes „Angewandte Hydrogeologische Forschung – Stadtgebiet Wien“. Erst die zahlreichen, stadtinternen Datengrundlagen wie beispielsweise die grundwasserrelevanten Daten der Wiener Gewässer, die Bohrdaten des Wiener Brückenbau und Grundbau und die Geodaten der Wiener Stadtvermessung machen die Erforschung des Wiener Untergrundes möglich. Allen Beteiligten gebührt großer Dank für die stete Unterstützung.

Literatur

- ATTAL, M. & LAVÉ, J. (2009): Pebble abrasion during fluvial transport: Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. – *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, **114**, F04023. <https://doi.org/10.1029/2009JF001328>
- BRIX, F. (1972): Geologische Karte der Stadt Wien 1:50.000. – In: STARMÜHLNER, F. & EHRENDORFER, F. (Red.): *Naturgeschichte Wiens, Wien–München* (Jugend & Volk).
- DECKER, K., GRUPE, S. & HINTERSBERGER, E. (2015): Characterizing Active Faults in the Urban Area of Vienna. – 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, 19.–24. April 2015, Pescara, Fucino Basin, Italy – Abstracts Volume. – *Miscellanea INGV*, **27**, 212–215, Roma.
- FIEBIG, M. & LÜTHGENS, C. (2015): Forschungsbohrung Schwechat-Tief. Endbericht OSL. – Unveröffentlichter Bericht der Universität für Bodenkultur Wien im Auftrag des Magistrats der Stadt Wien, 13 S., MA 45 – Wiener Gewässer.
- FIEBIG, M. & NEUHUBER, S. (2015): Forschungsbohrung Schwechat-Tief. Endbericht kosmogene Isotope – Unveröffentlichter Bericht der Universität für Bodenkultur Wien im Auftrag des Magistrats der Stadt Wien, 15 S., MA 45 – Wiener Gewässer.
- GRUPE, S. & PAYER, T. (2020): Abschlussbericht Angewandte Hydrogeologische Forschung – Stadtgebiet Wien 2009-2019, WGM – Wiener Gewässermanagement Gesellschaft mbH i.A. der MA 45 – Wiener Gewässer. – Unveröffentlichter Bericht, 43 S., Wien.
- GRUPE, S., JANAC, P. & PAYER, T. (2013): Hydrogeologie der Wiener Lobau. – *Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich*, **88**, 1–8, Wien.
- HOFMANN, T. & PFLEIDERER, S. (2003): Digitaler angewandter Geo-Atlas der Stadt Wien – GEO-Modul. – Unveröffentlichter Endbericht, Teil II (Projekt WC 18/00), iv + 29 S., Wien.
- KURZWEIL, H. (2020): Vergleichende geologisch-lagerstättenkundliche Bewertung von quartären Donauschottern aus Baugrubenaushüben im Großraum von Wien; für KOLLER TRANSPORTE – KIES – ERDBAU GmbH, Wien, unveröffentlicht.
- LÜTHGENS, C., NEUHUBER, S., GRUPE, S., PAYER, T., PERESSON, M. & FIEBIG, M. (2017): Geochronological investigations using a combination of luminescence and cosmogenic nuclide burial dating of drill cores from the Vienna Basin. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **168**/1, 115–140, Stuttgart.
- NOWY, W., TASCHKE, R., SCHIMANA, R. & STEPAN, C. (2001): Schutz von Tiefengrundwässern in Wien – Grundlagen für eine wirtschaftliche Rahmenverfügung. – Unveröffentlichter Endbericht, 58 S., Magistratsabteilung Wiener Gewässer – MA 45, Wien.
- PERESSON, M. (2014): Untergrunduntersuchung der geologisch bedingten Untergrundabsenkung im Bereich Lobau – relative Altersbestimmung der entnommenen Sedimente. – Unveröffentlichter Bericht der Geologischen Bundesanstalt im Auftrag des Magistrats der Stadt Wien, MA 45 – Wiener Gewässer, 48 S., Wien.
- PFLEIDERER, S., GRUPE, S. & PAYER, T. (2019): Urban Hydrogeology of Vienna – Current State of Knowledge. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 51–65, Wien.
- STEINER, C., SVASTA, J., JANŽA, M., SRAM, D. & CIAPALA, B. (2019): Deliverable D.T3.3.1: Activity report on 3D Modelling, Part 2: Detailed description of numerical models including estimation of errors. – Unveröffentlichter Projektbericht GeoPLASMA-CE, 64 S.
- THURO, K., SINGER, J., KÄSLING, H. & BAUER, M. (2007): Determining abrasivity with the LCPC Test. – *Proceedings of the 1st Canada-US Rock Mechanics Symposium*. – *Rock Mechanics Meeting Society's Challenges and Demands*, **1**, 827–834, Vancouver, B.C.
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, **60**/2–3, 366–387, Hannover.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000: unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – In: WEBER, L. (Hrsg.): *Handbuch der Lagerstätten, der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **19**, Beilage, Geologische Bundesanstalt, Wien.



Bohrkernaufnahmen und Dokumentation von Massenbewegungen an der II. Wiener Hochquellenleitung in der Gemeinde Kirnberg an der Mank (Niederösterreich) sowie Dokumentation eines ehemaligen Ton-Abbaus

GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER¹, STJEPAN ČORIĆ¹, KLEMENS GRÖSEL², MANDANA PERESSON¹,
HOLGER GEBHARDT¹ & OLEG MANDIĆ³

17 Abbildungen, 8 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
54 Melk / NM 33-11-28 Scheibbs

Niederösterreich
Kirnberg an der Mank
Kernbohrungen
Massenbewegungen
Stratigrafie
Allochthone Molasse
Rhenodanubische Flyschzone
Mineralogische Analysen

Inhalt

Zusammenfassung	40
Abstract	40
Einleitung	40
Geografische Lage	41
Geologischer Überblick	41
Aufnahme der Kernbohrungen und Analysen der Proben	42
Labormethodik	42
Beschreibung der Kernbohrungen auf den Hängen Sigritsberg und Schonaberg	43
Kernbohrung INK 79.450-20 Sigritsberg	43
Kernbohrung INK 79.600-20 Sigritsberg	44
Kernbohrung INK 80.680-20 Schonaberg	46
Dokumentation und Probenahme in einem ehemaligen Ton-Abbau (GBA Abbaudatenbank Nr. 054/909) in Kirnberg an der Mank	47
Proben und Analysen	47
Stratigrafische Analysen	48
Bestimmung von Mollusken	48
Analysen des kalkigen Nannoplanktons	48
Analysen auf Foraminiferen	50
Ergebnisse der stratigrafischen Untersuchungen	50
Paläoökologie	51
Mineralogische Untersuchungen	51
Gesamtmineralogische Analysen	51
Tonmineralogische Analysen	52
Massenbewegungen im Raum Kirnberg an der Mank mit Schwerpunkt auf den Hang Sigritsberg	54
Erforschungsgeschichte der Massenbewegungen	54
Beschreibung der Massenbewegung Sigritsberg	55
Hauptablagerungsbereich/Ablagerungskegel (Wiese mit dem Gehöft „Furth“)	55
Graben östlich des Hanges Sigritsberg	56
Oberer Bereich der Wiese bis zum Bergrücken	57
Interpretation – Zusammenschau der Ergebnisse von 1998, der Begehung 2020 und der Bohrkernaufnahmen von 2020	58
Dank	60
Literatur	61

1 GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER, STJEPAN ČORIĆ, MANDANA PERESSON, HOLGER GEBHARDT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerlinde.posch@geologie.ac.at, stjepan.coric@geologie.ac.at, mandana.peresson@geologie.ac.at, holger.gebhardt@geologie.ac.at

2 KLEMENS GRÖSEL: Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Niederösterreichische Umweltschutzverwaltung, Neues Landhaus, Wienerstraße 54, 3109 St. Pölten. klemens.groesel@noel.gv.at

3 OLEG MANDIĆ: Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Wien. oleg.mandic@nhm-wien.ac.at

Zusammenfassung

Die II. Wiener Hochquellenleitung verläuft auf ihrem Weg vom Quellgebiet am Hochschwab nach Wien unter anderem in instabilen Hängen im Überschiebungsbereich der Rhenodanubischen Flyschzone auf die Allochthone Molasse. Auf bekannten Rutschhängen in der Gemeinde Kirnberg an der Mank wurden drei Kernbohrungen geologisch dokumentiert und beprobt, die Proben wurden makro-, mikro- und nannostratigrafisch sowie mineralogisch analysiert. Zu Vergleichszwecken wurde auch ein ehemaliger Ton-Abbau in Kirnberg an der Mank aufgenommen und beprobt.

Die Übersichtskartierung der Massenbewegungen des Hanges Sigritsberg aus dem Jahr 1998 wurde bestätigt und ergänzt, wobei die morphologisch unterschiedlich ausgebildeten Bereiche verschiedene Bewegungszonen und Mechanismen repräsentieren. Zum Teil sind diese auch heute – wenn auch nur in geringem Ausmaß – aktiv. Das Massenbewegungsrisiko wurde abgeschätzt und bewertet.

Documentation of drill cores and mass movements along the Second Vienna Mountain Spring Pipeline in the community of Kirnberg an der Mank (Lower Austria), and documentation of an old clay pit

Abstract

From the source area at the Hochschwab to Vienna the Second Vienna Mountain Spring Pipeline also passes through instable slopes in the thrust area of the Rhenodanubian Flyschzone onto the Allochthonous Molasse. On known landslide-prone slopes in the community of Kirnberg an der Mank three cores were drilled, documented geologically and samples taken. The samples were analyzed macro-, micro- and nannostratigraphically, as well as mineralogically. For the purpose of comparison, also a former clay pit in Kirnberg an der Mank was documented and sampled.

The general mapping of the mass movements of the slope Sigritsberg from the year 1998 was verified and extended. The different morphological areas represent specific areas and mechanisms of movement. To a small extent the movements have been active until today. The landslide risk was estimated and assessed.

Einleitung

Aufgrund wiederkehrender Schäden an der II. Wiener Hochquellenleitung in der Gemeinde Kirnberg an der Mank (Abb. 1) wandte sich Prof. Dr. Rainer Poisel (TU Wien) auf Vermittlung von Mag. Klemens Grösel (Land NÖ) Ende Juni 2020 an die Erstautorin mit der Bitte um die Aufnahme von Bohrkernen, die als Inklinometerbohrungen in Rutschhängen abgeteufelt wurden. Am 8. Juli 2020 wurden die Bohrkern auf dem Hang Sigritsberg von Rainer Poisel, Vertretern der Magistratsabteilungen 31 (MA 31 – Wiener Wasser) und 29 (MA 29 – Brückenbau und Grundbau) der Stadt Wien sowie von Gerlinde Posch-Trözmüller und Stjepan Ćorić begutachtet und im Anschluss daran von Gerlinde Posch-Trözmüller und Stjepan Ćorić aufgenommen und beprobt. Am 24. Juli 2020 wurde eine weitere Kernbohrung (Inklinometerbohrung) auf dem Hang Schonberg, welcher ebenfalls von Massenbewegungen betroffen ist, gleichermaßen aufgenommen. Die Bohrprofile wurden der MA 29 bereits im August 2020 übermittelt und in die Datenbank der MA 29 eingearbeitet.

Bereits Ende Mai 1998 wurden im Rahmen eines Geophysik-Praktikums der Universität für Bodenkultur unter der Leitung von Rainier Arndt und Alexander Römer (Geologische Bundesanstalt) am Hang Sigritsberg (Gehöft Furth), Gemeinde Kirnberg an der Mank, bodengeophysikalische Messungen durchgeführt. Diese waren Teil eines Auftrags der MA 31 und MA 29, der Auftrag wurde erteilt, nachdem in der II. Wiener Hochquellenleitung, die diesen Hang in seinem Fußbereich quert, Schäden im Abschnitt von Leitungskilometer 79,2 bis 79,7 entdeckt wurden. Die Ergebnisse der Bodengeophysik wurden in RÖMER et al. (1999) dargestellt.

Im Rahmen dieses Praktikums wurde eine geologisch-geomorphologische Übersichtskartierung des Hanges durchgeführt (POSCH & SKUK, 1998), die als Grundlage für die gegenständliche Fragestellung gescannt, georeferenziert und mit einem digitalen Geländemodell aus Airborne Laserscan Daten (Laserscan) überlagert wurde.

Am 9. November 2020 erfolgte eine gemeinsame Begehung der Massenbewegung auf dem Hang Sigritsberg durch Klemens Grösel und Gerlinde Posch-Trözmüller, um die Gefahr einer Beschleunigung der Hangbewegung und damit eine potenzielle Gefährdung für die II. Wiener Hochquellenleitung abschätzen zu können. Dabei wurde die Kartierung aus dem Jahr 1998 verifiziert, geringfügig korrigiert und ergänzt.

Im Zuge der Bohrkernaufnahmen wurde am 24. Juli 2020 auch eine ehemalige Tongrube (Nr. 054/909 in der Abbau-datenbank der Geologischen Bundesanstalt) in Kirnberg an der Mank aufgenommen und beprobt, um das aufgeschlossene Material mit dem aus den Bohrungen lithologisch und stratigrafisch vergleichen zu können.

Diese Publikation stellt eine Zusammenfassung des Jahresendberichtes 2020 des Projekts NC-095 (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2021) dar.



Abb. 1. Lage des Bearbeitungsgebietes in Niederösterreich, hinterlegt mit der Geologischen Karte von Österreich 1:2.000.000 (EGGER et al., 1999, verändert).

Geografische Lage

Die Kernbohrungen wurden in der Gemeinde Kirnberg an der Mank (ÖK50-BMN Blatt 54 Melk) auf den Hängen Sigritsberg und Schonaberg abgeteuft, wobei der Hang Sigritsberg (Gehöft „Furth“), welcher im Jahr 1998 Gegenstand von bodengeophysikalischen Messungen war, etwa 2,4 km WSW, der Hang Schonaberg etwa 1,4 km SW bis WSW der Ortschaft Kirnberg an der Mank liegt. Beide Hänge befinden sich südlich der Straße Kirnberg–Oberndorf. Die ehemalige Tongrube 054/909, welche zu Vergleichszwecken dokumentiert und beprobt wurde, liegt in der Ortschaft Kirnberg an der Mank in der gleichnamigen Gemeinde, wenig nördlich des Ortszentrums an der Hauptstraße 11 (Tab. 1, Abb. 2).

Geologischer Überblick

Die beiden Hänge Sigritsberg und Schonaberg liegen im Grenzbereich zweier tektonischer Einheiten, des Rhodanubischen Deckensystems im Süden und der Allochthonen Molasse im Norden. Die Überschiebung der Flyschzone über die Molasse verläuft im Bereich dieser Hänge. Die ehemalige Tongrube (054/909) liegt gänzlich im Bereich der Allochthonen Molasse (Abb. 3).

Nach der GEOFAST-Karte Blatt 54 Melk (KREUSS & LINNER, 2018) wird die Allochthone Molasse im Bereich der Aufnahmen von Hall-Formation und Puchkirchen-Gruppe aufgebaut, die geologische Karte von Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002) weist hier zusammengefasst „Sedimente der Subalpinen Molasse zwischen Enns und Mank; Egerium bis Eggenburgium (Mergel, Sand, Sandstein)“ aus, wobei es sich größtenteils um Haller Schlier (Eggenburgium) handeln dürfte, gegen Westen aber auch Sedimente des Egeriums in einer dem Älteren Schlier lithologisch analogen Ausbildung vorhanden sein dürften

Bohrung/ Aufschluss	RW_M34	HW_M34	Datum
INK 79.450-20	672508,079	325505,423	08.07.2020
INK 79.600-20	672648,93	325550,899	08.07.2020
INK 80.680-20	673572,92	325769,724	24.07.2020
Abbau 054/909	674778,929	326638,567	24.07.2020

Tab. 1.
Koordinaten (BMN) der im Jahr 2020 durchgeführten Kernbohrungen und des ehemaligen Ton-Abbaus 054/909 in Kirnberg an der Mank mit dem Datum der Aufnahme.

(ROETZEL, 2002). Westlich von Mank erfolgte jedenfalls noch keine genaue Aufgliederung der Sedimente des Eggenburgiums bis Ottnangiums, daher wird hier nach wie vor die Bezeichnung „Sandstreifenschlier“ verwendet, der in Oberösterreich Äquivalente des „Haller-Schliers“ und des „Robulus-Schliers“ umfasst (WESSELY, 2006).

Die Hall-Formation (vollmariner „Haller Schlier“) besteht ebenso wie der Robulus-Schlier (unteres Ottnangium, Ablagerung im tiefen Sublitoral) und seine Äquivalente zu meist aus mergeligen Schluffen mit Einschaltungen von teils zu Sandstein verhärteten Fein- bis Mittelsanden (ROETZEL, 2002).

Die Rhodanubische Flyschzone wird in diesem Gebiet nach der GEOFAST-Karte Blatt 54 Melk von der Altengbach-Formation der Greifenstein-Decke vertreten, welche die vorherrschende Formation der Flyschzone in Niederösterreich darstellt. Sie besteht aus siliziklastischem Sandstein, Kalksandstein, Kalkmergel, Tonmergel und Tonstein des oberen Campaniums bis Thanetiums (KREUSS & LINNER, 2018).

Die Anfälligkeit dieses geologischen Aufbaus für Massenbewegungen wird im Laserscan deutlich (Abb. 4).

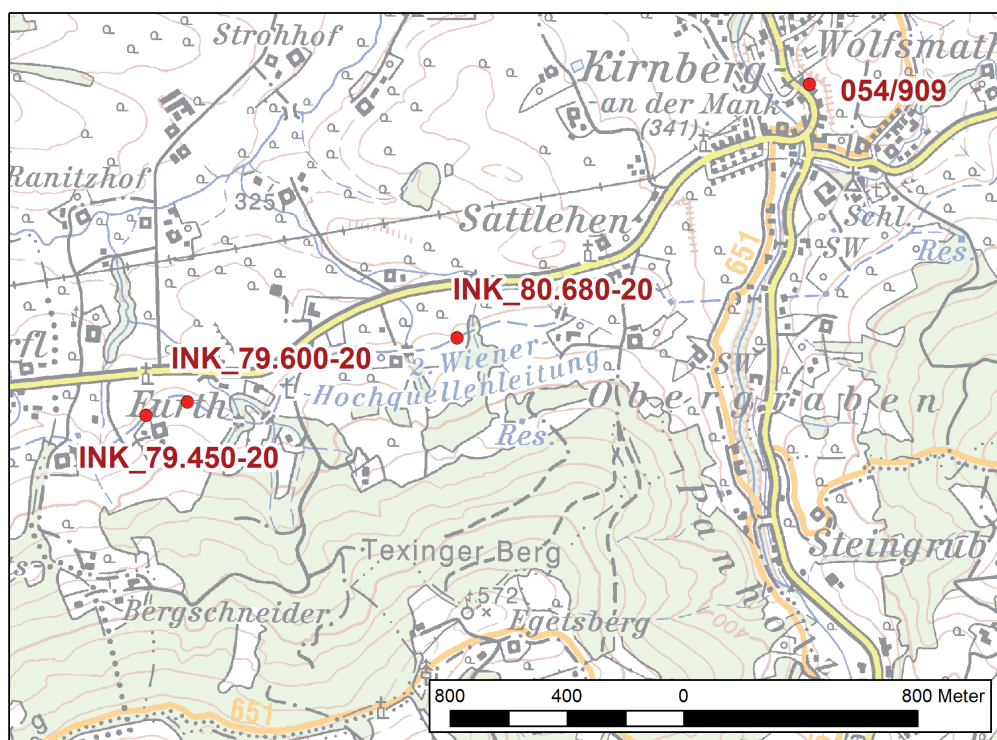


Abb. 2.
Lage der drei Kernbohrungen auf den Hängen Sigritsberg und Schonaberg sowie jene des ehemaligen Ton-Abbaus (054/909) in Kirnberg an der Mank auf ÖK50-BMN Blatt 54 Melk.

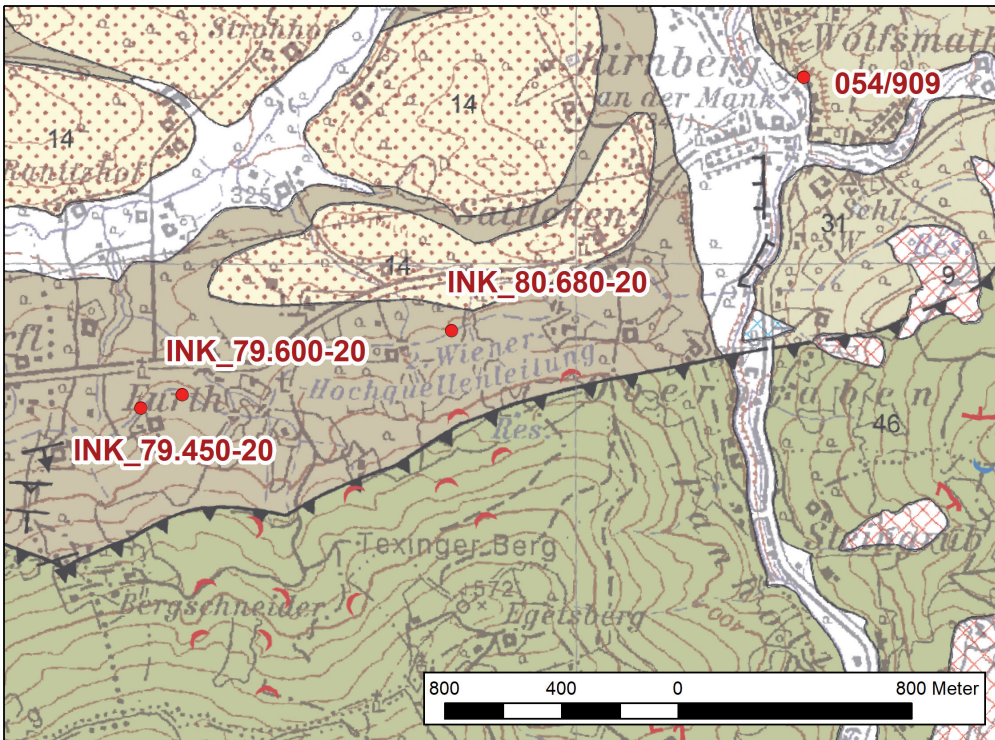


Abb. 3. Lage der Kernbohrungen auf den Hängen Sigriftsberg und Schonberg sowie des ehemaligen Ton-Abbaus 054/909 auf der GEOFAST-Karte Blatt 54 Melk (KREUSS & LINNER, 2018). Die olivbraune Signatur nördlich der Überschiebung, auf welcher die Bohrpunkte liegen, bezeichnet die Hall-Formation und Puchkirchen-Gruppe, die heller grüne Signatur im NW der Karte (Nr. 31) die Hall-Formation und die olivgrüne Signatur südlich der Überschiebung (Nr. 46) steht für die Altlenzbach-Formation der Greifenstein-Decke.

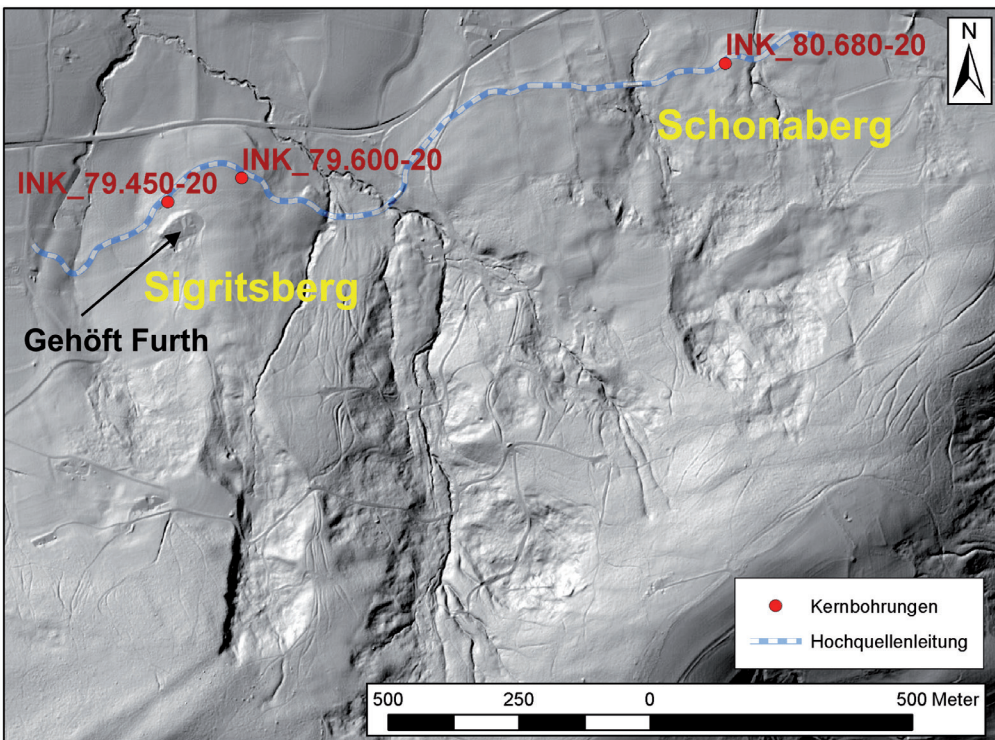


Abb. 4. Lage der Kernbohrungen auf den Hängen Sigriftsberg und Schonberg auf dem Laserscan inklusive Verlauf der II. Wiener Hochquellenleitung. Gut zu sehen ist hier die Prägung der Morphologie durch Massenbewegungen, wovon die Hänge betroffen sind, durch welche die Hochquellenleitung verläuft (Laserscan: © Land Niederösterreich).

Aufnahme der Kernbohrungen und Analysen der Proben

Labormethodik

Gesamtmineralbestand

Die Proben werden getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um die für die Auswertung der RDA-Diagramme notwendigen texturfreien Präparate zu erhalten, wird das sogenannte

„Back-loading“-Verfahren angewandt. Anschließend werden die Proben einer röntgenografischen Phasenanalyse mit folgenden Messbedingungen unterzogen:

- Messbedingungen im Bereich von $3^{\circ} 2 \text{ Theta}$ bis $70^{\circ} 2 \text{ Theta}$.
- Röntgendiffraktometer PANalytical X'Pert Pro Powder.
- Goniometer PW3050/60 (Theta/Theta).
- Cu-K α -Keramikköhre.
- PIXel-Detektor.

- Continuous scans, Schrittweite 0.013°.
- 40 kV, 40 mA.
- Messzeit 10 sec/Schritt.

Zur qualitativen Bestimmung der Mineralphasen werden die Röntgenbeugungsreflexe mit der zugehörigen Auswertesoftware X'Pert Highscore von PanAlytical bearbeitet und identifiziert. Die quantitative Auswertung der einzelnen Minerale erfolgt mittels Fundamentalparameter-Rietveldsoftware AutoQuan (Fa. Seifert; Version 2.70). Dabei wird eine Röntgenbeugungsaufnahme unter Verwendung geeigneter Kristallstrukturmodelle analysiert.

Tonmineralanalyse an der Fraktion < 2 µm

Zur Herstellung von Texturpräparaten sind ca. 10–30 g Probenmaterial notwendig. Für die Bestimmung des Tonmineralbestandes wird die Fraktion < 2 µm, die durch Abzentrifugieren gewonnen wird, herangezogen. Es werden je Probe zwei streng texturierte Präparate angefertigt, die durch Einlagerungen organischer Verbindungen (Dimethylsulfoxid, Äthylenglykol, Glycerin) Quell- und Kontraktionsversuchen unterzogen werden. Durch diese Behandlung können im Vergleich mit dem Originalzustand der Probe die unterschiedlichen Schichtabstände der Tonminerale qualitativ identifiziert und zugeordnet werden. Es wird jeweils der Bereich von 2° 2 Theta bis 50° 2 Theta abgefahren (vgl. BROWN & BRINDLEY, 1984; MOORE & REYNOLDS, 1989; THOREZ, 1976). Die semiquantitative Auswertung der Proben erfolgt nach der Methode von SCHULTZ (1964).

Kalkiges Nannoplankton

Für nannostratigrafische Untersuchungen wird das Sediment für kurze Zeit im Ultraschallbad behandelt, danach wird ein Präparat für die Untersuchung unter dem Lichtmikroskop (Vergrößerung 1.000 x) angefertigt. Standardzonierungen von MARTINI (1971) für das Neogen und von SINGH (1977) für das Mesozoikum werden verwendet.

Foraminiferen

Die Proben werden getrocknet, 200 g getrocknetes Sediment werden in 10 % Wasserstoffperoxid aufgelöst und durch ein Sieb (0,063 mm) gewaschen. Der Rückstand

wird getrocknet und in Fraktionen von 0,063 bis 1,125 mm und 0,125 bis 1 mm gesiebt. Foraminiferen werden unter dem Lichtmikroskop aussortiert, bestimmt und gezählt.

Beschreibung der Kernbohrungen auf den Hängen Sigrisberg und Schonaberg

Auf dem Hang Sigrisberg wurden zwei Kernbohrungen für den Inklinometer-Einbau durchgeführt, unterhalb des Gehöftes „Furth“ wurde die Bohrung INK 79.450-20, 150 m östlich davon die Bohrung INK 79.600-20 abgeteuft (die Nummerierung der Inklinometerbohrungen entspricht der Kilometrierung der II. Wiener Hochquellenleitung). Auf dem Hang Schonaberg, bei dem es sich, wie bei dem Hang Sigrisberg, um einen von Massenbewegungen betroffenen Hang handelt, wurde ebenfalls eine Kernbohrung (INK 80.680-20) für den Inklinometer-Einbau abgeteuft (Abb. 2–4).

Die vollständige Fotodokumentation der Bohrungen sowie die detaillierten Bohrprofile sind in POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2021) zu finden.

Kernbohrung INK 79.450-20 Sigrisberg

Das Bohrprofil der Bohrung INK 79.450-20 (Abb. 5A, Tab. 2) zeigte unter 1,2 m Mutterboden und Anschüttung teils sandige, braune bis graue, nur schwach kalkhaltige Schluffe. Diese wiesen keinerlei Strukturen auf, sie enthielten aber viele unterschiedlich große Bruchstücke aus feinkörnigem, kalkhaltigem Sandstein der Flyschzone (Abb. 5B). Der Sandgehalt variierte je nach Zersetzungsgrad der Sandsteine, stellenweise war reiner, meist ockerbrauner Sand zu sehen, der aufgrund von Ausschwemmung des calcitischen Zements kalkfrei war. Diese bis in 11,3 m Tiefe reichende Lage wurde als Material aus der Flyschzone interpretiert, welches im Zuge einer Massenbewegung durchbewegt wurde und von hangaufwärts als Erd-/Schuttstrom niedergegangen und hier zur Ablagerung gekommen war.

Von 11,3 bis 13,0 m Tiefe folgte eine Lage aus horizontal laminierten, feinsandigen, gelbbraunen Schluffen, die

Furth/Sigrisberg	
INK 79.450-20 Bohrprofil 08.07.2020	
Tiefe	Beschreibung
0–0,2 m	Mutterboden.
0,2–1,2 m	Anschüttung (Kies, bis 0,5 m mit Schluff/Lehm).
1,2–11,3 m	Material aus der Flyschzone, durchbewegt im Zuge einer Massenbewegung: Schluff/Mergel/Lehm, teils sandig, mit Bruchstücken aus Flysch-Sandstein (feinkörnig, zumeist kalkhaltig, glimmerreich, mit Calcit-Adern).
11,3–13,0 m	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Eggenburgium–Ottangium, obere Nannoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971), horizontale Lagerung: Schluff, feinsandig, gelbbraun, teilweise laminiert, mit Bruchstücken aus Sandstein (bis einige Zentimeter im Durchmesser).
13,0–35,4 m (ET)	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Eggenburgium–Ottangium, obere Nannoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971), teilweise Tektonisierung erkennbar, mittelsteil bis steil gelagert: Schluff/Mergel, teils feinsandig, dunkelgrau, teilweise weicher, teilweise hart, teilweise laminiert; teils mittelsteil, teils steil gelagert, mit steilstehenden Harnischflächen, mit Mollusken (Bivalven) in 32,1–32,2 m und 33,2–33,3 m Tiefe.

Tab. 2.
Vereinfachtes Bohrprofil der Kernbohrung INK 79.450-20 Sigrisberg.

kleine Bruchstücke aus kalkhaltigem Sandstein enthielten (Abb. 5C). Dabei handelte es sich bereits um Sedimente der Molassezone, vermutlich Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottningium).

Darunter schloss die Bohrung bis zur Endteufe in 35,4 m teils feinsandige, dunkelgraue, laminierte Schluffe bis Mergel auf. Diese waren teils hart, teils weicher und zeigten ein teils mittelsteiles (Abb. 5D), teils steiles Einfallen. Außerdem waren steilstehende Harnischflächen vorhanden. In 32,1 m und 33,2 m Tiefe waren Bivalven im Sediment zu sehen (Abb. 5E, 5F). Auch hierbei handelte es sich um Sedimente der Molassezone, vermutlich Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottningium).

Kernbohrung INK 79.600-20 Sigrisberg

Die Bohrung INK 79.600-20 (Abb. 6A) wurde 150 m östlich der Bohrung INK 79.450-20, wenige Meter nördlich der Hochquellenleitungstrasse abgeteuft. In Tabelle 3 ist das Bohrprofil dargestellt.

Unter einem halben Meter Mutterboden und Lehm wurden, vergleichbar mit der Bohrung INK 79.450-20, graue und

braune, teils sandige, teils kalkhaltige Schluffe und Mergel erbohrt, die keinerlei sedimentäre Strukturen zeigten, aber Bruchstücke aus kalkhaltigem Sandstein der Flyschzone führten (Abb. 6B). Auch hier wurden diese Ablagerungen, die bis in 9,5 m Tiefe reichten, als Ablagerungen eines Erd-/Schuttstromes aus Material der Flyschzone interpretiert.

Von 9,5 bis 14,8 m Tiefe wurden teils feinsandige, sehr stark kalkhaltige Mergel mit heller graubrauner bis gelbbrauner Farbe erbohrt, die teilweise undeutlich horizontal geschichtet waren. In 11,2 m Tiefe war diese Schichtung sehr deutlich zu erkennen (Abb. 6C). Wenige, kleine Sandsteinbruchstücke waren darin enthalten. Bei dieser Schicht handelte es sich um Sedimente der Molassezone, vermutlich Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottningium), sie ist mit der Schicht in 11,3 bis 13,0 m Tiefe in INK 79.450-20 zu vergleichen.

Darunter waren bis zur Endteufe in 35,3 m feinsandige, dunkelgraue, sehr stark kalkhaltige Schluffe bis Mergel zu sehen. Diese waren zumeist massig, stellenweise war aber eine Schichtung erkennbar, die von mittelsteil bis senkrecht variierte (Abb. 6D) und stellenweise Entwässerungs-

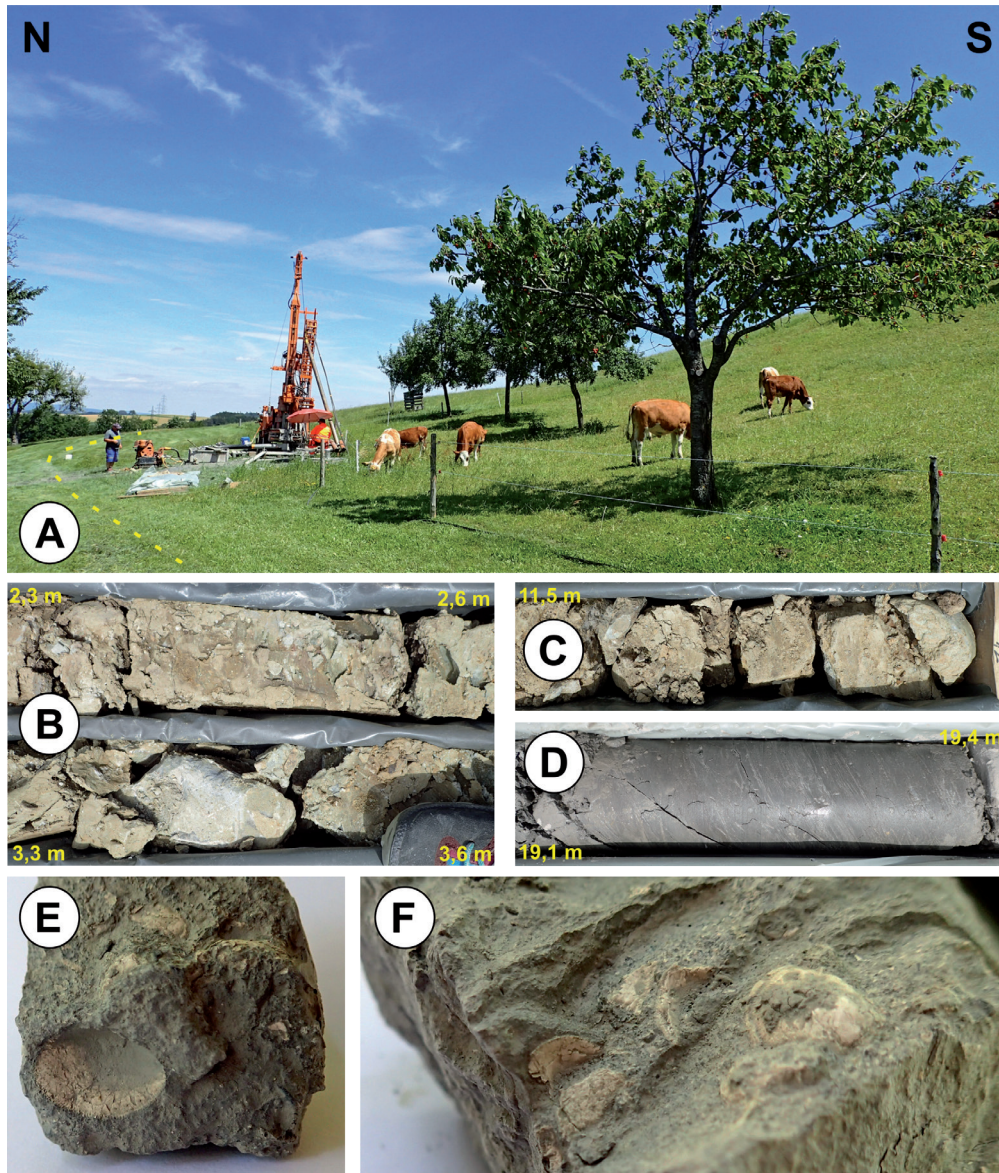


Abb. 5.
Kernbohrung INK 79.450-20 auf dem Hang Sigrisberg:
A: Situation der Bohrung. Die gelbe, strichlierte Linie weist auf den Verlauf der II. Wiener Hochquellenleitung hin.
B: Detail von INK 79.450-20: Sandige Schluffe mit teils großen Sandsteinbruchstücken in 2,3 bis 2,6 und 3,3 bis 3,6 m Tiefe.
C: Detail von INK 79.450-20: Horizontal geschichtete, gelbbraune Schluffe mit kleineren Sandsteinbruchstücken in 11,5 bis 12,0 m Tiefe.
D: Detail von INK 79.450-20: Mittelsteil einfallende, laminierte, graue Schluffe bis Mergel in 19 m Tiefe (der Kern wurde befeuchtet, um die Strukturen sichtbarer zu machen).
E: Bivalven in der Probe aus 32,2 m Tiefe der Bohrung INK 79.450-20, die links unten abgebildete Klappe ist 11,1 mm lang und 7,3 mm hoch.
F: Bivalven in der Probe aus 33,2 m Tiefe der Bohrung INK 79.450-20, die rechts der Mitte abgebildete Klappe ist 11,6 mm lang und 10,1 mm hoch.

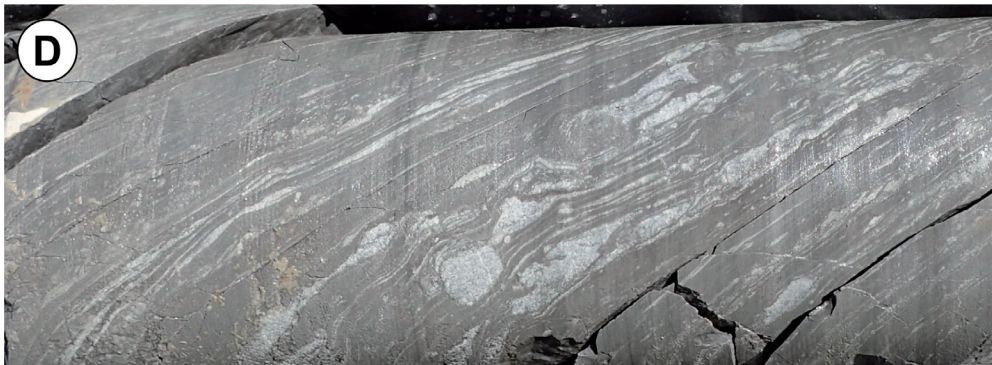
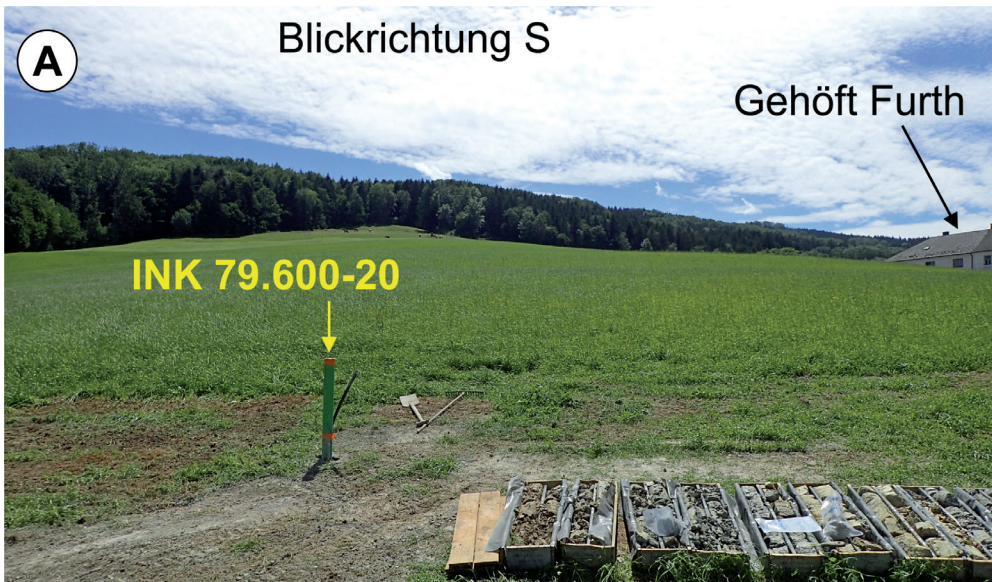


Abb. 6.
Kernbohrung INK 79.600-20 auf dem Hang Sigritsberg:
A: Situation der Bohrung.
B: Detail von INK 79.600-20 in 6 bzw. 7 m Tiefe: Graue Schluffe mit Bruchstücken aus Sandstein, Strukturen sind nicht erkennbar.
C: Detail von INK 79.600-20: Horizontal geschichtete Mergel mit Feinsandlagen in 11 und 12 m Tiefe.
D: Detail von INK 79.600-20: Graue Mergel in 34,5 bis 34,8 m Tiefe, der Kern zeigt mittelsteile Schichtung und Entwässerungsstrukturen.

Tab. 3.
Vereinfachtes Bohrprofil der Kernbohrung INK 79.600-20 Sigritsberg. ▼

Furth/Sigritsberg	
INK 79.600-20 Bohrprofil 08.07.2020	
Tiefe	Beschreibung
0–0,4 m	Mutterboden, braun, teilweise beige gefleckt; Lehm, sandig, kalkfrei.
0,4–0,5 m	Lehm, braun, sandig, kalkfrei.
0,5–9,5 m	Material aus der Flyschzone, durchbewegt im Zuge einer Massenbewegung: Schluff, Mergel mit Bruchstücken aus Flysch-Sandstein: Schluff, sandig, mit zumeist kleinen (< 1 cm im Durchmesser), selten großen Bruchstücken aus Flysch-Sandstein (feinkörnig, glimmerreich), kalkhaltig, ab 1,5 m Tiefe heller braun und mit kleinen roten Tonsteinbruchstücken.
9,5–14,8 m	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Eggenburgium–Ottangium, obere Nannoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971), horizontale Lagerung: Mergel, teilweise feinsandig, sehr stark kalkhaltig, nach einem Übergang ab 9,7 m heller graubraun bis gelbbraun, teilweise undeutlich horizontal geschichtet; 11,2 m: deutliche Schichtung mit Laminae (sedimentär!) in einem 5 cm mächtigen Kernstück; mit sehr wenigen kleinen Sandsteinbruchstücken (stärker verwittert), dafür mit Sandlagen (aus verwitterten Sandsteinbruchstücken).
14,8–35,3 m (ET)	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Eggenburgium–Ottangium, obere Nannoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971), teilweise Tektonisierung erkennbar, mittelsteil bis steil gelagert: Schluff/Mergel, feinsandig, dunkelgrau, sehr stark kalkhaltig, zumeist massig, stellenweise aber Schichtung erkennbar (Einfallen ca. 30° bis steil), Harnischflächen (steil bis senkrecht, teilweise schichtparallel), teilweise mit kleinen Kalkausfällungen, teilweise stärker sandig, teilweise hart, teilweise aufgeweicht.

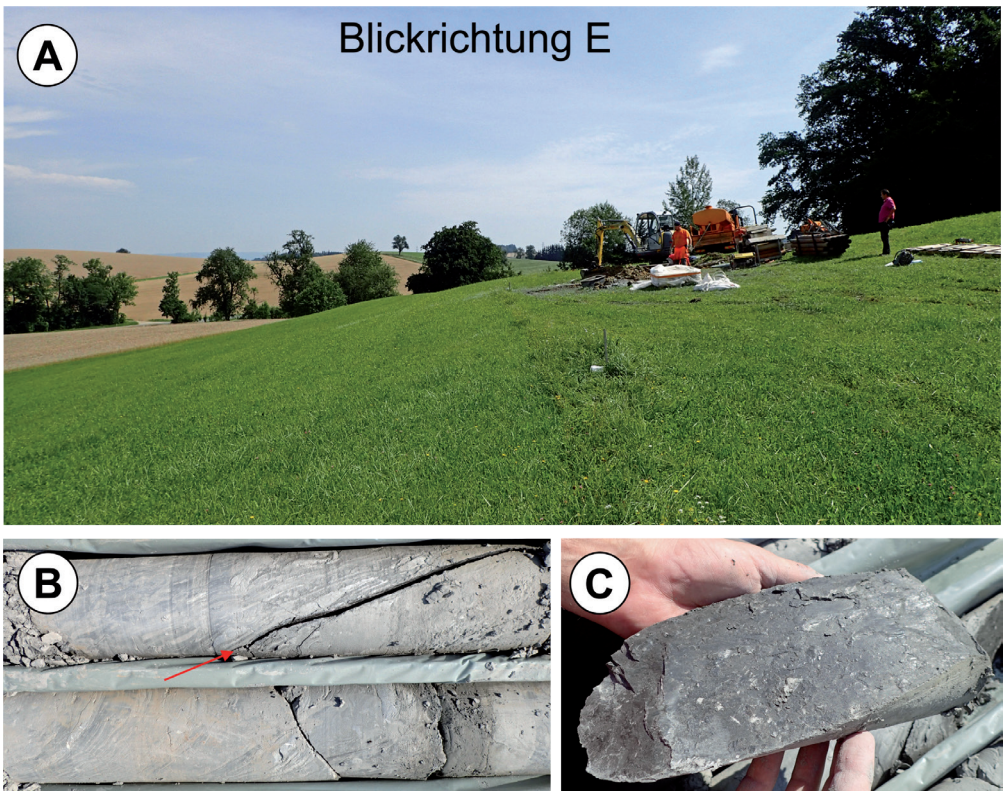


Abb. 7.
Kernbohrung INK 80.680-20 auf dem Hang Schonberg:
A: Situation der Bohrung.
B: Detail von INK 80.680-20: Feste Kerne aus Schluff bzw. Mergel mit sedimentären Strukturen. Der rote Pfeil weist auf eine Harnischfläche in 28,3 bis 28,5 m Tiefe hin.
C: Detail von INK 80.680-20: Harnischfläche in 28,3 bis 28,5 m Tiefe.

strukturen erkennen ließ. Auch steile bis senkrechte Harnischflächen waren zu sehen. Teilweise war das Sediment stärker sandig, beispielsweise in 19,0 bis 20,0 m Tiefe.

Kernbohrung INK 80.680-20 Schonberg

Auf dem Hang Schonberg (Abb. 7A, Tab. 4) wurde eine Kernbohrung für den Inklinometer-Einbau durchgeführt – INK 80.680-20.

Obwohl die Kernbohrung auf dem Hang Schonberg knapp 1 km von INK 79.600-20 auf dem Hang Sigritsberg entfernt abgeteuft wurde, war das Bohrprofil INK 80.680-20 mit den beiden Bohrprofilen des Hanges Sigritsberg eindeutig zu vergleichen. Bei beiden Hängen handelte es sich um Massenbewegungshänge. Das Bohrprofil ist in Ta-

belle 4 dargestellt, die vollständige Dokumentation ist in POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2021) zu finden.

Unter 20 cm Mutterboden wurde brauner bis braungrauer, teils sandiger Lehm/Schluff/Ton erbohrt, der teils kleine, teils große Bruchstücke von kalkhaltigem Sandstein führte und keinerlei sedimentäre Strukturen aufwies. Auch hier handelte es sich um Material aus der Flyschzone, das durch eine Massenbewegung durchmischt und transportiert wurde.

Von 8,9 bis 10,5 m Tiefe wurden feinsandige, heller graue, sehr stark kalkhaltige Schluffe aufgeschlossen. Diese sehr stark kalkhaltigen Sedimente waren flach bis horizontal geschichtet. Im Gegensatz zu den Kernbohrungen auf dem Hang Sigritsberg konnten hier keine Bruchstücke aus

Schonberg	
INK 80.680-20 Bohrprofil 24.07.2020	
Tiefe	Beschreibung
0–0,2 m	Mutterboden
0,2–8,9 m	Material aus der Flyschzone, durchbewegt im Zuge einer Massenbewegung: Schluff, Mergel mit Bruchstücken aus Flysch-Sandstein: Lehm, Schluff, Ton, etwas sandig, grau-graubraun gefleckt, mit Bruchstücken aus feinkörnigem, glimmerreichem Sandstein der Flyschzone (kalkhaltig, zumeist klein, aber Durchmesser bis 10 cm zu beobachten), mit sandigen Einschlüssen (aus zersetztem Sandstein), vorwiegend kalkfrei (mit Ausnahme der Komponenten und Sandeinschlüsse), bindig.
8,9–10,5 m	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Untermiozän), horizontale Lagerung: Schluff, feinsandig, heller grau, flach bis horizontal geschichtet, sehr stark kalkhaltig, nicht bindig.
10,5–40,5 m (ET)	Sedimente der Molassezone: Hall-Formation bis <i>Robulus</i> -Schlier (Eggenburgium-Ottangium, obere Nannoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971), teilweise Tektonisierung erkennbar, mittelsteil bis steil gelagert: Schluff/Mergel, teils feinsandig, teils tonig, dunkelgrau, stark kalkhaltig, vorwiegend fester Kern mit einzelnen aufgeweichten Bereichen, geschichtet, mittelsteil bis steil gelagert, mit sedimentären Strukturen und Harnischflächen.

Tab. 4.
Vereinfachtes Bohrprofil der Kernbohrung INK 80.680-20 Schonberg.

Kalksandstein festgestellt werden. Dabei handelte es sich um Sedimente der Molassezone, vermutlich Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottningium).

Darunter folgten bis zur Endteufe in 40,5 m dunkelgraue, stark kalkhaltige Schluffe bzw. Mergel. Sie waren teils feinsandig und lagen vorwiegend als fester Kern vor, nur einzeln waren „aufgeweichte“ Bereiche zu sehen. Die Sedimente waren geschichtet und zeigten eine mittelsteile bis steile Lagerung, auch sedimentäre Strukturen und Harnischflächen waren zu sehen (Abb. 7B, 7C). Auch hier handelte es sich um Sedimente der Molassezone, vermutlich Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottningium).

Dokumentation und Probenahme in einem ehemaligen Ton-Abbau (GBA Abbaudatenbank Nr. 054/909) in Kirnberg an der Mank

Ein ehemaliger Abbau auf Ton (Abb. 2, 3) wurde in Kirnberg an der Mank am 24. Juli 2020 dokumentiert und beprobt, um die stratigrafische Stellung und mineralogische Zusammensetzung des aufgeschlossenen Materials mit jenem aus den Bohrungen Sigritsberg und Schonaberg zu vergleichen. Die L-förmige Aufschlusswand war größtenteils gut zugänglich, obwohl das Areal mittlerweile von einer Autowerkstatt genutzt wird (Abb. 8, 9B).

Die Dimensionen des Abbaus betragen etwa 50 x 20 m bei einer Aufschlusshöhe von 10 bis 15 m. Im Aufschluss konnten graue, horizontal geschichtete Schluffe, welche gelbbraun verwitterten, mit festen Mergellagen beprobt werden (Abb. 9C, 9D).

Laut der GEOFAST-Karte Blatt 54 Melk (KREUSS & LINNER, 2018) handelt es sich hier um marine, siltreiche, feinsandige Mergel mit Feinsandlagen der Hall-Formation (Eggenburgium, Abb. 9A). Im Bereich der Bohrungen fasst die GEOFAST-Karte die Hall-Formation und die Puchkirchen-Gruppe zusammen (Tonmergel, siltig-sandig, Kalksandstein, Konglomerat, marin, Egerium–Eggenburgium).

Proben und Analysen

Insgesamt wurden aus den Kernbohrungen auf den Hängen Sigritsberg und Schonaberg 21 Proben entnommen, eine weitere Probe wurde zu Vergleichszwecken aus einem ehemaligen Ton-Abbau in Kirnberg an der Mank entnommen. Die an den Proben durchgeführten Analysen sind in Tabelle 5 angeführt.

Proben aus den Kernbohrungen der Hänge Sigritsberg und Schonaberg sowie aus dem ehemaligen Ton-Abbau 054/909 in Kirnberg an der Mank		
Bohrung/Aufschluss	Teufe	Analysen
INK 79.450-20 Sigritsberg	3,6–3,7 m	Mineralogie, Nannoplankton
	7,4–7,5 m	Mineralogie, Nannoplankton
	12,0–12,1 m	Mineralogie, Nannoplankton
	20,2 m	Mineralogie, Nannoplankton
	30,3–30,4 m	Mineralogie, Nannoplankton
	32,2 m	Mollusken
	33,1–33,3 m	Mollusken
INK 79.600-20 Sigritsberg	33,4 m	Nannoplankton
	5,1–5,2 m	Mineralogie, Nannoplankton
	8,4 m	Nannoplankton
	11,2 m	Mineralogie, Nannoplankton
	12,0–12,1 m	Nannoplankton, Foraminiferen
	22,2–22,3 m	Mineralogie, Nannoplankton
INK 80.680-20 Schonaberg	28,3 m	Nannoplankton, Foraminiferen
	34,4 m	Nannoplankton
	3,2–3,3 m	Mineralogie, Nannoplankton
	9,2–9,3 m	Mineralogie, Nannoplankton
	11,4 m	Nannoplankton
Ton-Abbau 054/909	16,3 m	Nannoplankton
	28,6 m	Mineralogie, Nannoplankton
	36,6 m	Nannoplankton
		Mineralogie, Nannoplankton

Tab. 5. Liste der analysierten Proben aus den Kernbohrungen der Hänge Sigritsberg und Schonaberg, aus dem ehemaligen Ton-Abbau 054/909 in Kirnberg an der Mank sowie durchgeführte Analysen.



Abb. 8. Der ehemalige Ton-Abbau 054/909 auf dem Orthofoto (Quelle: www.base-map.at). Deutlich zu sehen ist eine nahezu W–E verlaufende Abbauwand nördlich des Hauses, das als Autowerkstatt genutzt wird, sowie die durch Bäume verdeckte, nahezu N–S streichende Abbauwand.

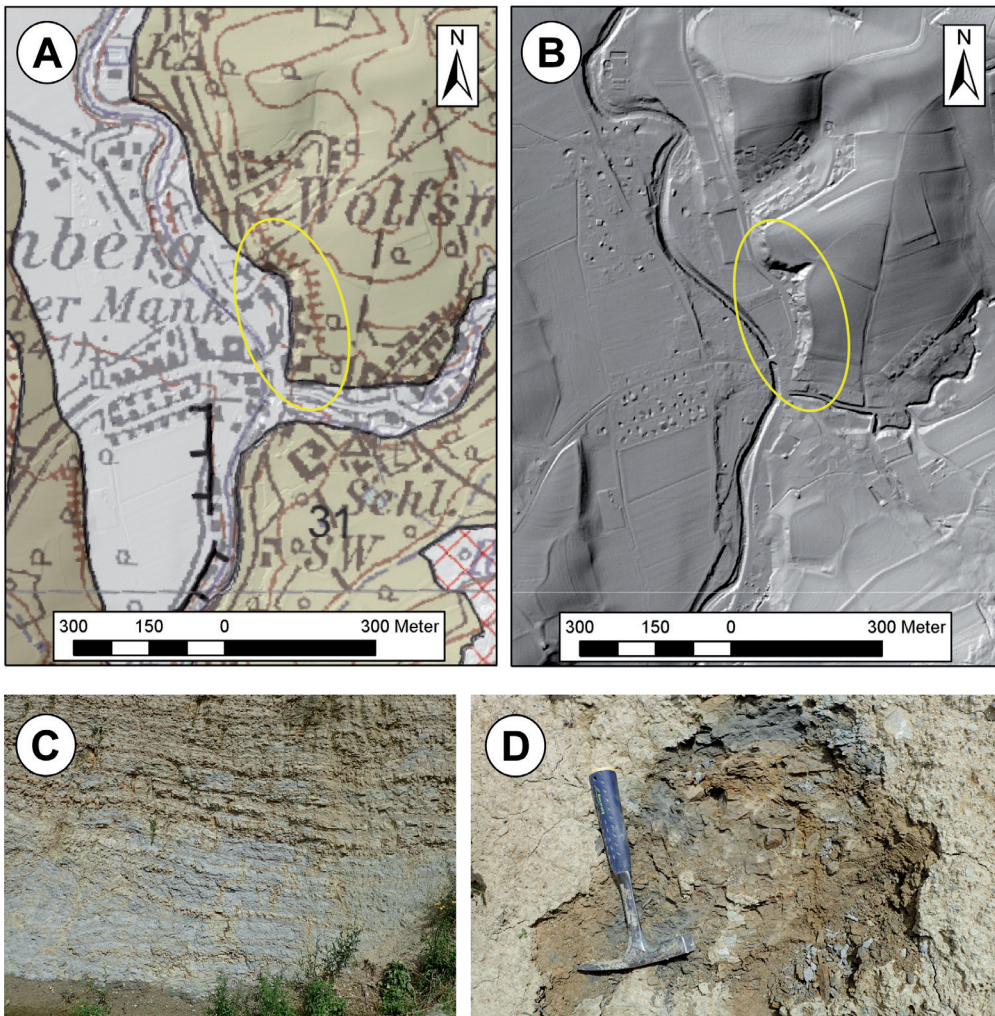


Abb. 9. Ehemaliger Ton-Abbau 054/909 in Kirnberg an der Mank:
 A: Lage des ehemaligen Ton-Abbaus 054/909 auf der GEOFAST Karte Blatt 54 Melk in Sedimenten der Hall-Formation.
 B: Lage des ehemaligen Ton-Abbaus 054/909 auf dem Laserscan (© Land Niederösterreich).
 C: Detail der W-E verlaufenden Abbauwand: Weitgehend horizontal geschichtete Schluße und Mergel, welche gelbbraune Verwitterungsfarben zeigen.
 D: Detailaufnahme und Probenpunkt im ehemaligen Ton-Abbau 054/909: Graue, braun verwitternde Schluße und Mergel.

Stratigrafische Analysen

Bestimmung von Mollusken

Zwei Proben der Kernbohrung INK 79.450-20 enthielten bestimmbare Mollusken (Abb. 5E, 5F). Dabei handelte es sich um Proben aus 32,2 und 33,2 m Tiefe, Oleg Mandic (NHMW) ordnete diese der Familie der Nuculidae (gen. et sp. indet.) zu. Diese stellen typische, marine Bivalven des Ottnangiums dar, allerdings sind sie nicht auf das Ottnangium beschränkt (MANDIC et al., 2020).

Insgesamt konnten in den Proben etwa 10 Individuen von 1–2 Arten festgestellt werden. Der Erhaltungszustand, besonders der des Schlosses, ließ leider zu wünschen übrig. Die Familie lässt sich trotzdem aufgrund des ovalen Umrisses der Klappen, ihrer glatten, porzellanartigen Oberfläche, der internen säulentragenden Schalenskulptur (Abb. 5F) und des gekerbten Innenrandes (Abb. 5E) eindeutig erkennen (TAYLOR et al., 1969; MOORE, 1969). Nuculidae sind vollmarine Mollusken, sie leben in tonigen Böden (Schlamm) von seichtem bis sehr tiefem Wasser und ernähren sich von Detritus (STANLEY, 1970; POPPE & GOTO, 1993). Die Schalen in den Proben waren chaotisch angeordnet, außerdem waren in diesem Bereich der Bohrung Parallellamination und Slump-Strukturen zu sehen. All dies weist auf ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu und somit auf einen Transport der Schalen vor der Ablagerung hin.

Analysen des kalkigen Nannoplanktons

Insgesamt wurden sechs Proben aus der Kernbohrung INK 79.450-20 Sigrisberg (Tab. 6), fünf Proben aus der Kernbohrung INK 79.600-20 Sigrisberg (Tab. 7), sechs Proben aus der Kernbohrung INK 80.680-20 Schonaberg (Tab. 8) sowie eine Probe aus der ehemaligen Tongrube 054/909 in Kirnberg an der Mank auf ihren Gehalt an kalkigem Nannoplankton untersucht.

Die Probe aus dem ehemaligen Ton-Abbau 054/909 in Kirnberg an der Mank enthielt nur einen geringen Gehalt an kalkigem Nannoplankton, daher konnte die nannostratigrafische Zuordnung nicht genauer als „Untermiozän“ getroffen werden:

Nannoplankton: sehr selten, mäßig erhalten, biostratigrafische Bestimmung: Untermiozän, folgende Formen wurden identifiziert:

Ascidian didemnid Spikulen selten

Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930

Cyclicargolithus floridanus (ROTH & HAY, in HAY et al., 1967) BUKRY, 1971

Dictyococcites hesslandii HAQ, 1971

Reticulofenestra excavata LEHOTAYOVÁ, 1975

Reticulofenestra pseudumbilicus (GARTNER, 1967)

GARTNER, 1969

Sphenolithus moriformis (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960)

BRAMLETTE & WILCOXON, 1967

INK 79.450-20	Häufigkeit/Erhaltung	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Dictyococcites hesslandii</i>	<i>Helicosphaera ampliaperta</i>	<i>Helicosphaera carteri</i>	<i>Helicosphaera euphratis</i>	<i>Reticulofenestra excavata</i>	<i>Reticulofenestra minuta</i>	<i>Reticulofenestra perplexa</i>	<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	<i>Sphenolithus disbelemnos</i>	<i>Sphenolithus dissimilis</i>	<i>Sphenolithus tintinnabulum</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i>	<i>Sphenolithus sp.</i>	Eozän/Oligozän	Oberkreide	MARTINI, 1971
3,6–3,7 m	steril																			
7,4–7,5 m	steril																			
12,0–12,1 m	häufig, gut		sh	s		s	s		s						s	s			h	h
20,2 m	häufig, gut		sh	s		s		s	s	s				s			s		s	
30,3–30,4 m	selten, mäßig	s	sh		s				s		s	s	s					s	s	
33,4 m	selten, mäßig		sh	s	s				s	s		s				s		s	s	

Tab. 6.
Kalkiges Nannoplankton aus der Kernbohrung INK 79.450-20 Sigrisberg (sh = sehr häufig, h = häufig, s = selten).

INK 79.600-20	Häufigkeit/Erhaltung	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Dictyococcites hesslandii</i>	<i>Helicosphaera ampliaperta</i>	<i>Helicosphaera scissura</i>	<i>Reticulofenestra minuta</i>	<i>Reticulofenestra perplexa</i>	<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	<i>Sphenolithus disbelemnos</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i>	Eozän/Oligozän	Oberkreide	MARTINI, 1971	SISSINGH, 1977
5,1–5,2 m	steril														
8,4 m	sehr selten, mäßig												s		UC10-UC20
11,2 m	selten, mäßig	x		x	x		x	x	x	x			x		
12,0–12,1 m	selten, mäßig	x	x	x	x				x		x		x		
22,2–22,3 m	sehr selten, mäßig	x									x		x		
28,3 m	sehr selten, mäßig	x		x				x	x			x	x		
34,4 m	sehr selten, mäßig	x			x	x		x	x				x		

Tab. 7.
Kalkiges Nannoplankton aus der Kernbohrung INK 79.600-20 Sigrisberg.

INK 80.680-20	Häufigkeit/Erhaltung	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Reticulofenestra haqii</i>	<i>Dictyococcites bisectus</i>	<i>Dictyococcites hesslandii</i>	<i>Helicosphaera euphratis</i>	<i>Reticulofenestra excavata</i>	<i>Reticulofenestra haqii</i>	<i>Reticulofenestra lockeri</i>	<i>Reticulofenestra perplexa</i>	<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i>	Eozän/Oligozän	Oberkreide	MARTINI, 1971
3,2–3,3 m	steril															
9,2–9,3 m	selten, gut	sh	s	s		s					s	s		s	s	
11,4 m	häufig, gut	sh	s			s	s	s	s	s	s	s	s	h	h	
16,3 m	selten, gut	sh	s					s	s		s	s		h	s	
28,6 m	selten, gut	sh	s			s		s			s	s	s	s	s	
36,6 m	selten, gut	sh	s		s						s			h		

Tab. 8.
Kalkiges Nannoplankton aus der Kernbohrung INK 80.680-20 Schonaberg (sh = sehr häufig, h = häufig, s = selten).

Umgelagert aus der Oberkreide:

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, 1959

Watznaueria barnesiae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959)

PERCH-NIELSEN, 1968

Analysen auf Foraminiferen

Zwei Proben der Kernbohrung INK 79.600-20 (Sigrisberg) wurden für eine Analyse auf Foraminiferen ausgewählt. Dafür stand die Frage im Vordergrund, ob zwischen den horizontal geschichteten Molassesedimenten unterhalb der Massenbewegungsablagerungen aus Flyschmaterial und den mittelsteil bis steil gelagerten, tektonisierten Molasse-sedimenten in den unteren Metern der Bohrungen ein stratigrafischer Unterschied auszumachen ist, was aber nicht der Fall war.

In beiden Proben waren Foraminiferen (Fraktion 0,125–1,000 mm) relativ häufig vorhanden, wiesen aber einen sehr schlechten Erhaltungszustand auf. Sämtliche Foraminiferen waren rekristallisiert, oft zerdrückt, nahezu nur dickschalige und lösungsresistente Arten waren erhalten. Planktische Foraminiferen konnten deutlich seltener beobachtet werden als benthische. Zusätzlich wurden in der Probe in 28,3–28,4 m Tiefe Schwammnadeln (Rhaxen) gefunden.

Die gefundenen Assoziationen sind typisch für den Zeitraum des oberen Eggenburgiums bis unteren Ottnangiums. Dies entspricht den planktischen Foraminiferenzonen M2 bis M3.

Folgende Formen konnten identifiziert werden:

INK 79.600-20-Sigrisberg, Probe 12,0–12,1 m: Probe aus Sedimenten der Molassezone (obere Schicht, horizontale Lagerung).

Benthische Foraminiferen:

Ammonia beccarii
Ammonia pseudobeccarii
Asterigerinata planorbis
Bolivina dilatata
Bolivina fastigia
Bolivina hebes
Bulimina mexicana
Cibicidoides lopjanicus dominierend
Cibicidoides cf. pachyderma
Cibicidoides tenellus
Cibicidoides ungerianus
Elphidium fichtelianum
Elphidium ortenburghense
Globocassidulina globosa
Gyroinoides octocameratus
Lenticulina spp.
Nodosaria sp.
Pullenia bulloides
Pullenia quinqueloba
Semivulvulina pectinata
Siphonodosaria consobrina
Uvigerina cf. popescui
Uvigerina spp.

Planktische Foraminiferen:

Cassigerinella globulosa
Globigerina lentiana
Globigerina ottnangiensis
Globigerina praebulloides
Paragloborotalia acrostoma
Tenuitellinata angustiumbilocata
Trilobatus trilobus

INK 79.600-20-Sigrisberg, Probe 28,3–28,4 m: Proben aus Sedimenten der Molassezone (untere Schicht, mittelsteil bis steil gelagert, tektonisiert).

Benthische Foraminiferen:

Asterigerinata planorbis
Bolivina dilatata
Bolivina hebes
Bolivina scalprata
Cibicidoides lopjanicus
Cibicidoides cf. pachyderma
Cibicidoides tenellus
Elphidium fichtelianum
Elphidium ortenburghense
Fissurina sp.
Lenticulina inornata
Pullenia bulloides
Pullenia sp.
Semivulvulina pectinata
Siphonodosaria consobrina
Siphotextularia concavata
Stilostomella cf. adolphina
? Trochammina sp.

Planktische Foraminiferen:

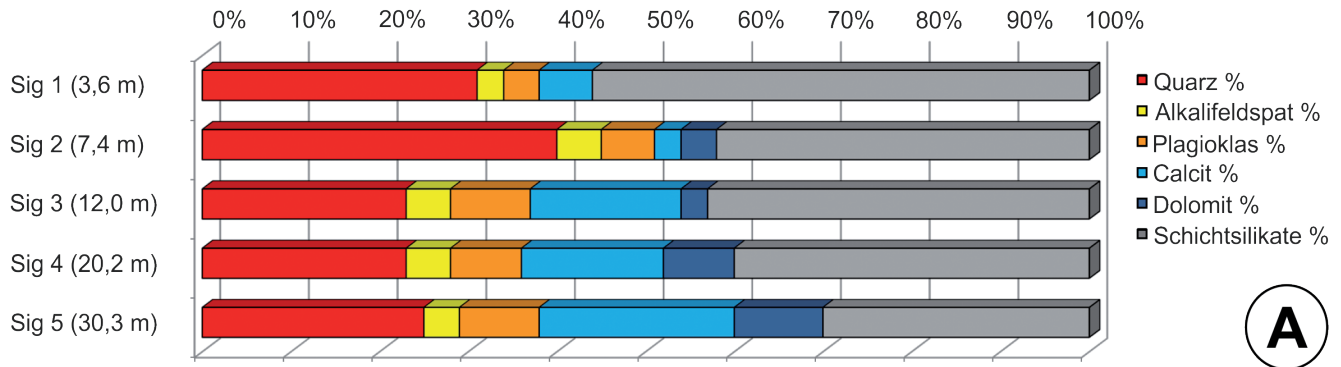
Cassigerinella globulosa
Globigerina ottnangiensis
Tenuitellinata angustiumbilocata

Ergebnisse der stratigrafischen Untersuchungen

Bis auf eine Probe sind die Proben aus der obersten Schicht der Kernbohrungen Nannoplankton-steril. Diese Schicht besteht aus strukturlosen, durchbewegten feinkörnigen Sedimenten mit zahlreichen Bruchstücken von Kalksandstein und wurde als Material der Flyschzone, das durch eine Massenbewegung abgelagert wurde, interpretiert (Tab. 6–8). Eine Probe (INK 79.600-20 in 8,4 m Tiefe) konnte aufgrund ihres zwar seltenen, aber gut erhaltenen Nannoplanktongehaltes in die Oberkreide (Coniacium-Maastrichtium, Nannoplankton-Zonen UC10–UC20) gestellt werden, was mit der Interpretation, dass es sich bei diesem Material um Gesteine der Flyschzone handelt, korreliert.

Die biostratigrafische Einstufung der neogenen Proben in den oberen Abschnitt der Nannoplankton-Zone NN2 bis NN3 (Abb. 10) erfolgte durch das seltene Auftreten des Zonenmarkers *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, der eine Reichweite von der oberen NN2 (20,43 MJ) bis zum Ende der Zone NN4 (14,9 MJ) hat. Die Abwesen-

GESAMTMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG							Lithologie /Stratigraphie
Probenummer	Quarz%	Alkalifeldspat%	Plagioklas%	Calcit%	Dolomit%	Schichtsilikate%	
Sig1 (3,6m)	31	3	4	6	0	56	Schluff, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone)
Sig2 (7,4m)	40	5	6	3	4	42	Schluff, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone)
Sig3 (12,0m)	23	5	9	17	3	43	Schluff, Kalksandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)
Sig4 (20,2m)	23	5	8	16	8	40	Schluff, Sandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)
Sig5 (30,3m)	25	4	9	22	10	30	Schluff, Sandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)



TONMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG						Lithologie /Stratigraphie
Probenummer	Smektit % (hoch/niedriggel.)	Illit-Glimmer%	Kaolinit%	Chlorit%	Vermiculit%	
Sig1 (3,6m)	0	50	23	0	27	Schluff, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone), Mixed-Layer
Sig2 (7,4m)	0	65	16	17	2	Schluff, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone), Mixed-Layer
Sig3 (12,0m)	28	39	0	9	24	Schluff, Kalksandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)
Sig4 (20,2m)	28	52	0	20	0	Schluff, Sandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)
Sig5 (30,3m)	27	53	0	20	0	Schluff, Sandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottningium)

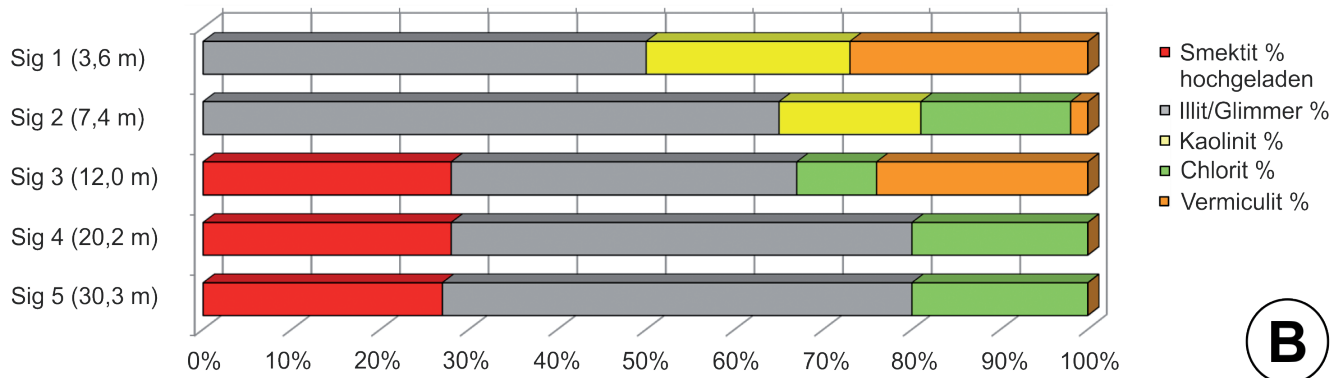


Abb. 11. Ergebnisse der mineralogischen Analysen der Kernbohrung INK 79.450-20 Sigrtsberg: A: Gesamtmineralogie. B: Tonmineralogie.

Bohrung INK 80.680-20 (Schonaberg, Abb. 13A)
 Gesamtmineralogisch wurden drei Proben aus den Teufen 3,2 m, 9,2 m und 28,6 m bearbeitet. Die Probe aus 3,2 m Tiefe stammte aus der großtektonischen Einheit der Flyschzone und war durch ein karbonatfreies Spektrum gekennzeichnet, im Gegensatz zu den beiden Proben aus der Molassezone (Schonaberg 9,2 m und 28,6 m). Auch in dieser Bohrung lag der markante Unterschied zwischen den Proben der beiden Einheiten im Karbonatgehalt. Die Sedimente der Molassezone wurden durch relativ hohe Karbonatanteile rund um 30 Gew.% aufgrund ihres Fossilinhaltes charakterisiert. Generell dominierte der Schichtsilikatanteil über dem Quarzgehalt. Der fehlende Karbonatanteil innerhalb des Flysches wurde durch höhere Schichtsilikatgehalte und Quarzanteile kompensiert im Vergleich zu den Molassesedimenten.

Ehemaliger Ton-Abbau 054/909 (Kirnberg an der Mank, Abb. 14A)

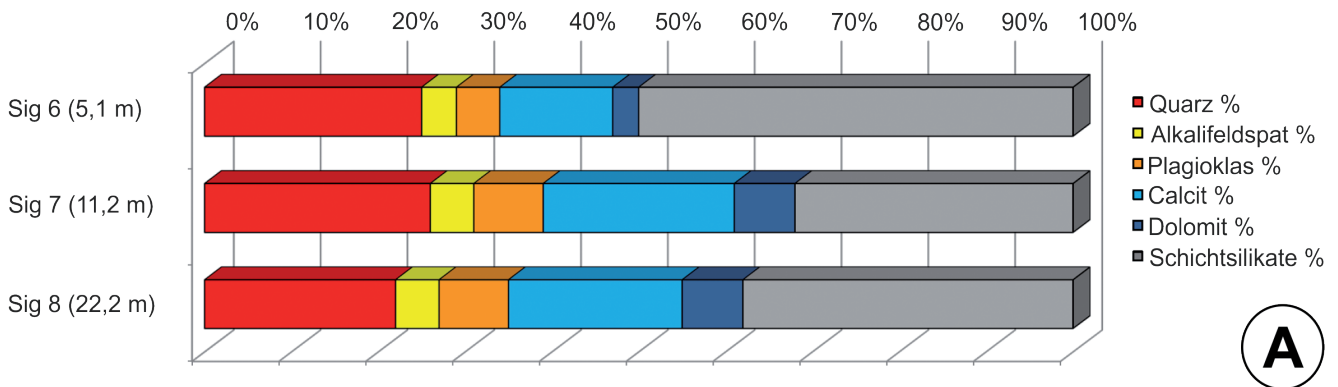
Die entnommene Probe aus Molassesedimenten zeichnete sich durch ein relativ ausgewogenes Verhältnis zwischen Schichtsilikatanteilen (31 Gew.%), Quarz (28 Gew.%) und Gesamtkarbonatgehalten (27 Gew.%) aus. Innerhalb der Karbonate dominierte in typischer Art Calcit über Dolomit aufgrund der Schalenreste, die häufig innerhalb der Molassesedimente zu finden sind. Die Feldspatgruppe lag unter 15 Gew.%.
Tonmineralogische Analysen
 Die tonmineralogischen Analysen wurden an der Fraktion < 2 µm durchgeführt.

Tonmineralogische Analysen

Die tonmineralogischen Analysen wurden an der Fraktion < 2 µm durchgeführt.

Generell ließ das Gesamtbild der röntgenografischen Phasenanalyse auf relativ gute Kristallinität der Tonminerale schließen. Die Basisreflexe der Minerale waren zumeist

GESAMTMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG							Lithologie /Stratigraphie
Probenummer	Quarz%	Alkalifeldspat%	Plagioklas%	Calcit%	Dolomit%	Schichtsilikate%	
Sig6 (5,1m)	25	4	5	13	3	50	Schluff, Mergel, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone)
Sig7 (11,2m)	26	5	8	22	7	32	Mergel, Kalksandstein (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottnangium)
Sig8 (22,2m)	22	5	8	20	7	38	Schluff, sandig (Molassesedimente: Eggenburgium-Ottnangium)



TONMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG						Lithologie /Stratigraphie
Probenummer	Smektit % (hoch/niedriggel.)	Illit-Glimmer%	Kaolinit%	Chlorit%	Vermiculit%	
Sig6 (5,1m)	0	75	14	11	0	Schluff, Kalksandstein (Massenbewegung Flyschzone), Mixed-Layer

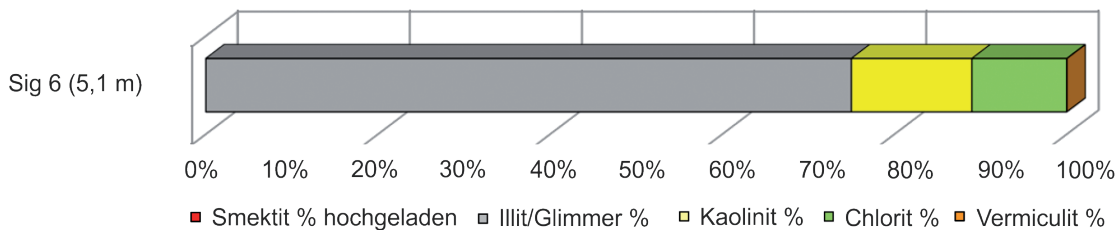


Abb. 12. Ergebnisse der mineralogischen Analysen der Kernbohrung INK 79.600-20 Sigrisberg: A: Gesamtmineralogie. B: Tonmineralogie.

schmal und zeigten relativ gute Intensitäten. Der markanteste Unterschied zwischen der tonmineralogischen Zusammensetzung aus den Proben der Flyschzone und der Molassezone lag in der An- und Abwesenheit von Kaolinit. In der Flyschzone ist Kaolinit immer im Spektrum vertreten, in der Molassezone fehlt dieser.

Bohrung INK 79.450-20 (Sigrisberg, Abb. 11B)
Die beiden Proben aus der Flyschzone (Sig1 – 3,6 m Tiefe, Sig2 – 7,4 m Tiefe) waren durch einen deutlichen Überhang der Illit-Hellglimmerminerale mit bis zu 65 Gew.% und sehr hohe Anteile an Kaolinit mit bis zu 23 Gew.% gekennzeichnet. Vermiculit war immer nachweisbar, allerdings mit großen Schwankungsbreiten von 2 bis 27 Gew.%. Chlorit zeigte ebenfalls große Variationen von 17 Gew.% bis zu gar nicht vorhanden. Smektit fehlte gänzlich im Spektrum. Es dürften hier Verwitterungsprozesse für das Fehlen bzw. verstärkte Auftreten einzelner Phasen (Vermiculit und Chlorit in Wechselwirkung) verantwortlich sein. Quellfähige Wechsellagerungsminerale konnten ebenfalls identifiziert werden.

Markantestes Merkmal der drei Proben aus der Molassezone (Sig3 – 12,0 m Tiefe, Sig4 – 20,2 m Tiefe, Sig5 – 30,3 m Tiefe) war das Fehlen von Kaolinit in sämtlichen Proben. Illit-Hellglimmer und quellfähige Dreischichtminerale in Form von Smektiten verkörperten die Hauptpha-

sen im Spektrum. Chlorit lag mit bis zu 20 Gew.% in allen Proben vor, Vermiculit konnte nur in einer Probe nachgewiesen werden, und zwar in der Probe, die den geringsten Chloritanteil aufwies, was auf Verwitterungsbildungen zurückzuführen ist (Sig3 – 12,0 m Tiefe).

Bohrung INK 79.600-20 (Sigrisberg, Abb. 12B)
Es wurde nur eine Probe aus der Flyschzone (Sig6 – 5,1 m Tiefe) tonmineralogisch bearbeitet. Es überwog Illit-Hellglimmer sehr markant mit 75 Gew.%. Kaolinit und Chlorit waren mit jeweils unter 15 Gew.% vorhanden, Smektit fehlte im Spektrum. Wechsellagerungsminerale konnten ebenfalls nachgewiesen werden.

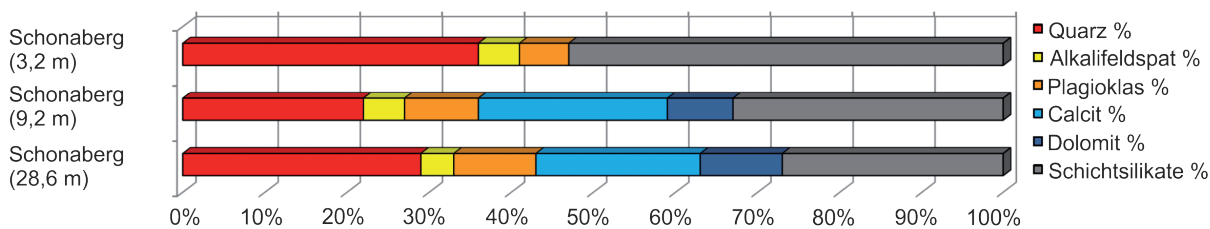
Die Proben aus der Molassezone konnten nicht vollständig aufgeschlossen werden, daher wurde keine tonmineralogische Untersuchung an der Fraktion < 2 µm durchgeführt. Es war allerdings im gesamtmineralogischen Pulverdiagramm zu erkennen, dass Kaolinit im Spektrum fehlte.

Bohrung INK 80.680-20 (Schonaberg, Abb. 13B)
Es wurde nur eine Probe aus der Flyschzone (Schonaberg 3,2 m Tiefe) tonmineralogisch bearbeitet. Es überwog quellfähiger Smektit mit mehr als doppelt so hohen Werten (48 Gew.%) über Illit-Hellglimmer (22 Gew.%) und Kaolinit (21 Gew.%). Vermiculit erreichte 9 Gew.%, Chlorit fehlte gänzlich im Spektrum.

GESAMTMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Probenummer	Quarz%	Alkalifeldspat%	Plagioklas%	Calcit%	Dolomit%	Schichtsilikate%	Lithologie/ Stratigraphie
Schonberg (3,2m)	36	5	6	0	0	53	Schluff, Ton, Sandstein (Flyschzone)
Schonberg (9,2m)	22	5	9	23	8	33	Schluff, tonig (Hall-Formation, Molasse); Pyrit
Schonberg (28,6m)	29	4	10	20	10	27	Schluff, tonig (Hall-Formation, Molasse); Pyrit

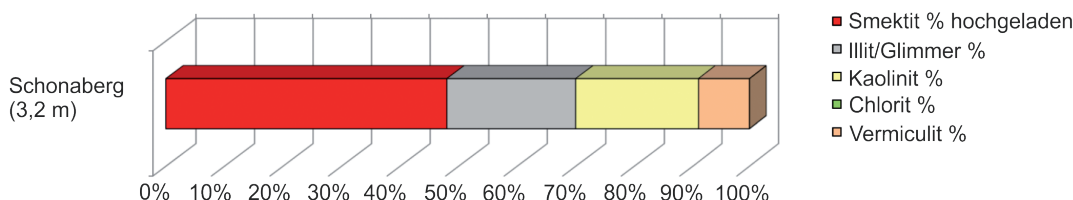
Kaolinit fehlt!
Kaolinit fehlt!



A

TONMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Probenummer	Smektit% hochgeladen	Illit/Glimmer%	Kaolinit%	Chlorit%	Vermiculit%	Lithologie
Schonberg (3,2m)	48	22	21	0	9	Schluff, Ton (Flyschzone)



B

Abb. 13. Ergebnisse der mineralogischen Analysen der Kernbohrung INK 80.680-20 Schonberg: A: Gesamtmineralogie. B: Tonmineralogie.

Die Proben aus der Molassezone konnten nicht vollständig aufgeschlossen werden, daher wurde keine tonmineralogische Untersuchung an der Fraktion < 2 µm durchgeführt. Es war allerdings im gesamtmineralogischen Pulverdiagramm zu erkennen, dass Kaolinit im Spektrum fehlte.

Ehemaliger Ton-Abbau 054/909 (Kirnberg an der Mank, Abb. 14B)

Die tonmineralogische Zusammensetzung zeigte das für die miozänen Molasseablagerungen typische Spektrum mit dem Hauptcharakteristikum des Fehlens von Kaolinit. Illit-Hellglimmerminerale zeichneten sich durch einen deutlichen Überhang von 50 Gew.% aus. Smektit und Chlorit waren mit Werten von 24 und 22 Gew.% vertreten, Vermiculit war nur akzessorisch vorhanden (4 Gew.%).

Massenbewegungen im Raum Kirnberg an der Mank mit Schwerpunkt auf den Hang Sigritsberg

Erforschungsgeschichte der Massenbewegungen

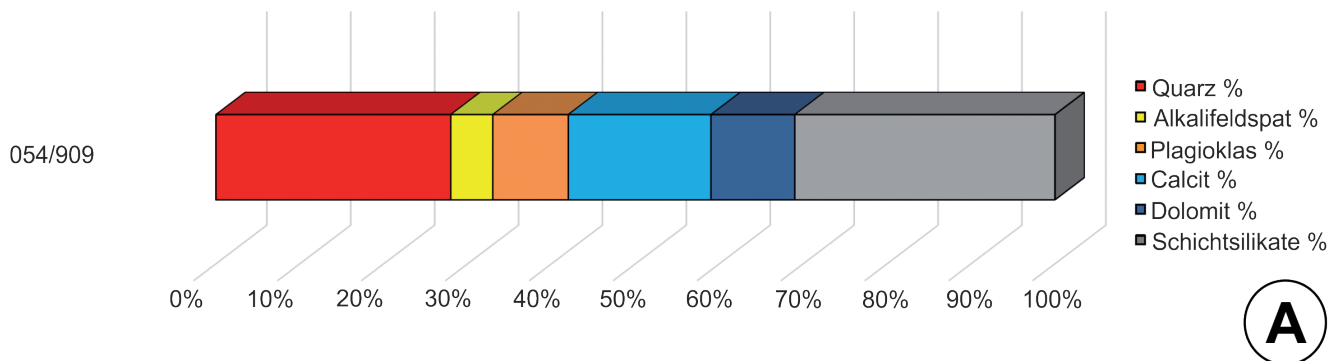
In den Jahren 1989 und 1990 wurde durch das Büro Dr. Nowy (Durchführung: R. Schimana) eine geologisch-geotechnische Aufnahme und Beurteilung auf ÖK50-BMN Blatt 54 Melk entlang der II. Wiener Hochquellenleitung zwischen Scheibbs und Kirnberg (Leitungskilometer 65,2–83,0) durchgeführt, da dieser Abschnitt bereits seit der Fertigstellung der Leitung immer wieder durch

Schäden, deren Ursache in Massenbewegungen begründet ist, Probleme in der Instandhaltung verursachte. Die Arbeiten umfassten detaillierte Untersuchungen kritischer Abschnitte der Hochquellenleitung, neben Scheibbs, Haberöd, der Senke Oberndorf auch die Hänge Sigritsberg und Sattlehen (= Schonberg). Die zahlreichen großflächigen und zum Teil tiefgründigen Rutschareale zwischen dem Hochpyhrastollen und Kirnberg führte SCHIMANA (in NOWY & SCHIMANA, 1991: 13) auf die „*Vernässungen und den im Grenzbereich Molassezone/Flyschzone anstehenden Tonmergeln und Mürlsandsteinen*“ zurück und wies auf die Wichtigkeit der Instandhaltung bestehender Drainagesysteme und der Beseitigung neu auftretender Vernässungen hin.

Es stand damals sogar die Errichtung eines Ersatzstollens und Umgehung dieser Bereiche von Neubruck bis Kirnberg zur Diskussion. Im Bereich Neubruck wurde ein 1,1 km langer Ersatzstollen errichtet und 2016 fertiggestellt. Die Erkundungsbohrungen dafür wurden seitens der Geologischen Bundesanstalt 2013 aufgenommen und beprobt (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2014).

Im Jahr 1998 wurden von der Geologischen Bundesanstalt bodengeophysikalische Messungen auf dem Hang Sigritsberg durchgeführt, die Ergebnisse sind in RÖMER et al. (1999) dargestellt. Unter anderem konnte in einem Geoelektrik-Profil der Bereich sichtbar gemacht werden, in dem damals wie heute die größten Schäden an der Hochquellenleitung auftreten. Im Zuge dessen wurde eine geologisch-geomorphologische Übersichtskartierung des Hanges durchgeführt (POSCH & SKUK, 1998).

GESAMTMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG							
Probenummer	Quarz%	Alkalifeldspat%	Plagioklas%	Calcit%	Dolomit%	Schichtsilikate %	Lithologie/ Stratigraphie
054/909	28	5	9	17	10	31	Schluff, sandig (Molasse, Neogen)



TONMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG						
Probenummer	Smektit%	Illit-Glimmer%	Kaolinit%	Chlorit%	Vermiculit%	Lithologie
054/909	24	50	0	22	4	Schluff, sandig (Molasse, Neogen)

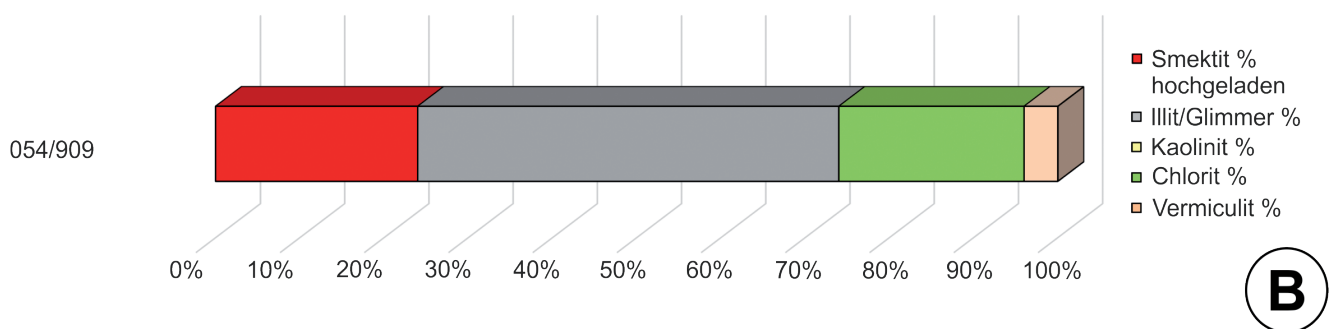


Abb. 14. Ergebnisse der mineralogischen Analysen der Probe aus dem ehemaligen Ton-Abbau 054/909: A: Gesamtmineralogie. B: Tonmineralogie.

Am 9. November 2020 wurde diese Kartierung verifiziert und ergänzt. Die Ergebnisse wurden in Abbildung 15 zusammengefasst dargestellt.

Beschreibung der Massenbewegung Sigritsberg

Im unteren Hangbereich, etwa 20 Höhenmeter hangaufwärts der Straße Oberndorf-Kirnberg und etwas über 30 Höhenmeter oberhalb des Schweinzbaches, wird der in diesem Projekt untersuchte Hang von der II. Wiener Hochquellenleitung gequert. Laut Auskunft bilden sich immer wieder Risse in der (gemauerten) Hochquellenleitung, wobei sich die hauptsächliche Schadstelle in der Leitung in dem Bereich befindet, an dem diese in den Ablagerungskegel eines Erd-/Schuttstroms eintritt, der dem Hang seine charakteristische Morphologie verleiht (Abb. 4). Weiters steht ein Vierkanthof (Gehöft „Furth“, Abb. 16A) auf diesem bereits als Rutschhang bekannten Hang. Von Seiten des Bauernhofes wurden bisher keine Schäden gemeldet.

Hauptablagerungsbereich/Ablagerungskegel (Wiese mit dem Gehöft „Furth“)

Der im Jahr 1998 bodengeophysikalisch vermessene Teil des Hanges (RÖMER et al., 1999), der im Osten durch einen Graben, in welchem ein Bach fließt, im Westen durch eine deutliche Geländekante mit einem undeutlichen Graben, der zeitweise Wasser führt (Abb. 2, 4, 15), im Nor-

den durch die Straße Oberndorf-Kirnberg und im Süden durch den Waldrand begrenzt wird, zeichnete sich durch eine sehr sanftwellige Morphologie aus. Im Laserscan war deutlich zu sehen, dass es sich bei diesem N-S orientierten Rücken um einen Ablagerungskegel, vermutlich eines Erd- oder Schuttstroms handelt (Abb. 15, 16A), mit einer deutlich steileren Hangneigung im Bereich des Hangfußes (zwischen Straße und Hochquellenleitung), welcher die Stirn des Ablagerungskegels darstellt.

Auffällig waren bei der Begehung im Jahr 2020 Vernässungen, besonders oberhalb der Hochquellenleitung WNW des Gehöftes Furth (Abb. 16B), aber auch westlich des Überganges der Leitung über den Bach östlich des Hanges. Auch im oberen Bereich der Wiese war der Boden immer wieder stark aufgeweicht, was sich mit den Aufzeichnungen von 1998 deckt, und dies, obwohl der Hang von einer Reihe älterer Drainagen durchzogen ist. Zumindest ein Teil der Drainagen schien nach wie vor zu funktionieren, was akustisch wahrnehmbar war. Die Lage der Drainagen ist unter anderem in RÖMER et al. (1999) dargestellt.

Im östlichsten Bereich zeigte der Hangfuß zwischen der Straße und der Hochquellenleitung eine klare Abrisskante mit abgerutschter Masse zum Bach hin, von hier setzte sich eine großflächige, sanfte Rinne bzw. Mulde nach oben hin fort. Diese Mulde zeigte trotz gleicher landwirtschaftlicher Bearbeitung sowohl im Gelände, als auch auf dem Laserscan eine kleinräumiger unruhige Morphologie als der restliche Hang.

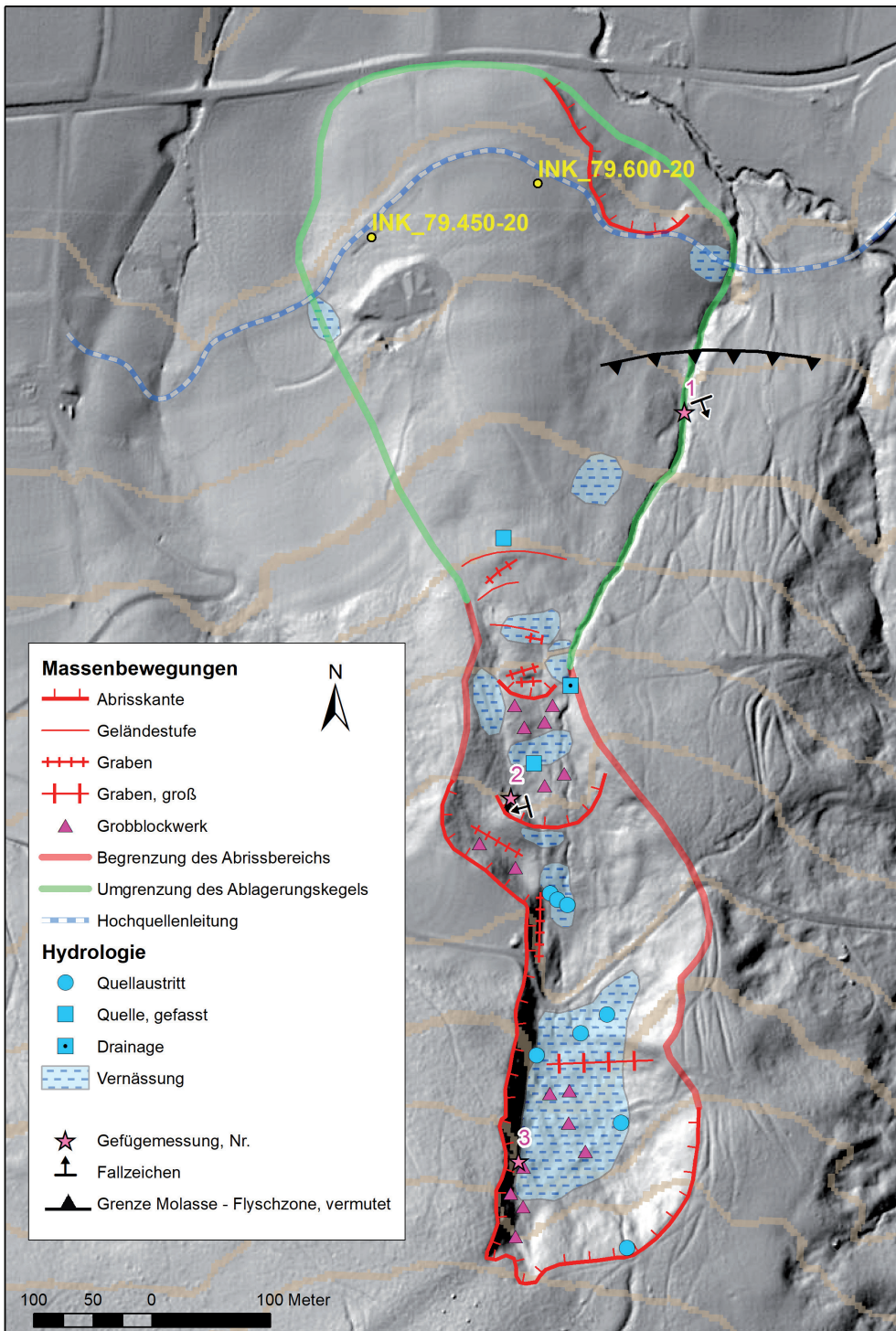


Abb. 15. Geomorphologische Karte des Hanges Sigriftsberg nach POSCH & SKUK (1998), ergänzt von POSCH-TRÖZMÜLLER und GRÖSEL 2020 auf dem Laserscan (© Land Niederösterreich). Neben charakteristischen Formen der Massenbewegung und hydrologischen Elementen wurde die Lage der zwei Kernbohrungen INK 79.450-20 und INK 79.600-20 in einer Höhe zwischen 360 und 370 m sowie der Verlauf der Hochquellenleitung und die vermutete Grenze zwischen Molassezone im Norden und Flyschzone im Süden eingetragen. Die Nummern der Gefügemessungen (1 bis 3) finden sich im Text wieder. Die Grenze zwischen der Wiese im unteren Hangbereich (N) und dem Wald (S) befindet sich ziemlich genau in der Bildmitte, im Übergangsbereich vom Abrissbereich zum Ablagerungskegel.

Graben östlich des Hanges Sigriftsberg

Der Graben, der den Messbereich von 1998 bzw. die Wiese im Osten begrenzte, war stellenweise bis zu 3 m tief eingeschnitten. Aus diesem Grund waren entlang des Baches auch immer wieder kleinere Seitenanbrüche zu sehen. Aufschlüsse fand man besonders im unteren Bereich des Baches, nordöstlich der Wiese. Unter einem halben Meter Bodenhorizont herrschte Schluff und Ton vor, darin waren faustgroße bis kubikmetergroße Sandsteinblöcke eingelagert. Auch Mergel und sandiges Material traten auf. Strukturen, die auf eine Lagerung hindeuteten, waren in diesem Bereich (1998) nicht zu finden.

Etwa ab der mittleren Höhe der Wiese traten im Graben unter stark verwitterten Tonen Lagen aus Flysch hervor. Mergel- und Sandsteinlagen wechselten in Dezimeter-Abständen. Die Schichtung fiel hier mit ca. 45 bis 60° gegen Süden bis SSE in den Hang ein (Schichtung: 160/60, 200/45, Trennflächen: 020/30, 105/60, Punkt Gefüge Nr. 1 in Abb. 15). Bei diesem 2020 im Bach entdeckten Flysch-Aufschluss handelte es sich um anstehendes Gestein (Abb. 16C). Schließt man eine Verstellung durch eine alte, tiefgründige Massenbewegung im Fels aus, würde dies bedeuten, dass hier die Grenze zwischen Molassezone und Flyschzone etwa 180 m weiter nördlich liegt, als auf der GEOFAST-Karte ÖK 54 eingetragen.

Oberer Bereich der Wiese bis zum Berggrücken

Im obersten Bereich der Wiese (ab 420 m Höhe) war eine morphologische Abstufung des Geländes zu erkennen. Auf eine deutliche Geländestufe in 420 m Höhe, an deren Stirn eine gefasste Quelle mit Überlauf zu sehen war, folgte unmittelbar südlich/hangaufwärts eine hangparallele Verebnungsfläche, die eine leichte Hohlform (Graben) mit einer maximalen Tiefe von 1 m erkennen ließ (Abb. 15, 16D, 16E). Anzeichen auf Stauanässe waren hier 1998 trotz des vortägigen starken Regens nicht zu sehen, auch 2020 war im Bereich dieser Hohlform keine nennenswerte Vernässung zu beobachten. Südlich (hangaufwärts) davon waren bis zum Waldrand noch zwei weitere kleinere Geländestufen zu erkennen, wobei das Top der oberen Geländestufe im Jahr 2020 stark vernässt und aufgeweicht war. Hier wurden 1998 keine Vernässungen eingetragen.

Unmittelbar südlich des Waldrandes befand sich eine kleine Verebnung mit einer geringen Vertiefung, südlich davon eine weitere kleine Geländestufe, hinter der ein deutlicher, etwa 2 m tiefer, 50–70 m langer, hangparalleler Graben zu sehen war, der im Süden von einer steileren Geländestufe begrenzt wurde (Abb. 16F, 16G).

Südlich (oberhalb) dieser Stufe änderte sich die Morphologie wiederum, das Gelände präsentierte sich hier deutlich flacher, aber kleinräumig sehr unruhig. Viele Schollen aus abgerutschtem Material sowie größere und kleinere Felsblöcke – stark verwitterte und bewachsene Sandsteine bis Feinkonglomerate – prägten die Morphologie zwischen 440 und 460 m Höhe.

Bei diesem Bereich handelte es sich um einen flachen, schmalen, morphologischen Rücken aus Rutschmas-

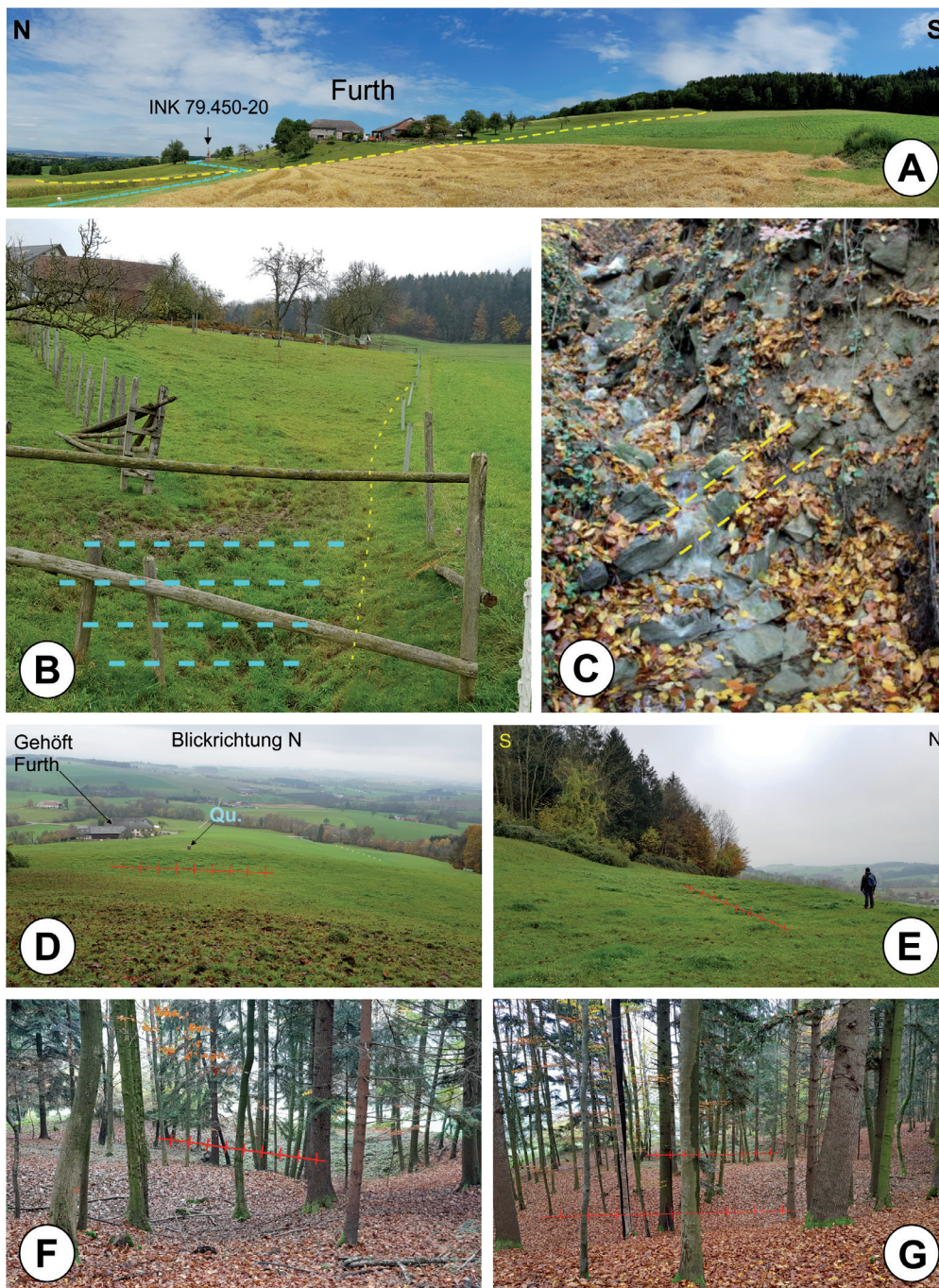


Abb. 16. Massenbewegung Sigritsberg:
 A: Blick auf den Hang Sigritsberg von West nach Ost. Die türkisfarbene Linie zeichnet den Verlauf der II. Wiener Hochquellenleitung nach, die gelbe Linie skizziert die morphologische Basis des Ablagerungskegels des Erd-/Schuttstromes, dessen Liefergebiet im Wald oberhalb zu finden ist. Links der Bildmitte sieht man das Gehöft „Furth“, darunter ist die Kernbohrung INK 79.450-20 sichtbar.
 B: Vernässung (blaue Signatur) und gerinnetförmige Vertiefung (gelbe Linie) am westlichen morphologischen Rand des Ablagerungskegels (links im Bild), Blickrichtung Süd.
 C: Anstehender Flysch-Aufschluss im Graben östlich des Hanges Sigritsberg in ca. 390 m Höhe, die gelben Linien skizzieren die Raumlage der Schichten, die hier mittelsteil bis steil Richtung Süden bis SSE einfallen.
 D: Blick vom obersten Punkt der Wiese hangabwärts Richtung Norden, deutlich zu sehen ist die aufgewölbte Geländeform des Ablagerungskegels. Im Bereich der Quelle (Qu.) ist eine markante Geländestufe zu sehen, unmittelbar südlich davon ist eine grabenartige Hohlform ausgebildet (rote Markierung), die trotz Regens am Vortag nicht vernässt war, während die Kuppe darüber – im Vordergrund des Bildes – sehr starke Vernässungen zeigte.
 E: Blick von Ost nach West in die grabenartige Hohlform in 420 m Höhe.
 F: Verebnung mit geringer Vertiefung unmittelbar südlich des Waldrandes (rote Markierung).
 G: Etwa 2 m tiefer Graben (rote Markierung im Vordergrund) und Verebnung mit geringer Vertiefung (rote Markierung im Hintergrund) südlich des Waldrandes.

se, der im Osten und Westen von flachen, rinnenartigen Vertiefungen begrenzt war. Diese rinnenartigen Vertiefungen waren 1998 stark vernässt, was 2020 bestätigt werden konnte. In den im Osten dieses Abschnittes fließenden Bach mündete in 450 m Höhe eine alte Drainage, die 2020 etwa fingerdick Wasser produzierte (Abb. 17A).

Inmitten einer weiteren Vernässung in 460 m Höhe war eine gefasste Quelle zu sehen. Südlich (oberhalb) dieser Quelle war eine deutliche Abrisskante im Fels ausgebildet (Abb. 17B, 17C). Es handelte sich dabei um Grobsandsteine bzw. Feinkonglomerate, die mit 30 bis 35° Richtung WSW (Messungen 2020: 260/30, 255/35, Punkt Gefüge Nr. 2 in Abb. 15) einfielen. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse sind diese Werte aber mit Vorsicht zu genießen. Der Aufschluss war etwa 3–4 m hoch und sehr stark zerlegt, das Gestein stark verwittert und bewachsen (sowohl 1998 als auch 2020), was für ein höheres Alter des Abrisses spricht.

Dieser Abriss bildete die nördliche Begrenzung einer hangparallelen Rippe, südlich (hangaufwärts) davon wurde bereits 1998 ein ESE–WNW streichender, knapp 100 m langer und mehrere Meter tiefer Graben kartiert. Auch hier konnten im Jahr 2020 Vernässungen festgestellt werden, die aus einigen Quellaustritten (Abb. 17D) resultierten.

Südlich bzw. südwestlich des Grabens war eine Abrisskante ausgebildet, aus welcher vereinzelt Felsblöcke herausragten. Oberhalb (südwestlich) dieser mehrere Meter hohen Kante lag eine bewirtschaftete Wiese, die keinerlei Anzeichen auf Massenbewegungen zeigte. Die Abrisskante bog östlich der Almwiese in N–S-Richtung ab (Abb. 17E). Diese gerade, scharfe Kante schien tektonisch vorgezeichnet zu sein, an einem aus der Kante ragenden Felsaufschluss konnte eine Kluft- bzw. Störungsrichtung von 270/60 gemessen werden (Punkt Gefügemessung Nr. 3 in Abb. 15, Abb. 17F), was einem exakt N–S-Streichen der Fläche entspricht. In 550–560 m Höhe bildete die Abrisskante eine Nische, dabei handelte es sich um die obere Begrenzung der Massenbewegung, wie auch im Laserscan (Abb. 15) deutlich zu sehen ist.

Im Bereich der Nische zwischen der Straße, die zum Gehöft Bergschneider führt, und der oberen Begrenzung der Massenbewegung konnten immer wieder Felsabrisse beobachtet werden, diese schienen aber bereits verstellt zu sein. Der von dieser Abrissnische eingeschlossene Bereich war morphologisch als sehr stark kleinräumig unruhig zu beschreiben und durch Felsblöcke und Anhäufungen von Felsblöcken geprägt, auch krummwüchsige oder schiefe Bäume konnten beobachtet werden. Der gesamte Bereich war bereits 1998 sehr stark vernässt, was 2020 bestätigt werden konnte.

Unmittelbar oberhalb (südlich) der Straße, die in 480 m Höhe zum Gehöft Bergschneider führt, traten aus dem vernässten Bereich mehrere Quellen aus (Abb. 15), die letztlich ein gemeinsames Rinnsal bildeten und in den Graben unterhalb der Forststraße flossen. Diese bildeten den Beginn des Baches, der letztlich im Bereich des Gehöftes Furth und der II. Wiener Hochquellenleitung im Osten des Hanges zu Tal fließt.

Die Bereiche oberhalb von 550 bzw. 560 m Höhe sowie westlich der N–S streichenden Abrisskante oberhalb der Almwiese bis zum Bergrücken wiesen keine Anzeichen einer Hangbewegung auf.

Interpretation – Zusammenschau der Ergebnisse von 1998, der Begehung 2020 und der Bohrkernaufnahmen von 2020

Seit der Übersichtskartierung im Jahr 1998 dürften in den vergangenen 23 Jahren im Bereich Sigrisberg keine wesentlichen Veränderungen stattgefunden haben, die Kartierung der Massenbewegung von 1998 konnte 2020 bestätigt werden (Abb. 15). Durch die mittlerweile vorhandenen Laserscans sowie die Aufnahme der Kernbohrungen im August 2020 änderte sich jedoch die Interpretation dieser Hangbewegungen und unterscheidet sich von POSCH & SKUK (1998).

Bei dem oben beschriebenen Hang handelt es sich um eine alte Hangbewegung. Die morphologisch unterschiedlich ausgebildeten Bereiche lassen auf verschiedene Bewegungszonen und Bewegungsmechanismen schließen, zum Teil sind diese auch heute – wenn auch nur in geringem Ausmaß – aktiv. Die gesamte Massenbewegung weist eine Länge von etwa 1.000 m in ihrer Nord–Süd-Erstreckung auf.

Im untersten Bereich des Hanges, dem Messbereich von 1998 (Wiese, Gehöft Furth, „Umgrenzung des Ablagerungskegels“ in Abb. 15), ist deutlich der Kegel eines Erd-/Schuttstromes zu sehen. Sowohl aus den Aufschlüssen im unteren Abschnitt des Bachbettes östlich des Hanges, als auch aus den zwei Kernbohrungen aus dem Jahr 2020 inklusive der durchgeführten stratigrafischen und mineralogischen Analysen geht eindeutig hervor, dass das mobilisierte und abgelagerte Material aus der Flyschzone stammt, die weiter hangaufwärts ansteht. Die Dimensionen dieses Kegels sind vor allem im Laserscan sehr deutlich sichtbar, an seiner breitesten Stelle weist der Kegel eine E–W-Breite von 360–400 m auf, seine Länge kann mit etwa 550–600 m in N–S-Erstreckung angegeben werden, wenn sein Apex in 460 m Höhe angenommen wird. Aus den Kernbohrungen ist abzulesen, dass die Mächtigkeit des Kegels auf Höhe der Bohrpunkte bis etwa 10 m beträgt. Im Bereich der Bohrungen wurde er auf Sedimente der Allochthonen Molasse abgelagert, die hier vorwiegend aus Schluffen und Mergeln der Hall-Formation bis *Robulus*-Schlier (Eggenburgium–Ottnangium, obere Nanoplanktonzone NN2/NN3; MARTINI, 1971) besteht.

Der Stirnbereich des Ablagerungskegels liegt jedenfalls unterhalb der Hochquellenleitung in ca. 350 m Höhe. Die seitliche Begrenzung dieses Kegels stellt im Osten wohl der tiefe, ein Bächlein führende Graben dar, im Westen ist die Begrenzung morphologisch gut sichtbar und wird in der Leitung durch die Lage der wiederholt auftretenden Risse ersichtlich. Diese treten an der Stelle auf, an welcher die Hochquellenleitung in den bewegten Bereich, in den Ablagerungskegel eintritt. Westlich des Kegels wurde das Gelände zwar in der Vergangenheit planiert, trotzdem wird dieser Bereich als relativ stabil betrachtet.

Bei der deutlichen, aber sanft ausgebildeten Abrisskante im Nordosten des Hangfußes handelt es sich lediglich um einen seichten Anbruch zum Bach hin. Es ist aber eine leichte Rinne als Fortsetzung dieser Bewegung oberhalb der Hochquellenleitung mit deutlich abweichendem Mikrorelief zu sehen, die im Osten des Ablagerungskegels Richtung Süden zieht (Laserscan in Abb. 15). Eine zukünftige Bedrohung für die Leitung durch diese Rinne kann nicht

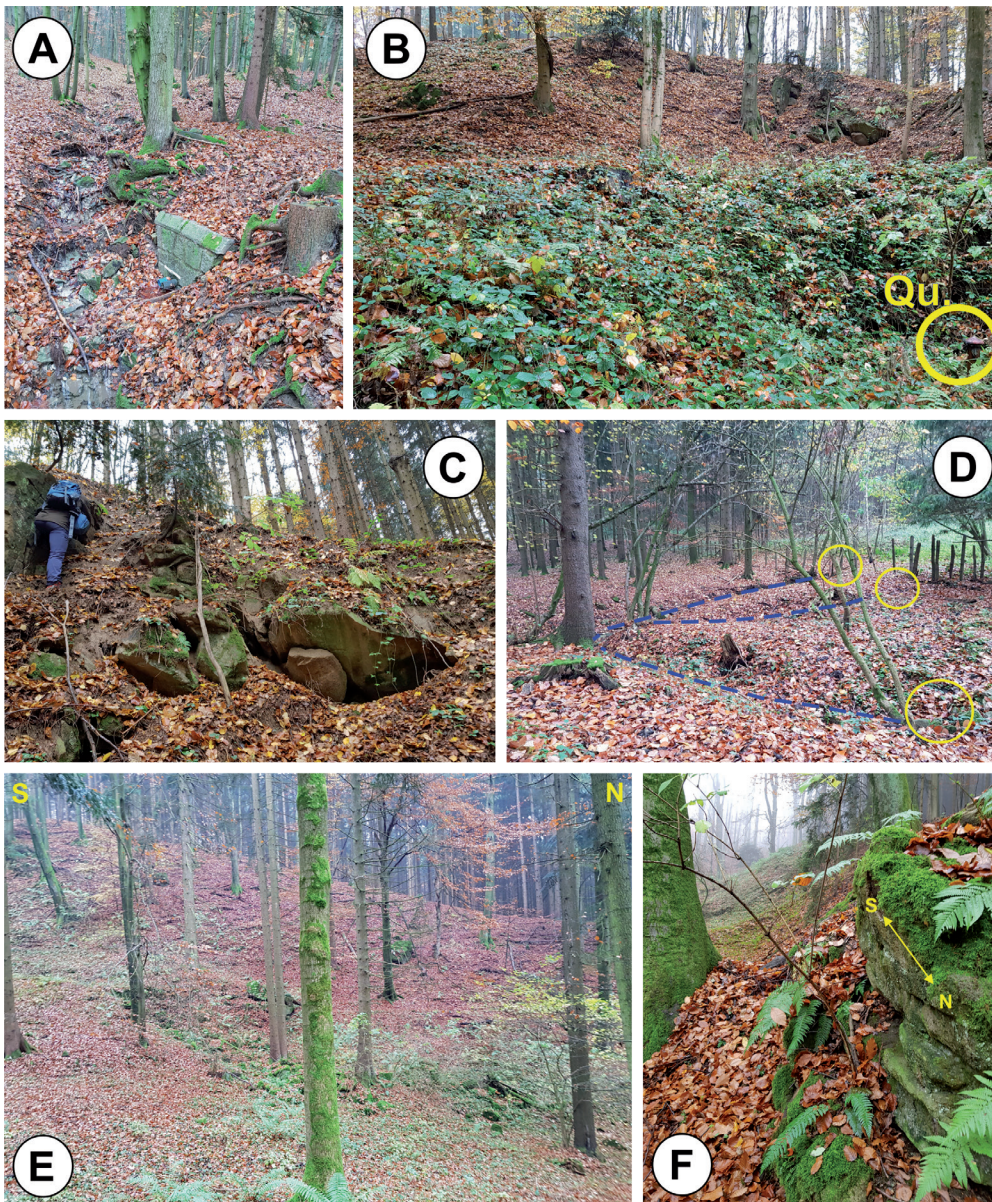


Abb. 17.
 Massenbewegung Sigritsberg:
 A: Alte Drainage, die am Tag der Begehung fingerdick Wasser produzierte.
 B: Abrisskante im Fels, im Vordergrund rechts ist eine Quelfassung zu sehen (Qu.).
 C: Detail der in B dargestellten Abrisskante in Grobsandsteinen bzw. Feinkonglomeraten mit einem mittelsteilen Einfallen Richtung WSW.
 D: Drei Quellaustritte, deren Wasser sich bereits nach wenigen Metern in einem kleinen Bächlein vereinigt. Das Gelände dahinter bzw. darüber (rechts im Bildhintergrund) ist stark vernässt.
 E: Blick Richtung Westen auf die S–N verlaufende Abrisskante, welche die westliche Begrenzung der Massenbewegung darstellt.
 F: Felsaufschluss (Flyschsandstein) mit S–N streichender Kluftrichtung in der S–N streichenden Abrisskante, welche die westliche Begrenzung des bewegten Bereiches darstellt.

ausgeschlossen werden. Möglicherweise aber wirkt in diesem Bereich die Hochquellenleitung sogar stabilisierend auf diese seichte Bewegung.

Das Liefergebiet für den Erd-/Schuttstrom ist zwischen 460 und 560 m Höhe zu suchen und ist besonders im Westen und Süden durch hohe Abrisskanten, die teils Felsaufschlüsse aufweisen, umgrenzt. Besonders die N–S verlaufende, ausgesprochen markante Abrisskante, die das Liefergebiet im Westen in 490 bis 560 m Höhe begrenzt, deren Orientierung sich auch in Kluftrichtungen wiederfindet, stellt offenbar ein strukturgebendes Element dar und könnte ursächlich an der Bildung der Massenbewegung beteiligt gewesen sein.

Vermutlich ereignete sich hier zunächst eine Massenbewegung, möglicherweise eine Gleitung, in weiterer Folge wurde das stark beanspruchte, bewegte und dadurch zerlegte sowie durchnässte Material in einem oder mehreren Events als Schuttstrom talabwärts befördert und in Form des heute vorliegenden Kegels auf die Allochthone Molasse abgelagert.

Der Bereich des Liefergebietes präsentiert sich mit vermehrt kleineren Geländestufen, hangparallelen Gräben und Verebnungsflächen, welche eine kleinräumige Zerlegung des Hanges in einzelne Schollen anzeigen. Bei diesen Schollen (Rutschkörpern) dürfte es sich um weitere Nachsackungen im nunmehr weitgehend „ausgeräumten“ Liefergebiet handeln.

Auffällig ist die Menge an Wasser im gesamten Bereich der Hangbewegung – also sowohl in Teilen des Ablagerungskogels, als auch im „Liefergebiet“, welches durch Vernässungen und Quellaustritte allgegenwärtig sichtbar ist, obwohl eine Reihe von Drainagen – vorwiegend im Bereich des Ablagerungskogels, der Wiese – vorhanden ist. Im Bereich des „Liefergebietes“ ist zu erwarten, dass sich auch in Zukunft kleinere Rutschungen und Sackungen ereignen werden. Diese sind jedenfalls weit genug vom Gehöft Furth und der Hochquellenleitung entfernt, um dort direkte Auswirkungen zu zeigen.

Dass sich der Ablagerungskogel geringfügig bewegt, ist nicht verwunderlich, bedenkt man das Material, aus welchem er besteht in Zusammenhang mit den Vernässun-

gen, die an mehreren Stellen deutlich sind (2020) und waren (1998). Inwieweit der Kegel des Ablagerungsgebietes, durch welchen auch die Hochquellenleitung geführt wird, in Zukunft von größeren Bewegungen betroffen sein wird, ist derzeit schwer abzuschätzen.

Wann sich geologisch gesehen der Erd-/Schuttstrom ereignete, kann derzeit nicht mit Sicherheit beantwortet werden, einzig, dass es vermutlich im Quartär passierte. Denkbar wäre eine Phase des Holozäns, in der das Klima deutlich feuchter war als heute, wie das Atlantikum. Denkbar ist auch ein Ereigniszeitraum im Pleistozän im Zusammenhang mit solifluidalen Prozessen. Das Material, welches durch den Erd-/Schuttstrom transportiert und im Bereich der Wiese abgelagert wurde, besteht aus feinkörnigem, fast gänzlich fossilieerem Material mit Gesteinsbruchstücken (Sandstein) der Flyschzone. Bei diesem feinkörnigen Material dürfte es sich vorwiegend um Verwitterungsprodukte der Flyschzone (Lehm) handeln. Vermutlich waren aber teilweise auch die obersten Lagen der Molassesedimente betroffen.

Als Voraussetzungen für die Instabilitäten wurden bereits 1998 (POSCH & SKUK), abgesehen von den bereits schlechten bodenmechanischen Eigenschaften turbiditischer Ablagerungen (Flysch), folgende vier Faktoren genannt, welche die Stabilität in diesem Gebiet maßgeblich beeinflussen:

- Tektonik: Die Flyschablagerungen wurden im Laufe der Gebirgsbildung tektonisch beansprucht, besonders im betroffenen Bereich, da es sich hier um die Überschiebungstirn der Greifenstein-Decke des Rhenodanubikums auf die Allochthone Molasse handelt.
- Periglaziale Bedingungen: In den Kaltzeiten des Quartärs war dieses (unvergletscherte) Gebiet periglazialen Bedingungen ausgesetzt, was zu einer Beanspruchung des Untergrundes durch Frostprozesse führte.
- Verwitterung: Da dieses Gebiet nicht vergletschert war, ist eine tiefgründige präquartäre Verwitterung vorhanden.
- Gravimetrische und hydrologische Faktoren: Durch Wasserzufuhr aus dem oberen Bereich des Hanges kommt es einerseits zur Verminderung der inneren Reibung, andererseits nimmt vor allem nach starken Niederschlägen das Gesamtgewicht des Hanges beträchtlich zu.

Da wiederholt die Frage nach einer Gleitfläche im Bereich des Ablagerungskegels (Bereich „Wiese“) gestellt wird, muss festgehalten werden, dass hier keine Gleitfläche im herkömmlichen Sinne vorhanden ist, da es sich bei dem Bewegungsprozess des Ablagerungskegels nicht um eine Gleitung handelt, selbst, wenn im Bereich des Liefergebie-

tes vermutlich eine Gleitung den primären Bewegungsmechanismus darstellte, und dadurch das Material, welches später als Erd-/Schuttstrom mobilisiert wurde, zur Verfügung stellte. Auf die Sedimente der Molassezone und auch teilweise der Flyschzone (im oberen Bereich der Wiese) wurde ein Erd-/Schuttstrom abgelagert, der eine Mächtigkeit von ca. 10 m aufweist, wie aus den Kernbohrungen INK 79.450-20 und INK 79.600-20 hervorgeht. Die Grenzfläche stellt keine Gleitfläche dar, sie ist lediglich durch einen Materialunterschied gekennzeichnet. Die aktiven Bewegungen in der Größenordnung von 1 mm pro Jahr, welche immer wieder zu Schäden an der Hochquellenleitung führen, nehmen laut vorhandener Inklinometerdaten kontinuierlich mit der Tiefe des Untergrundes ab (mündl. Mitt. RAINER POISEL, 2020).

Für den Hang Schonaberg, wo im Jahr 2020 eine Kernbohrung abgeteuft wurde, liegt keine Detailkartierung vor. Der Laserscan (Abb. 4) und das Bohrprofil aus dem Jahr 2020 legen jedoch nahe, dass es sich hier nicht nur um den gleichen geologischen Untergrundaufbau handelt, sondern auch der Bewegungsmechanismus vergleichbar ist, auch wenn im unteren Hangbereich kein derartig deutlicher Ablagerungskegel zu sehen ist wie auf dem Hang Sigritsberg. Auch hier bildet eine durchmischte, strukturelose Schicht aus Schluff, Ton und Lehm mit Bruchstücken aus Kalksandstein eine knapp 9 m mächtige Auflage über Sedimenten der Molassezone, wobei es sich wie auf dem Hang Sigritsberg um Ablagerungen einer Massenbewegung handelt.

Dank

Für die gute Zusammenarbeit und interessante Diskussionen sei besonders RAINER POISEL (TU Wien) herzlich gedankt. Auch CHRISTINE JAWECKI (MA 29) und ALEXANDER RÖMER (FA Geophysik, Geologische Bundesanstalt) gebührt großer Dank für den Datenaustausch. Den Kollegen der Geologischen Bundesanstalt, vor allem BERNHARD ATZENHOFER, sei sehr herzlich für die Unterstützung bei der GIS-Bearbeitung und LJILJANA BARBIR für die unermüdliche Aufbereitung der Proben gedankt.

Die Arbeiten wurden im Rahmen des Vollzuges des Lagerstättengesetzes im Projekt NC-095 „Geo-Dokumentation aktueller Baustellen in Niederösterreich“ im Auftrag des Landes Niederösterreich, des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Forschung sowie des Bundesministeriums für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus durchgeführt.

Literatur

- BROWN, G. & BRINDLEY, G.W. (1984): X-ray diffraction procedure for clay mineral identification. – In: BRINDLEY G.W. & BROWN, G. (Eds.): *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, 2nd edition, 305–360, Mineralogical Society, London.
- EGGER, H., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., PASCHER, G., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., ROCKENSCHAUB, M. & SCHNABEL, W. (1999): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1:2.000.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRUNERT, P., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., MÜLLEGGER, S., PILLER, W.E., ROETZEL, R. & RÖGL, F. (2010): Upwelling conditions in the Early Miocene Central Paratethys Sea. – *Geologica Carpathica*, **61/2**, 129–145, Bratislava.
- KREUSS, O. & LINNER, M. (2018): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 54 Melk, Stand 2018, Ausgabe 2018/03, Wien.
- MANDIC, O., SCHNEIDER, S., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W. (2020): Bivalves from the Inviertel Group of Allering in the North Alpine Foreland Basin (lower Miocene, Upper Austria). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **297/1**, 47–100, Stuttgart (Schweizerbart).
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma 1970: Volume 2, L–Z, 739–785*, Roma.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. JR. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – XVI + 332 S., Oxford (University Press).
- MOORE, R.C. (Ed.) (1969–1971): *Treatise on invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6. Bivalvia*. – 1224 S., Lawrence (Geological Society of America and University of Kansas Press).
- NOWY, W. & SCHIMANA, R. (1991): Geologisch-geotechnische Kartierung Leitungsabschnitt ÖK 54 Melk, Km 65,2–83,0, Scheibbs – Kirnberg. – Unveröffentlichter geotechnischer Bericht, 13 S., 12 Kartenbeilagen, Klosterneuburg.
- POPPE, G.T. & GOTO, Y. (1993): *European Seashells, Vol. 2: Scaphopoda, Bivalvia and Cephalopoda*. – 221 S., Wiesbaden (Hemmen).
- POSCH, G. & SKUK, S. (1998): Geologische Beschreibung der Massenbewegung Sigrisberg. – Unveröffentlichter Bericht, 4 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 20025-R]
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., BRYDA, G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBIGER, G., LOTTER, M., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2014): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Neue Bauaufschlüsse – neues Geowissen: Niederösterreich. – Unveröffentlichter Jahresbericht 2013, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt NC-083/2012–2014, 505 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18047-R]
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBIGER, G., RABEDER, J., RANFTL, E.-M., ROETZEL, R. & WESSELY, G. (2021): Geologische Bearbeitung und integrative Dokumentation aktueller Bauaufschlüsse in Niederösterreich mit rohstoffwissenschaftlichem, umweltrelevantem und grundlagenorientiertem Schwerpunkt. Geo-Dokumentation aktueller Baustellen in Niederösterreich: Jahresendbericht 2020. – Unveröffentlichter Jahresbericht, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt NC-095/2018–2021, 379 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 20281-R]
- RAFFI, I., WADE, B.S. & PÄLIKE, H. mit Beiträgen von BEU, A.G., COOPER, R., CRUNDWELL, M.P., KRIJGSMAN, W., MOORE, T., RAINE, I., SARDELLA, R. & VERNYHOROVA, Y.V. (2020): The Neogene Period. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.): *Geologic Time Scale 2020, Volume 2, 1141–1215*, Amsterdam (Elsevier).
- ROETZEL, R. (2002): 2.2. Molasse (T2 – T5). – In: SCHNABEL, W. (Red.): *Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 – Legende und kurze Erläuterung*, 24–28, Geologische Bundesanstalt/Land Niederösterreich, Wien.
- RÖMER, A., HÜBL, G. & ARNDT, R. (1999): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierungen, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-035/98, 1998/1999, Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geophysik, Wien.
- SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., BRYDA, G., EGGER, J., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): *Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 mit Legende und Kurzerläuterung*. – 2 Blätter, Geologische Bundesanstalt/Land Niederösterreich, Wien.
- SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for Pierra Shale. – *Geological Survey Professional Paper*, **391-C**, 38 S., Washington, D.C.
- SISSINGH, W. (1977). *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. – *Geologie en Mijnbouw*, **56/1**, 37–65, Den Haag.
- STANLEY, S.M. (1970): Relation of Shell Form to Life Habits of the Bivalvia. – *The Geological Society of America Memoir*, **125**, XIII + 296 S., Boulder.
- TAYLOR, J.D., KENNEDY, W.J. & HALL, A. (1969): The shell structure and mineralogy of the bivalvia. – *Bulletin of the British Museum (Natural History): Zoology, Supplement* **3**, 1–125, London.
- THOREZ, J. (1976): *Practical identification of clay minerals. A handbook for teachers and students in clay mineralogy*. – 90 S., Dison (Lelotte).
- WESSELY, G. (Red.) (2006): *Geologie der österreichischen Bundesländer, Niederösterreich*. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.



Die Schicht s vom Auernig (1.863 m) – besondere Kalkbänke aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanien) der Karnischen Alpen (Österreich)
Erforschungsgeschichte – Faunenübersicht – neue Faunenbestandteile

GUNNAR SCHRAUT*

10 Abbildungen, 1 Tabelle, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

198 Weißbriach / NL 33-04-16 Sonnenalpe Naßfeld

Oberkarbon

Auernig-Formation

Garnitzen Member

Schicht s

Karnische Alpen

Erforschungsgeschichte

Faunenübersicht

neue Taxa

Inhalt

Zusammenfassung	63
Abstract	63
Einleitung	64
Geografische Lage	64
Geologie und Biostratigraphie	65
Erforschungsgeschichte	68
Fazit	78
Neue Fossiltaxa	78
Dank	80
Literatur	80
Tafeln	85

Zusammenfassung

Die berühmte Schicht s vom Auernig (1.863 m) stellt innerhalb der oberkarbonischen Schichtenabfolge der Karnischen Alpen sowohl auf Grund ihrer selektiv verkie-selten Flora und Fauna, als auch faunistisch gesehen eine Besonderheit dar. Hier werden die Erforschungsgeschichte, eine Kompilation der bisher aus der Schicht s bekannt gewordenen Tier- und Pflanzentaxa sowie neue Faunenbestandteile beschrieben. Die paläontologische Bedeutung dieser Schicht wird diskutiert, folgende Tiergruppen von hier aufgeführt und dokumentiert: Rugosa (Cnidaria), Cornulitidae (Lophophorata), Polyplacophora, Bivalvia, Rostroconchia, Scaphopoda (alle Mollusca), Crinoidea und Echinoidea (beides Echinodermata).

The Layer s from mount Auernig (1,863 m) – special limestone beds from the high Upper Carboniferous (Pennsylvanian) of the Carnic Alps (Austria)

History of research – faunal overview – new faunal components

Abstract

The bed s from the Auernig (1,863 m) is famous within the Upper Carboniferous (Pennsylvanian) of the Carnic Alps (Austria) because of selectively silicified flora and fauna and for faunistic reasons. A research history is given, the importance on palaeontology and preservation of fossils are discussed and the following fossil groups are documented herein: rugose corals (anthozoa), cornulites (lophophorates), polyplacophores, bivalves, rostroconchs, scaphopods (all molluscs), crinoids and echi-noids (both echinoderms).

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

Einleitung

Seit 2012 werden vom Verfasser regelmäßig Proben aus den Kalkbänken der Schicht s von der Gipfelregion des Auernigs (1.863 m) bzw. von der dortigen Schutthalde genommen und aufbereitet. Ursprünglich sollten die von dort in großer Zahl und hervorragender Erhaltung vorliegenden Ostracoden zu Vergleichszwecken für die von mir bearbeiteten unterkarbonischen Ostracoden von der geografisch benachbarten Lokalität Nötsch, Gailtal, dienen. Nun liegen aber, neben einer sehr großen Zahl von Ostracoden, auch Foraminiferen, Kalkalgen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Cornuliten, Schwammnadeln, Bivalven, Trilobiten-, Polyplacophoren-, Scaphopoden-, Rostroconchen-, Echiniden- und Crinoidenreste (Stielglieder) vor und erweitern das Faunenspektrum durch zum Teil neue Faunenelemente erheblich. Verantwortlich für den erhalten gebliebenen Reichtum so vieler verschiedener Taxa in zum Teil sehr hoher Individuenzahl ist die Art der Verkieselung. Sie hat das Schalenmaterial zum Teil derart vollständig und in einer Weise ersetzt, dass selbst sehr kleine, feinst bestachelte und ornamentierte Ostracoden erhalten geblieben sind. All dies unterstreicht die paläontologische Bedeutung dieser Schicht und macht sie innerhalb der Karnischen Alpen einzigartig. Aus diesem Grund soll hier auch ein möglichst vollständiger Überblick über die bisherigen wissenschaftlichen Publikationstätigkeiten bezüglich der Schicht s gegeben und die bis dahin von den Autoren aufgefundenen Fossiltaxa zusammenfassend dargestellt werden.

Die vorliegenden Exemplare wurden mit Hilfe einer Digitalkamera der Marke „Digital-Microscope VHX 500“ von der Firma Keyence dokumentiert. Das hier beschriebene und abgebildete Material befindet sich zurzeit noch in der Sammlung des Autors und wird zu gegebener Zeit in das Landesmuseum Kärnten – Rudolfinum in Klagenfurt (Österreich) überführt.

Geografische Lage

Der Gipfel des Auernigs (1.863 m) liegt etwa 900 m ESE des Nassfeldpasses in den zentralen Karnischen Alpen, Kärnten (Österreich). Der Fundpunkt ist auf der Geologischen Karte des Jungpaläozoikums 1:12.500 (Blatt Ost) verzeichnet und befindet sich ca. 35 m NNE vom Gipfel des Auernigs (Abb. 1, 2) auf der österreichischen Seite links vom Wanderweg zum Gipfel (vgl. SCHÖNLAUB & FORKE, 2007). Die GPS-Daten sind 13°17'13"E/46°33'31"N (WGS84/GMS). FOHRER (1997: 130) hat diese Fundstelle mit der Kurzbezeichnung „A/S“ versehen und stellt den Haltepunkt 9 des geologischen Lehrpfades dar (vgl. SCHÖNLAUB, 1988: 77; FOHRER, 1991: 10, 39). Bei anderen Autoren läuft die Schicht s auch unter dem Begriff „Bank s“. Da es sich bei der Schicht s um eine mehrere Meter mächtige Abfolge ± gebankter Kalke handelt, wird hier, um Verwechslungen zu vermeiden, ausschließlich der von SCHELLWIEN (1892) verwendete Begriff „Schicht s“ benutzt.

Geotrail Nassfeld - Pramollo

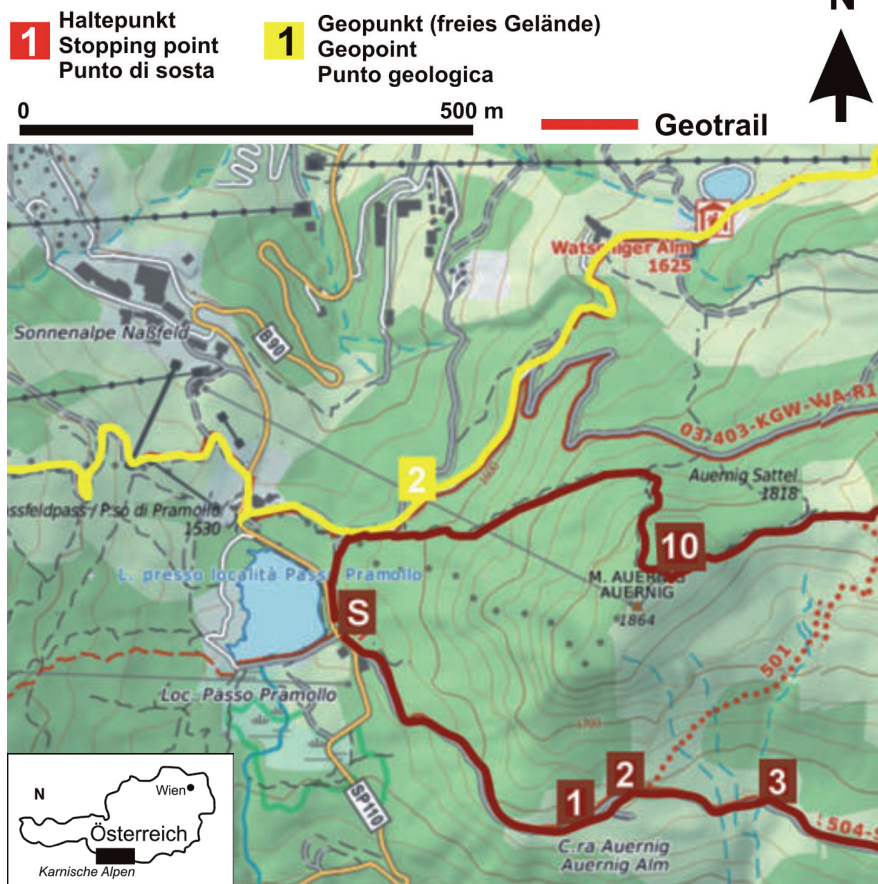


Abb. 1. Geografische Lage der Schicht s, ~35 m NNE des Auerniggipfels (1.863 m), Österreich, am Grenzkamm zu Italien (Karnische Alpen). 10 = Lage der Schicht s. Entnommen und leicht verändert aus SCHÖNLAUB & FORKE, 2021: Abb. 8.6.1).



Abb. 2. Orthofoto von der Auerniggipfelregion (1.863 m) mit der ungefähren Lage des Profils von FOHRER (1991) und FLÜGEL et al. (1997). CC-BY-4.0: Land Kärnten – data.gv.at

Geologie und Biostratigrafie

Die Auernig-Formation s.l. ist eine zyklische Abfolge von Klastika und Karbonaten (Auernig-Rhythmus sensu KAHLER, 1955), die durch hochfrequente, glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert und innerhalb einer deltaähnlichen bis flachmarinen Umgebung abgelagert wurde (vgl. MASSARI et al., 1991: 183). Ihre Mächtigkeit wird auf 800 m (vgl. SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 21; SCHÖNLAUB, 2014: 83, hier als Auernig-Gruppe bezeichnet) bis maximal 1.200 m (vgl. KRAINER, 1991: 161, 2007: 627; VOZÁROVÁ et al., 2009: 92) geschätzt und von HERITSCH et al. (1934) lithologisch in fünf Schichtgruppen (Untere kalkarme Schichtgruppe, Untere kalkreiche Schichtgruppe, Mittlere kalkarme Schichtgruppe, Obere kalkreiche Schichtgruppe und Obere kalkarme Schichtgruppe) unterteilt. SELLI (1963: 49–51) erstellt die Auernig-Gruppe und benennt die Schichtgruppen in Meledis-, Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formationen um. Bei den Meledis-, Corona- und Carnizza-Formationen überwiegen Klastika mit nur wenigen, dünnen Kalklagen, wohingegen die Pizzul- und Auernig-Formation (= Gugga-Member) aus Klastika bestehen, welche häufiger fossilreiche Kalke beherbergen (vgl. VACHARD & KRAINER, 2001a: 148).

Die Gesteinsabfolge in der Gipfelregion des Auernigs (1.863 m) inklusive der Schicht s gehört in den höchsten Anteil (Garnitzen-Member) der Auernig-Formation s.l. (vgl. MASSARI et al., 1991: Abb. 7, hier A₅ = Carnizza-Formation).

FOHRER (1997: Abb. 5) wie auch VACHARD & KRAINER (2001a: 152–153) stellen die Schicht s in die Auernig-Formation s.str. (= Gugga-Member), wobei Letztere sie in das Orenburgium, welches etwa dem oberen Gzhelium (Noginskium + Melekhovium) entspricht, stellen (vgl. VACHARD & KRAINER, 2001a: 149, 151–152 und Abb. 2; 2001b: Abb. 2). Sie begründen dies indirekt mit der Fossilarmut der Carnizza-Formation (hier als „Member“ aufgefasst!), aus der nur wenige Algen, Pseudoalgen und Foraminiferen bekannt sind. Daher stellen sie die Fossilien, die unter anderem von SCHELLWIEN (1898), KODSI (1967) und FOHRER (1991), also von Autoren, deren bearbeitete Fossilgruppen alle unstrittig aus der Schicht s stammen, in die Auernig-Formation (= Gugga-Member).

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

VENTURINI (1982) erstellt ein geologisch-tektonisches Profil durch den Auernig mit Blick von NNW, wobei er für die Gipfelregion nur das Vorhandensein der Auernig-Formation s.str. (= Gugga-Member) angibt (vgl. VENTURINI, 1982: Fig. 9, Nr. 4). Er legt die Karbon-Perm-Grenze ungefähr zwischen die Auernig- und Carnizza-Formation (vgl. VENTURINI, 1982: Fig. 3). Demnach könnte nach seiner Auffassung die Schicht s schon dem tiefsten Perm angehören (vgl. auch schon PASINI, 1963: 346).

Nach SCHÖNLAUB & FORKE (2007) gehört die Schicht s in die oberste Partie des Garnitzen-Members und biostratigrafisch in den oberen Anteil des Gzhelium E (= Noginskium, *Daixina vasilkovskyyi* Subzone = oberer Teil der *Daixina sokensis* Zone), das heißt in das hohe Oberkarbon (vgl. FORKE, 2007: 260; SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 114; NOVAK et al., 2019: 286).

FOHRER (1991) wie auch FLÜGEL et al. (1997) erstellen ein Detailprofil, in dem die lithologischen und faunistischen Ergebnisse für die Schicht s zusammenfassend dargestellt sind (vgl. FOHRER, 1991: Abb. 8 und FLÜGEL et al., 1997: Abb. 4). Beide Detailprofile werden hier in leicht veränderter Form wiedergegeben (Abb. 7, 9).

Nach FOHRER (1997: 130) liegt die Schicht s hauptsächlich in Form einer Schutthalde vor und ist mittlerweile besonders in ihren höheren Anteilen deutlich zugewachsen und nicht mehr so gut zugänglich wie noch vor 30 Jahren (vgl. FOHRER, 1991: Abb. 7 mit Abb. 10 in dieser Arbeit).

Eine Übersicht über die geografische Verbreitung der Auernig-Gruppe bzw. Formation s.l. ist in Abbildung 4, eine Profilansicht sowohl von NW (Nassfeldpass, Österreich) als auch von ESE (Italien) in den Abbildungen 3, 5 und 6, eine stratigrafische Übersicht in Abbildung 8, die beiden Profile, die bisher von der Schicht s seitens FOHRER (1991) und FLÜGEL et al. (1997) publiziert worden sind, in den Abbildungen 7 und 9 und eine Aufschlussübersicht in Abbildung 10 dargestellt.

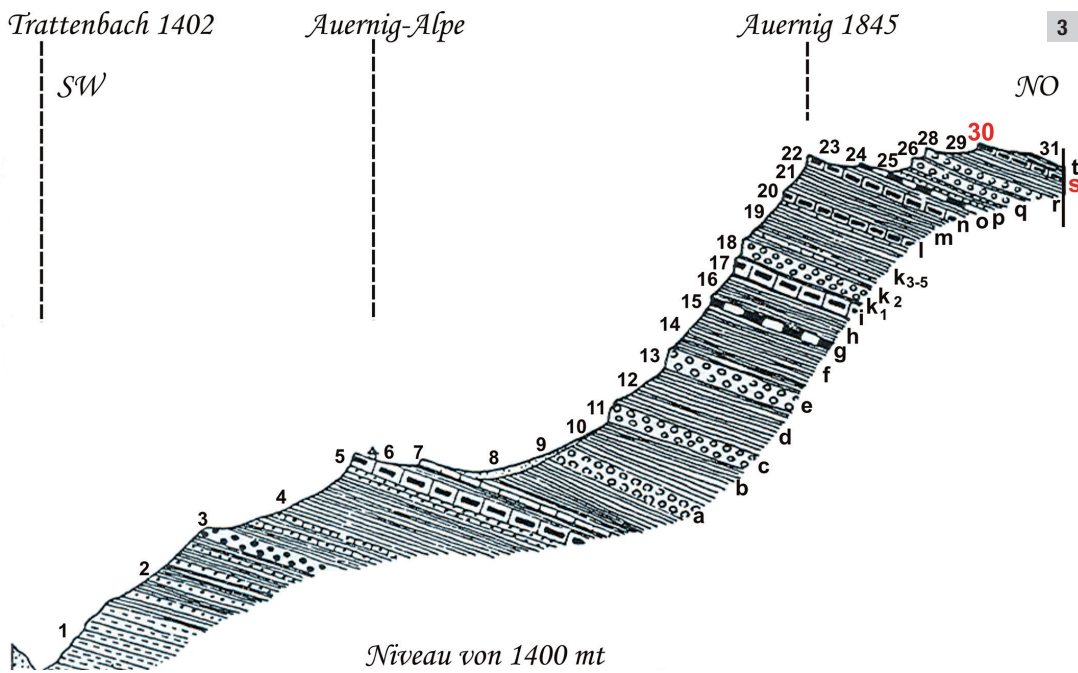
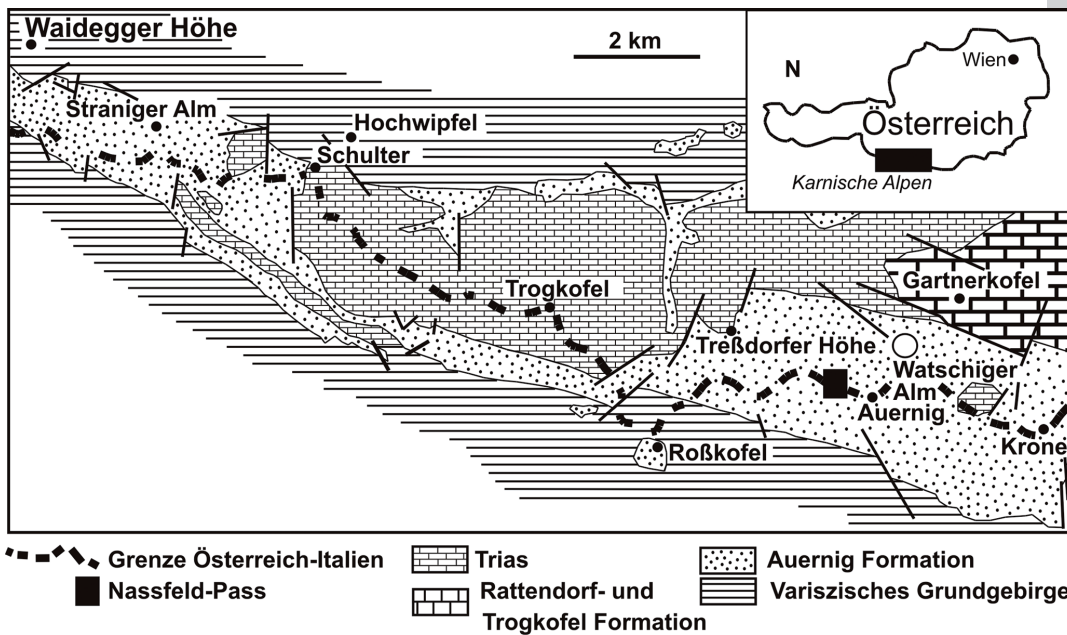


Abb. 3. Profilskizze vom Auernig (1.863 m) nach GEYER (1896: Abb. 3) mit Blick von SE. Entnommen, leicht verändert und ergänzt aus FOHRER (1991: Abb. 2).

Abb. 4. Vereinfachte geologische Karte der Nassfeld-Region (zentrale Karnische Alpen, Österreich/Italien). Entnommen und leicht verändert aus FORKE & SAMANKASSOU (2000: Abb. 2) bzw. FOHRER & SAMANKASSOU (2005: Abb. 1, siehe auch bei NOVAK et al., 2019: Abb. 1).

Abb. 5. Blick auf das Profil vom Auernig (1.863 m) von ESE (Italien). Pfeil = ~Lage der Schicht s. Aufnahme des Verfassers vom 1. August 2012.

Abb. 6. Blick auf das Profil vom Auernig (1.863 m) vom Nassfeldpass aus, das heißt von NW (Österreich). Pfeil = ~Lage der Schicht s. Aufnahme des Verfassers vom 17. Juli 2012.



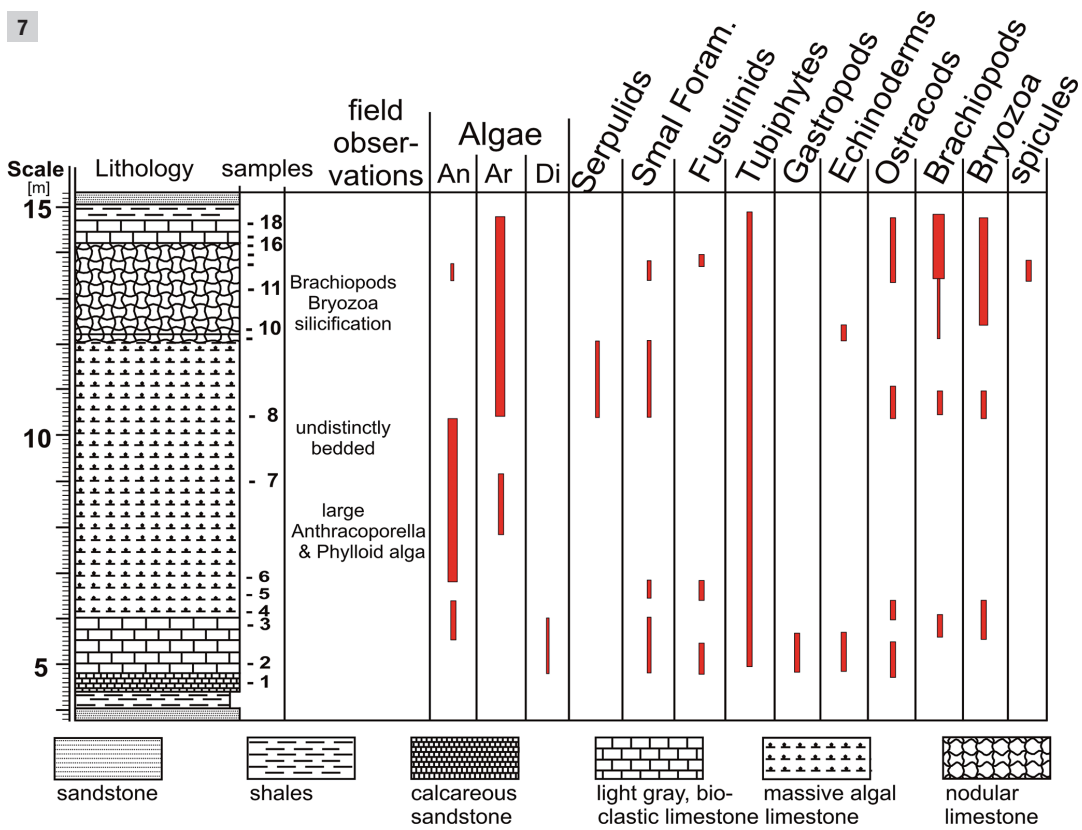


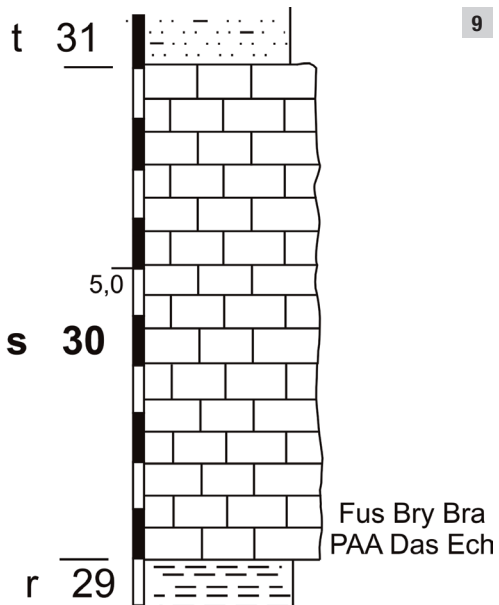
Abb. 7. Profil durch die Schicht s (= Bank Nr. 1 bis Bank Nr. 18) mit einer Übersicht der lithologischen und faunistischen Komponenten. Entnommen aus, verändert und ergänzt nach FLÜGEL et al. (1997: Abb. 4).

Abb. 8. Stratigraphische Position der Schicht s (rot). Entnommen, verändert und ergänzt aus SCHÖNLAUB & FORKE (2007: Abb. 4) und NOVAK et al. (2019: Abb. 2). UkaSg = Untere kalkarme Schichtgruppe, UkrSg = Untere kalkreiche Schichtgruppe, MkaSg = Mittlere kalkarme Schichtgruppe, OksSg = Obere kalkreiche Schichtgruppe, OkaSg = Obere kalkarme Schichtgruppe.

Abb. 9. Profil durch die Schicht s mit einer Übersicht der lithologischen und faunistischen Komponenten. Entnommen aus, verändert und ergänzt nach FOHRER (1991: Abb. 8). Fus = Fusuliniden, Bry = Bryozoen, Bra = Brachiopoden, PAA = Phylloide Algen, Archaeolithophyllum, Das = Dasycladaeae, Ech = Echinodermen.

299	5,0	Gzhelium	Oberkarbon (Pennsylvanum)	Schulterkofel Formation - 140m (Lower Pseudoschwagerina Lms.)		Klass. Gliederung	
300				Auernig Fm.	UPK	Fusulinen	
					OkaSg	Schicht s	Daixina communis
					OkrSg		Daixina alpina - Dutk. multiseptata
					MkaSg		Schagonella sp. - Daixina sp.
305	2,5	Kasimovium		"Pizzul/ Meledis" Mb. - 350m?			
		Moscovium		Collendiaul/Malinifer Fm. - 20m			Auernigalm-Brekzie

Abb. 10. Blick von NW auf einen Teil der Fundstelle, etwa 35 m NNE des Auernigipfels (1.863 m). Aufnahme des Verfassers vom 17. Juli 2012.



Erforschungsgeschichte

Für den Nachweis jungpaläozoischer Abfolgen in den Karnischen Alpen war das Auffinden von Fusulinen im 19. Jahrhundert entscheidend. Diese wurden erstmals von SUESS (1870: 4–5) bei Uggowitz (ital. Ugovizza) im Kanaltal nachgewiesen, aber von TIETZE (1870: 265) als „Diluvial-Conglomerat“, das heißt nicht aus dem Anstehenden stammend, erkannt [vgl. auch HERITSCH, 1936a: 27–28; KAHLER, 1963: 83; KAHLER & KAHLER, 1982: 90, hier als „jungpaläozoische Kalkstücke der Uggowitzer Brekzie (mittlere südalpiner Trias)“ bezeichnet]. FORKE (schriftliche Mitteilung vom 28.05.2021) fand nach eigener erfolgloser Suche der von SUESS angegebenen Fundstelle („Aufsammlung von HÖFER hinter dem Haus des Lehrers“ bei Uggowitz) in der Gegend nur Mitteltrias-Brekzie, die aber keine Fusulinenreste aufwies. TIETZE (1870) selber hat diese Erkenntnis aber als Anregung verstanden, um durch eigene Begehungen der südlichen Käme der Karnischen Alpen, beginnend mit dem Auernig im Westen über die Kronalpe bis zur Zirkelalpe im NNE nach anstehenden Fusulinenkalken zu suchen. Beschrieben hat er dies wie folgt: „*Deutliche Aufschlüsse erhält man erst wieder in den oberen Horizonten, welche einen steilen Kamm zusammensetzen, der vom Auernig (auf der Generalstabkarte als Garnitzenberg bezeichnet) ausgehend über die Kronalpe forläuft und erst in der Zirkelalpe (Gotscha K. auf der Generalstabkarte) endigt. Dieser in NW.-SO. Richtung verlaufende Kamm besteht aus einer beständigen Aufeinanderfolge von meist groben Quarz-Conglomeraten, Schieferen und einer nicht sehr mächtigen Bank schwarzer, dichter Kalke, welche von zahlreichen Fusulinen erfüllt sind, [...]*“ und „*Es wiederholt sich dabei derselbe Schichtencomplex jedesmal über eine Verwerfungsspalte hinwegsetzend, öfters auf diesem Wege vom Auernig zum Zirkel, und zwar immer mit dem Conglomerat anfangend und mit dem Fusulinenkalk abschliessend*“ (vgl. TIETZE, 1870: 266). Er stellt seine Beobachtungen zusätzlich noch in einer Abbildung schematisch dar, welche seine Ausführungen verdeutlichen (vgl. TIETZE, 1870: Abb. 5). Den Beschreibungen nach zu schließen ist es mehr als wahrscheinlich, dass TIETZE (1870: 265) die Fusulinenkalke der Schicht s am Auernig als erster erkannt und hiermit beschrieben hat. Darauf deuten zum Beispiel auch die nachträglichen Angaben von HERITSCH (1943: 486) hin, der diese Kalke nach TIETZE (1870) als „*Kalke des Auernig*“ aufführt. Auch die zyklische Wiederholung der Abfolge (Conglomerat – Fusulinenkalk) wird von ihm genannt und nimmt damit die Zyklizität der Schichtabfolge vorweg.

STACHE (1874: 191) äußert sich bezüglich der schwarzen Kalke wie folgt: „*In dieses Niveau rechne ich vorläufig überdies die harten kieseligen schwarzen Fusulinenkalke am Auernig mit verkieselten gelblichen Fusulinenauswitterungen von Fusulina Tietzei n. sp. (eine grosse, dick-spindelförmige Art mit wenigen weiten Windungen) und mit einigen anderen kleineren Formen.*“ Dabei handelt es sich sehr wahrscheinlich gleichfalls um eine Beschreibung der Kalke aus der Schicht s von der Gipfelregion des Auernigs. Er stuft sie in die „*Untere Abtheilung der Permformation*“ ein (STACHE, 1874: 190f.).

Präzise werden die Kalke dann von SCHELLWIEN (1892) als Schicht s bezeichnet und im Zusammenhang mit der Schichtenabfolge des Auernigs beschrieben. Innerhalb

des Auernigprofils handelt es sich dabei um eine ca. 8 m mächtige, fusulinidenreiche, dunkle Kalkbank im Hangenden des Auernigs, also in der Nähe des Gipfels (hier noch 1.843 m) mit der Bezeichnung „s“. An Fossilgruppen führt er von hier Foraminiferen, Rostroconchen, Trilobiten und Bryozoen an (vgl. SCHELLWIEN, 1892: 13–14).

FRECH (1894: Taf. 16, Foto und Skizze mit Buchstaben) bildet das Auernigprofil mit Blick von Westen erstmals ab, wobei seine Gliederung an Hand von Buchstaben nur von a bis k erfolgt, ohne die von ihm aber schon im Text erwähnten Schichten mit den Buchstaben l bis t. Er übernimmt sowohl die geologische Beschreibung als auch die Faunenliste von SCHELLWIEN (1892) unverändert (vgl. FRECH, 1894: 322). Er weist auch sehr deutlich auf eine Zyklizität der Sedimentabfolge am Auernig hin (Wechsel zwischen Pflanzen führenden und marinen Sedimenten), die er mit bisher bekannten karbonischen Abfolgen aus Asturien (Spanien), Schottland (Großbritannien) und dem Donez-Becken (Russland) vergleicht (vgl. FRECH, 1894: 328–331) und später von KAHLER (1955) als Auernig-Rhythmus bezeichnet wird.

GEYER (1896) übernimmt sowohl die Beschreibung als auch die Faunenliste von SCHELLWIEN (1892) in unveränderter Form, veröffentlicht allerdings ein vollständiges Profil vom Auernig mit Blick von Südosten und benennt die entsprechenden Schichten inklusive der Schicht s sowohl mit Buchstaben als auch Zahlen. Dabei entspricht die Schicht s der Schicht-Nr. 30 (vgl. GEYER, 1896: 161, 163 und Abb. 8). Bei der Bearbeitung der Grafik des Profils fällt auf, dass GEYER bei seiner Benennung mit Zahlen die Schicht-Nr. 27 ausgelassen, aber im Text erwähnt hat (vgl. GEYER, 1896: Abb. 8 und 161, hier Nr. 27 = Tonschieferlage). Er stuft den oberen Anteil des Profils an Hand der aufgefundenen Fauna in das Oberkarbon ein, wohingegen er für den unteren Anteil ein unterkarbonisches Alter nicht ausschließt (vgl. GEYER, 1896: 163).

SCHELLWIEN (1898) beschreibt in seinem zweiten Teil über die Bearbeitung der Fauna des karnischen Fusulinenkalkes die Foraminiferen und bildet sie auch ab. Er führt dabei 16 Arten, darunter acht neue auf, welche aus der Schicht s stammen und mit weiteren, räumlich nahe gelegenen Fundorten aus den Karnischen Alpen verglichen werden (vgl. SCHELLWIEN, 1898: 276, Tab.). Dabei erläutert er die evolutiven Veränderungen im Gehäusebau der Fusuliniden und erstellt mit ihrer Hilfe eine stratigrafische Abfolge (vgl. SCHELLWIEN, 1898: 238–243 bzw. 278–279). Demnach gehören die Fusulinen der Schicht s der zweit tiefsten Einheit, der sogenannten „*Haupt-Fusulinen-schicht*“ an, welche von den „*dunklen Schwagerinenkalcken*“ und den „*höchsten Schichten*“ (= obere Trogkofelschichten, Anmerkung des Autors) überlagert werden. Alle vier werden von ihm in das Oberkarbon gestellt (vgl. SCHELLWIEN, 1898: 276).

FRECH (1899) bezeichnet die Schichtabfolge am Auernig inklusive der Schicht s als Auernigschichten (vgl. FRECH, 1899: 260).

JOHNSEN (1906) bearbeitet das Bryozoen-Material, das er von SCHELLWIEN erhalten hat. Er macht weitere Angaben zur Gesteinsmineralogie und -petrologie („... *braun verwitterter Kalk dar, der außer Kalkspat noch Dolomit, Quarz, Eisenoxyhydrat und Kohle führt.*“) und zur Art der Verkieselung der Fauna („... *handelt es sich wesentlich nicht um amorphe, sondern um kristallisierte SiO₂, also wohl*

Quarz.“; JOHNSEN, 1906: 135). Er löst die Fauna mit Hilfe von HCL aus dem Gestein, wobei er neben Bryozoen auch Ostracoden und Trilobiten („*Phillipsia*“) nachweisen kann bzw. erwähnt. Insgesamt beschreibt er 33 verschiedene Taxa von Bryozoen, davon 12 unter offener Nomenklatur und zwei neue, welche alle ausführlich beschrieben und abgebildet werden. Er kann Übereinstimmungen mit bisher bekannten Formen aus dem Oberkarbon des Monte Piz-zul (Italien), dem oberen Kohlenkalk von Perm (Russland), den unteren und oberen Coal-Measures, der Keokuk- und Chester-Gruppe sowie dem Burlington Kalken, alle Pennsylvania (Oberkarbon) der USA feststellen (vgl. JOHNSEN, 1906: 136–137).

Erwähnt wird die Schicht s dann wieder in der Arbeit von HERITSCH (1927) in Zusammenhang mit der stratigrafischen Einstufung des Profils vom Auernig und der Krone. Das Vorliegen von *Phillipsia scitula* MEEK & WORTHEN, 1865 deutet für ihn auf die *Cora*-Schichten (~spätere Auernig-Formation, Obere kalkarme Schichtgruppe, Anmerkung des Autors) hin, die Lage der Schicht s, die sich aber über der Conocardienschicht befindet, möglicherweise schon auf eine Vertretung der Schwagerinenstufe (~Unterer Pseudoschwagerinenkalk, Anmerkung des Autors) hin (vgl. HERITSCH, 1927: 327).

KAHLER (1930) erwähnt in seiner Arbeit über eine neue Leitschicht im Oberkarbon der Karnischen Alpen auch die Schicht „s“ als einen möglichen Kandidaten, falls sich die Verkieselung als „*ausdauernd*“ erweisen sollte (vgl. KAHLER, 1930: 138).

In der Arbeit von KAHLER & HERITSCH (1932) werden die Nassfeldschichten stratigrafisch in sieben Einheiten untergliedert, wobei die Schicht s als oberster Anteil der dritten Einheit („*Profil des Auernig bis zur Schicht s*“) genannt wird (vgl. KAHLER & HERITSCH, 1932: 242). Hier deutet sich schon die zukünftige Gliederung in Auernigschichten, Untere Schwagerinenkalke (= Untere Pseudoschwagerinenkalke), Grenzlandbänke und Obere Schwagerinenkalke (= Obere Pseudoschwagerinenkalke) an (vgl. KAHLER & HERITSCH, 1932: 242, vgl. noch deutlicher bei KAHLER, 1932: 241).

Bei der Detailaufnahme der Nassfeldschichten vom Schuterkofel, das heißt westlich des Nassfeldpasses, wird von METZ (1932) für die dortigen Auernigschichten ein Kalk genannt, der auf Grund seiner stratigrafischen Lage mit der Schicht s (hier „s-Schicht“) des Auernigs verglichen wird. Für die lithologischen Unterschiede („*dolomitisch, sandig*“) wird von ihm ein Fazieswechsel in Betracht gezogen (vgl. METZ, 1932: 244).

Nur als „*höchste Schicht im Auernig*“ wird die Schicht s in der Arbeit von HERITSCH (1933) über die Brachiopodenfaunen aus den Nassfeldschichten der Karnischen Alpen erwähnt (vgl. HERITSCH, 1933: 190). Brachiopoden nennt HERITSCH (1933) aus der Schicht s nicht!

In der Arbeit von HERITSCH et al. (1934) über die Stratigrafie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen werden die Auernigschichten in fünf verschiedene lithologische Einheiten untergliedert (Untere kalkarme Schichtgruppe, Obere kalkreiche Schichtgruppe, Mittlere kalkarme Schichtgruppe, Obere kalkreiche Schichtgruppe und Obere kalkarme Schichtgruppe), die Schicht s vom Auernig genannt, durch einen Vergleich mit der Bank 148 des

Garnitzenprofils dem höheren Anteil der Oberen kalkarmen Schichtgruppe zugeordnet, welche nur durch die „Flora X“ von den Unteren Pseudoschwagerinenkalken getrennt ist. Neben verkieselten Bryozoen und Fusuliniden werden noch Trilobiten, Rostroconchen und die ersten Gastropoden aufgeführt (vgl. HERITSCH et al., 1934: 172, 174, Tab. 2).

KAHLER (1934) fasst das bisherige Wissen über die Vorkommen von Fusuliniden im Karbon der Karnischen Alpen zusammen und nennt für die Obere kalkarme Gruppe nur aus der Schicht s reiche Vorkommen von Fusuliniden mit *Pseudofusulina* und einem fraglichen *Triticites* (vgl. KAHLER, 1934: 245).

Bei den von KAHLER & KAHLER (1937) durchgeführten stratigraphischen und faziellen Untersuchungen im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen wird die Schicht s als eine schon lange durch eine bankbeständige Verkieselung des Fossilinhaltes bekannte Schicht des Auernigs genannt. Sie ist „merkwürdigerweise auf nicht unbeträchtliche Entfernung, nämlich auf rund 2 Kilometer, sicher zu verfolgen“, wobei sich die Autoren auf den Nachweis derselben im Garnitzenprofil beziehen (vgl. KAHLER & KAHLER 1937: 455, 456). Sie ist weiterhin durch ihren Reichtum an Fusuliniden („Es ist vielleicht einer der reichsten Fundplätze.“) gekennzeichnet (vgl. KAHLER & KAHLER 1937: 458). Weiterhin wird auf die „sehr auffällige Tatsache“ hingewiesen, dass CHEN (1934) die von Schellwien aus der Schicht s beschriebene „*Fusulina multiseptata*“ im tiefen Mittelperm von Südchina nachweisen konnte (vgl. KAHLER & KAHLER 1937: 478).

KAHLER (1942) führt in seiner Arbeit über den Lebensraum und die Lebensweise der Fusuliniden auch ein Exemplar von *Schwagerina* i.n.S. sp. aus der Schicht s vom Auernig auf, das Verheilungsspuren nach einer Verletzung zeigt (vgl. KAHLER, 1942: Taf. 2, Fig. 2).

HERITSCH (1943) übernimmt sowohl die Gesteinsabfolge und Gesteinsbeschreibung als auch die Faunenliste der Foraminiferen von SCHELLWIEN (1898) und der Bryozoen von JOHNSEN (1906) mit leichten Änderungen. Er stellt die Schicht s durch Parallelisierung mit der „*Schicht 147 und 148*“ aus dem Garnitzenprofil erneut in den hohen Anteil der Oberen kalkarmen Schichtgruppe (vgl. HERITSCH, 1943: 536, 554, Tab. und Abb. 14).

PASINI (1963) hat in seiner Arbeit über die Foraminiferen des Auernigs die von SCHELLWIEN (1898) errichteten Fusulinidenarten revidiert und sie zur Gattung *Daixina* ROZOVSKAYA, 1949 gestellt. Weiterhin hat er die Varietäten von *Fusulina alpina* zu selbständigen Arten erhoben, wobei nur eine Art [*Daixina communis* (SCHELLWIEN, 1898)] aus der Schicht s stammt. Er hält die Schicht s stratigrafisch schon für tiefes Perm (vgl. PASINI, 1963: 346, hier Karbon-Perm-Grenze zwischen den Bänken l und m, siehe auch PASINI, 1965: 86, Taf. 10, Fig. 1, hier *Daixina alpina alpina* PASINI, 1963 = *Fusulina alpina* var. *antiqua* SCHELLWIEN, 1898).

In der Arbeit von FLÜGEL (1963) über das Paläozoikum in Österreich wird die „Schicht s sensu SCHELLWIEN“ als die jüngste fossilführende Schicht des Karbons aufgefasst, die allerdings im Garnitzenprofil noch von ~30 m Klastika überdeckt wird, bevor die unterpermischen Pseudoschwagerinenkalke folgen (vgl. FLÜGEL, 1963: 424).

In der Exkursionsbeschreibung zum Karbon und Perm des Nassfeldgebietes von KÄHLER (1963) wird auf die Bedeutung des Auernigprofils hingewiesen und die „Schicht s“ am Gipfel des Auernigs hervorgehoben. Bedingt durch die Verkieselung ist die Erhaltung der Foraminiferen allerdings schlecht, lose herausgewitterte Formen (welche wohl deutlich besser erhalten sind, Anmerkung des Verfassers) aber nur selten zu gewinnen. Er stellt auch die bisher von dort bekannte Fauna zusammen, welche aus Foraminiferen, Gastropoden, Trilobiten und verschiedenen revisionsbedürftigen Bryozoenarten besteht. Weiterhin werden Anmerkungen zu den vorliegenden Foraminiferen gemacht sowie das Profil von GEYER (1896) von der SSE-Seite des Auernigs (1.863 m) abgebildet (vgl. KÄHLER, 1963: 84–85, Abb. 17).

CERETTI (1963) veröffentlicht in seiner Studie über die Bryozoen aus dem Karbon der Karnischen Alpen 43 Arten, von denen 23 neu errichtet werden. Sie stammen alle aus „Kalken der Gipfelregion des Auernigs“, allerdings aus der tiefer gelegenen Schicht I (vgl. CERETTI, 1963: 255), welche sich auf der italienischen Seite befindet (vgl. CERETTI, 1964: 177 „..., in provincia di Udine.“). Obwohl stratigrafisch und geografisch so nahe gelegen, finden sich im Vergleich zur Schicht s von JOHNSEN (1906) insgesamt nur drei übereinstimmende Arten, ohne das bei deren Verbreitung auf das unmittelbar benachbarte Vorkommen aus der Schicht s hingewiesen wird (vgl. CERETTI, 1963: 269 für *Fenestella modesta* ULRICH, 1890, 277 für *Fenestella burlingtonensis* ULRICH, 1890, 283–285 für *Fenestella mimica* ULRICH, 1890)! Selbiges gilt für CERETTI (1964: 184) für *Rhombocladia delicata* ROGERS, 1900, keine artlichen Übereinstimmungen zwischen der Schicht s und I werden in CERETTI (1967) genannt.

Von FELSER & KÄHLER (1963) wird in ihrer Arbeit zur Geologie der Rattendorfer Alm ein oberkarbonisches Profil am Schulterkofel beschrieben, das schon von HERITSCH (1943) dargestellt wurde. Dabei werden von ihnen dolomitische Kalke mit Brachiopoden erwähnt, welche „wahrscheinlich gleich der Schicht s des Auernig“ sind (vgl. FELSER & KÄHLER, 1963: 73).

KODSI (1967) bearbeitet Proben vom Auernig, die ausschließlich aus der Schicht s stammen. Er vergleicht den Gehalt an biogenen vs. anorganischen Komponenten, wobei 78,5 % des Gesteins aus anorganischen, 21,5 % aus organischen, biogenen Komponenten, von denen wiederum 65,1 % verkieselt sind, besteht (vgl. KODSI, 1967: 59, Tab.). Weiterhin bearbeitet er die Familie Fenestellidae KING, 1850, wobei er auch die von JOHNSEN (1906) zu dieser Gruppe gestellten *Fenestella*-Arten behandelt. 14 Arten werden von ihm beschrieben, davon zwei neu errichtet und eine, die schon bei JOHNSEN (1906) beschrieben und später auch von HERITSCH (1943) aufgeführt wird. Die Fauna hat nach seiner Auffassung besonders zum Unter-, aber auch Oberkarbon der UdSSR [heutiges Russland] Beziehungen (vgl. KODSI, 1967: 76).

KODSI & SIEHL (1971) verwenden bei ihrer „Numerischen Klassifikation von *Fenestella*-Fragmenten“ das von KODSI (1967) aus der Schicht s entnommene Bryozoenmaterial. Dabei werden an Hand von 17 Merkmalen fünf Gruppen ermittelt, in welchen sich 14 der vorliegenden Bryozoenarten einfügen lassen (vgl. KODSI & SIEHL, 1971: 617 und Tab. 1).

KÄHLER & KÄHLER (1982) beschreiben die Fusulinenfauna des Oberkarbons der Karnischen Alpen, wobei auch drei Arten, welche schon von SCHELLWIEN (1898) aus der Schicht s beschrieben wurden, aufgeführt und nach den Internationalen Regeln für die Zoologische Nomenklatur (IRZN) benannt werden. Dabei äußern sie die Ansicht, dass PASINI (1963) mit seiner Auffassung des permischen Alters der Schicht s Recht haben könnte (vgl. KÄHLER & KÄHLER, 1982: 125, noch deutlicher formuliert in KÄHLER, 1985: 14, hier für die oberen Anteile des Garnitzenprofils!).

KÄHLER (1986) beschreibt ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigrafie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen, wobei er die Schicht s in Zusammenhang mit dem Garnitzenprofil sieht, welches er dem Gzhelium E zuordnet. Die Ansicht für ein permisches Alter des Gipfelkalks „s“ am Auernig seitens PASINI (1963) lässt er offen und hält eine entsprechende „neuerliche Prüfung“ für nötig (vgl. KÄHLER, 1983: 18, 1986: 5).

SCHÖNLAUB (1988: 77–78) erwähnt für den „Geotrail Naturpfad Naßfeld“ die „Kalkbank s“ vom Haltepunkt 9 (Standort Auernig, Höhe 1.863 m) wie auch deren verkieselte Fauna und besonders das häufigen Vorkommen von Kalkalgen, Bryozoen und Ostracoden.

BECKER & FOHRER (1990) können auf Grund der ausgezeichneten Erhaltung erstmals kirkbyide Schließmuskelan-satzstellen bei *Aurikirkbya* sp. und den Schließmuskelfleck von *Kelletina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975, welche beide aus der Schicht s vom Auernig stammen, nachweisen.

KRAINER (1990) beschreibt in einem Exkursionsführer die Kalkfazies der Auernig-Gruppe, wobei er bezüglich der Bryozoen auf die von KODSI (1967) bearbeiteten Formen aus der Schicht s verweist (KRAINER, 1990: 80).

FOHRER (1989, 1991) bearbeitet in ihrer Diplomarbeit die Flachwasser-Ostracoden und ihre Begleitflora und Begleitfauna der Schicht s. Neben 14 Foraminiferentaxa werden 62 Arten von Ostracoden aufgeführt. Die Foraminiferen werden alle, die Ostracoden zum größten Teil unter offener Nomenklatur belassen, beschrieben und hervorragend abgebildet (vgl. FOHRER, 1991: 14–34, 39–43 und Taf. 1–28). Weiterhin wird der Sexualdimorphismus, werden verschiedene Ontogeneseverläufe, die Anzahl der Stadien an Beispielen wie auch die Funktionsmorphologie, Lebensweise und Ökologie der Ostracodenfauna erläutert. Hinzu kommt eine Mikrofaziesanalyse sowie ein Vergleich der Flora und Fauna zwischen Lösungsrückstand und Dünnschliff. Sie erweitert die Fauna um Kalkschwämme, Mollusken (Gastropoden, Bivalven), Anneliden (Serpeln) und Echinodermen (Crinoiden, Echiniden) [vgl. FOHRER, 1991: 39, 43 und Tab. 1–2], wobei sie Brachiopoden, Trilobiten, Gastropoden-/Crinoidenstielgliederquerschnitte und Kalkschwämme auch abbildet (vgl. FOHRER, 1991: Taf. 24, Figs. 6–8, Taf. 25, Figs. 5, 7, 8, Taf. 26, Figs. 3, 6). FOHRER (1991: 11 und Abb. 7) ermittelt auf Grund der nur noch schlecht aufgeschlossenen Kalke ihre Mächtigkeit an Hand des Einfallswinkels und des Ausbisses rechnerisch auf etwa 10 m. Sie erstellt ein Profil, das die Banknummern p–t erfasst, wobei die Schicht s als eine aus einheitlich gebankten Kalcken bestehend, dargestellt wird. Ihre Fauna, Foraminiferen, Brachiopoden, Echinodermen u.a. wird von ihr nur aus den unteren ~2 m der Schicht s aufgeführt (vgl. FOHRER, 1991: 11 und Abb. 8). An Hand von Dünnschliffen werden von ihr sechs verschiedene Mikrofaziestypen ausgeschieden und

interpretiert, wobei diese nicht bestimmten Ostrakodenassoziationen zugeordnet werden (vgl. FOHRER, 1991: 5, 44–46). Weiterhin geht sie auch auf die selektive Verkieselung und ihre möglichen Ursachen ein (vgl. FOHRER, 1991: 48–49 und Tab. 2).

In der Arbeit von KRAINER (1991) über die Mikrofaziesbeschreibungen der Kalke aus der Auernig- und Carnizza-Formation werden einige paläontologische Daten angegeben, wobei Faunenbestandteile und deren Autoren aus der Schicht s genannt werden [siehe KRAINER, 1991: 165, hier Bryozoen (KODSI, 1967) und Ostracoden (FOHRER, 1991)].

In KÄHLER (1992), der über die Beziehungen der Fusuliniden der Karnischen Alpen zur Paläotethys berichtet, wird die verkieselte Kalkbank der Gipfelregion des Auernigs (= Schicht s) in stratigrafischem Zusammenhang mit einer Schicht gleichen Typs genannt, die er in der Oberen kalkarmen Schichtgruppe (Gzhelium C₃E) des Garnitzenprofils entdeckt hat (vgl. KÄHLER, 1992: 317).

KRAINER (1995) bearbeitet die *Anthracoporella* Mounds in der Auernig Gruppe (= Formation) und nennt in Zusammenhang mit einer kurzen Faunenübersicht auch die Schicht s und mehrere ihrer Bearbeiter (KODSI, 1967; BECKER & FOHRER, 1990; FOHRER, 1991; vgl. KRAINER, 1995: 197).

FOHRER (1997) dehnt in ihrer Doktorarbeit ihre Untersuchungen über die oberkarbonischen Ostracoden vom Fundpunkt A/S (= Schicht s) auf zum Teil ± altersgleiche Funde benachbarter Lokalitäten sowie auf jüngere Faunen aus den Unteren Pseudoschwagerinkalken und Grenzlandbänken aus (jüngstes Gzhelium, Oberkarbon bis ältestes bzw. jüngeres Asselium bis Sakmarium, Unterperm). Dabei führt sie nach Untersuchungen an etwa 12.500 Exemplaren insgesamt 82 Taxa auf, wobei auf eine Darstellung und artliche Zuordnung der häufig auftretenden Bairdia-Arten erneut verzichtet wird (vgl. FOHRER, 1997: 107). Insgesamt werden 35 Ostracodenarten, davon 26 unter offener Nomenklatur aus der Schicht s des Auernigs beschrieben.

FLÜGEL et al. (1997) erläutern in ihrem Exkursionsführer zum „18th European Regional Meeting of Sedimentology“ ausführlich den Auernig als Typuslokalität der Auernig-Gruppe sowie ihren höchsten karbonatischen Anteil, die Schicht s sensu SCHELLWIEN (1892). In Analogie zu der Arbeit von FOHRER (1991) werden die Faunenkomponenten genannt (Algen, Foraminiferen, Gastropoden, Ostracoden, Trilobiten, Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen), die Ostracodenfauna (62 Arten) paläoökologisch gedeutet (flachmariner, küstennaher, niedrig energetischer Lebensraum), auf das Vorhandensein von sechs verschiedenen Mikrofaziestypen hingewiesen, die hier grob zu zweien zusammengefasst werden und die Sedimentologie beschrieben sowie ein Profil präsentiert, in welchem sedimentologische und faunistische Ergebnisse zusammengefasst sind (vgl. FLÜGEL et al., 1997: 85–86 und Abb. 4). Im Gegensatz zu FOHRER (1991) wird die Schicht s sowohl lithologisch als auch faunistisch sehr viel detaillierter dargestellt. Demnach liegt nun durchgehend eine Fauna vor, wobei der Großteil aus dem „nodular limestone“ (mit explizitem Hinweis auf Verkieselungen!), das heißt aus dem höheren Anteil der Schicht s stammt.

SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER (2001) stellen sowohl aus dem Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (Spanien)

als auch aus den Karnischen Alpen neue Ostracodenarten vor, deren Grundlage die von FOHRER (1991, 1997) beschriebenen Taxa darstellen [hier *Coronakirkbya pramolla* (vormals *Coronakirkbya* sp. 1), *Coronakirkbya carina* (vormals *Coronakirkbya* cf. *krejciografi*) und *Aurikirkbya carinthica* (vormals *Aurikirkbya* sp. 1, vgl. SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001: 974–976, Fig. 5/5–13; 978–979, Fig. 6/8–12; 983, Fig. 9/9–13].

In der Arbeit von VACHARD & KRAINER (2001a) über Kleinforaminiferen aus der Auernig-Formation s.l. der Karnischen Alpen wird eine von SCHELLWIEN (1898) aufgestellte Art revidiert, beschrieben und abgebildet, wobei allerdings keine Exemplare aus der Schicht s genannt werden (vgl. VACHARD & KRAINER, 2001a: 155–156 und Taf. 4, Figs. 17–26). Sie stellen allerdings die Fossilien, die unter anderem von SCHELLWIEN (1898), KODSI (1967) und FOHRER (1991), das heißt von Autoren, deren bearbeitete Fossilgruppen alle unstrittig aus der Schicht s und nur von dort stammen, in die Auernig-Formation s. str. (= Gugga Member), das heißt ein Member tiefer als generell angenommen. Gleichsam fügen sie über dem Gzhelium noch das Orenburgium als höchste Einheit dem hohen Oberkarbon hinzu, welches neben der Auernig- noch die Carnizza- und die Schulterkofel-Formation beinhaltet (vgl. VACHARD & KRAINER, 2001a: 149, 151–152 und Abb. 2; 2001b: Abb. 2, 5, 6; vgl. auch DAVYDOV, 2001: 62 und Abb. 1, 3).

In der Arbeit von ERNST (2003), der die Bryozoen aus dem jüngeren Paläozoikum der Karnischen Alpen bearbeitet, findet man keine Bezugnahme auf die Bryozoen-Publikationen von KODSI (1967), sondern nur die Darstellung von einer oberkarbonischen Art, welche aus dem Corona-Member der Krone stammt (vgl. ERNST, 2003: 63). Alle übrigen von ihm dargelegten Formen sind deutlich jünger (Unterperm).

Auch im Review der oberpaläozoischen Bryozoen der Karnischen Alpen wird zwar von ERNST (2005) für die Schicht s einer der beiden Autoren genannt (nur JOHNSEN, 1906, nicht auch KODSI, 1967), aber die von dort sowie auch die von CERETTI (1963, 1964, 1967) aus der etwas älteren, benachbarten Schicht I genannten Formen nur als „revisionsbedürftig“ erachtet, da diese bisher nicht nach modernen Methoden (= Dünnschliffuntersuchungen) bearbeitet wurden (vgl. ERNST, 2005: 69).

LEPPIG et al. (2005) dokumentieren an Hand einer Gegenüberstellung von Dünnschliff- und SEM-Aufnahmen verkieselte Fusuliniden, welche ausschließlich aus der Schicht s vom Auernig stammen. Sie weisen durch ein röntgenanalytisches Verfahren (EDAX) nach, dass es sich um mikrokristallines Siliciumdioxid (SiO₂) handelt, das in einem stöchiometrischen Austauschprozess von 1:1 von Calciumcarbonat (CaCO₃) in SiO₂ unter Volumenverminderung umgewandelt wurde. Feinstrukturen sind dadurch bis ins Detail erhalten geblieben, die Schalen erscheinen aber in den SEM-Aufnahmen fragiler als in ihrer ursprünglich kalkigen Ausbildung (vgl. LEPPIG et al., 2005: 543–544 und Abb. 4A–D). Weiterhin wird der zwei- und dreidimensionale Aufbau der Schale schwagerinider Fusulinen dargestellt und mit denen der stratigrafisch jüngeren Verbeekinoidea und Alveolinidae verglichen. Auf der Grundlage rezenter Foraminiferen werden Schlussfolgerungen bezüglich des Protoplasmas und seiner Veränderungen im Verlauf des Perms gezogen (vgl. LEPPIG et al., 2005: 544–552).

FOHRER & SAMANKASSOU (2005) beschreiben die paläo-ökologische Zyklizitätsabhängigkeit von Ostracoden aus dem tieferen Anteil (Pizzul-Member = Watschig-Schichten, Lokalität WAP nach FOHRER, 1997) der Auernig-Formation s.l. Dabei unterscheiden sie eine „Mound-“ und eine „Mound cover-Fazies“, bei der sie aus Letzterer Autoren erwähnen, die eindeutig mit Faunen (Bryozoen, Ostracoden) ausschließlich aus der Schicht s zu tun gehabt haben (vgl. FOHRER & SAMANKASSOU, 2005: 5; KODSI, 1967; FOHRER, 1991).

SCHÖNLAUB (2005) nennt in seinem populärwissenschaftlichen Buch über den Geopark Karnische Alpen auch die Schicht s als ein Beispiel für ein oberkarbonisches „*Masengrab am Gipfel des Auernig*“. Dabei wird von ihm sowohl das Auernigprofil von Südosten dargestellt, als auch ein Gesteinsschliff mit Fusuliniden und durch Säure freigelegte Exemplare von Fusulinen, Gastropoden, Bryozoen und Brachiopoden als Beispiele für die dortige Fauna abgebildet, welche in einen kaum bewegten, flachen Küstenbereich mit geringem Sedimenteintrag gelebt haben (vgl. SCHÖNLAUB, 2005: 118, Abb. 148–150).

FORKE et al. (2006) geben in ihrem Exkursionsführer den Fundpunkt Auernig, Schicht s, als Locus typicus von *Daixina communis* (SCHELLWIEN, 1898) und *Dutkevitchia multiseptata* (SCHELLWIEN, 1898) an und stellen ihn biostratigrafisch in die *Daixina vasilkovskiyi*-Subzone, oberer Teil der *Daixina sokensis*-Zone. Weiterhin präsentieren sie in einer Abbildung die Lithologie, Mikrofazies und den Fossilinhalt der Schicht s (vgl. FORKE et al., 2006: 43–44 und Abb. 33). Außerdem werden erneut sowohl einige Foraminiferen als auch Ostracoden, Kalkalgen, Bryozoen und Schliffe von Fusulinen beschrieben und dargestellt (vgl. FORKE et al., 2006: Abb. 34–39).

FORKE (2007) revidiert mehrere Holotypen des Typusmaterials der von SCHELLWIEN (1898) publizierten Foraminiferen und diskutiert die phylogenetischen Zusammenhänge der Schwageriniden im Oberkarbon (Pennsylvanium). Hierbei werden drei Arten aus der Schicht s genannt, die dem Garnitzen-Member, Gzhelium E (*Daixina sokensis*-Zone) zugeordnet werden (vgl. FORKE, 2007: Abb. 5).

SCHÖNLAUB & FORKE (2007: 26) weisen auf die zum Teil verkieselten Faunen der Watschig-, Gugga- und Krone-Subformationen hin und gehen dann sehr detailliert auf die verkieselten Fossilien der Schicht s vom Auernig ein. Sie führen die herausragende Erhaltung der Fauna, basierend auf den Untersuchungen von LEPPIG et al. (2005), auf den diagenetischen Austauschprozess der Schalensubstanz im stöchiometrischen Verhältnis von 1:1 (CaCO₃ zu SiO₂) zurück. Neben makroskopisch sichtbaren Formen wie Foraminiferen (Fusuliniden), Bryozoen, Brachiopoden und Gastropoden wird auch die Mikrofauna (Ostracoden, Kleinforaminiferen, Schwammnadeln, Kalkalgen) genannt, zum Teil abgebildet und mikrofaziell interpretiert. Dabei werden auch 15 Ostracodenarten, welche leicht verändert aus FOHRER (1991) übernommen wurden (vgl. SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 29–36 und Abb. 18–25), wie auch Bryozoen, Brachiopoden und Gastropoden abgebildet, letztere aber weder genauer bestimmt, noch beschrieben.

Bei ERNST & WINKLER PRINS (2008), die sich mit den oberkarbonischen Bryozoen des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien) beschäftigen und zum Teil revidieren, tauchen insgesamt fünf Arten auf, welche auch von JOHN-

SEN (1906) bzw. KODSI (1967) beschrieben und nun in revidierter Fassung vorliegen, allerdings ohne einen Hinweis auf ihr Vorkommen in der Schicht s (vgl. ERNST & WINKLER PRINS, 2008: 27, 29, 30, 33 und 48, vgl. auch Tab. 1).

KIDO et al. (2012) veröffentlichen für das „IGCP 580, 4th Annual Meeting“ eine zusammenfassende Darstellung der Stratigrafie und Lithologie des höheren Paläozoikums der Karnischen Alpen, in der die Schicht s vom Auernig besonders hervorgehoben wird. Dabei erwähnen sie nicht nur die Zugehörigkeit zum Garnitzen-Member, sondern auch die Häufigkeit und außergewöhnliche Erhaltung der dort auftretenden Fossilien. Gleichfalls werden von ihnen beispielhaft das Vorkommen von Foraminiferen, Ostracoden und Bryozoen genannt und diese sowie auch Schwammnadeln abgebildet (vgl. KIDO et al., 2012: Abb. 6–8).

SCHÖNLAUB (o.D.) kompiliert in einer unveröffentlichten, aber im Internet zugänglichen Studie die wichtigsten Fossil-Fundstellen der Karnischen Alpen und fasst sie in einer Tabelle zusammen. Unter der Rubrik „*Karbon*“ taucht bei der Nummer 77 auch der „*Auernig*“ auf, wobei man an Hand der zugeordneten Autoren (z.B. KODSI, 1967; FOHRER, 1991; LEPPIG et al., 2005), welche ihre Untersuchungen ausschließlich mit Material aus der Schicht s durchgeführt haben, erkennt, dass es sich um diese Kalkbank handeln muss. Er gibt von dort Fusulinen, Ostracoden, Trilobiten, Gastropoden und Bryozoen an, welche in einer Flachsee lebten (vgl. SCHÖNLAUB, o.D.: Tab.).

FORKE (2019: 22) weist auf die Bearbeitung der silifizierten Fauna aus der Schicht s durch LEPPIG et al., 2005 (Funktionsmorphologie an Fusuliniden) und FORKE, 2007 (Taxonomie) hin. Nach den Altersbestimmungen durch KRÄINER & DAVYDOV (1998) und FORKE (2007) gehören die oberen Anteile der Auernig-Formation s.l. (Gugga- und Garnitzen-Member) in das Gzhelium (Pavlovoposadium bis Nonginskium, vgl. FORKE, 2019: 22, Abb. 2).

NOVAK et al. (2019) widmen sich in ihrem Exkursionsführer zum „19th International Congress on the Carboniferous and Permian“ ausführlich der Schicht s vom Auernig. Bezugnehmend auf LEPPIG et al. (2005) wird die Art der Verkieselung (1:1 von CaCO₃ zu SiO₂) dargelegt, welche zu einer einzigartigen Erhaltung bei Fusulinen (Wandstrukturen, „Septal-Poren“) und Ostracoden führt, bei denen selbst feinste Ornamentierungen erhalten geblieben sind. Weiterhin wird bei letzteren auf deren Artenreichtum (62 Taxa) und Verteilung (75 % Podocopida, 25 % Palaeocopida) hingewiesen, welcher auf einen strandnahen, flachmarinen und niedrig energetischen Lebensraum hindeutet. Weiterhin werden zwei Mikrofaziestypen genannt, welche sich unter anderem in ihrer Biodiversität unterscheiden. Die Schicht s stellt innerhalb eines typischen Auernig-Zyklus (= Auernig-cyclothem) den höheren Teil des transgressiven Anteils (Knollenkalke mit verkieselter Fauna) dar (vgl. NOVAK et al. 2019: 285 und Abb. 28).

Bezüglich einer vollständigen Bibliografie der moderneren Publikationen über das gesamte Paläozoikum der Karnischen Alpen, siehe KRÄINER (2003), SCHÖNLAUB (2019) und SCHÖNLAUB & FORKE (2021).

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
STACHE (1874: 191)	
Foraminifera	<i>Fusulina tietzei</i> STACHE, 1874
SHELLWIEN (1892: 13–14)	
Foraminifera	<i>Fusulina aff. cylindrica</i> FISCHER DE WALDHEIM, 1830
Rostroconchia	<i>Conocardium n. sp.</i>
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
?Kalkalge	<i>Acanthocladia sp.</i>
Bryozoa	<i>Fenestella sp.</i>
FRECH (1894: 322)	
Foraminifera	<i>Fusulina aff. cylindrica</i> FISCHER DE WALDHEIM, 1830
Rostroconchia	<i>Conocardium n. sp.</i>
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
?Kalkalge	<i>Acanthocladia sp.</i>
Bryozoa	<i>Fenestella sp.</i>
GEYER (1896: 163)	
Foraminifera	<i>Fusulina aff. cylindrica</i> FISCHER DE WALDHEIM, 1830
Rostroconchia	<i>Conocardium n. sp.</i>
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
?Kalkalge	<i>Acanthocladia sp.</i>
Bryozoa	<i>Fenestella sp.</i>
SHELLWIEN (1898: 276)	
Foraminifera	<i>Fusulina alpina var. fragilis</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina alpina var. communis</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina multiseptata</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina regularis</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina incisa</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulinella laevis</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Endothyra aff. bowmani</i> PHILLIPS, 1846
	<i>Endothyra cf. parva</i> MÖLLER, 1879
	<i>Stacheia polytrematoides</i> BRADY, 1876
	<i>Psammophis inversus</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Hemidiscus carnicus</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Textularia textulariformis</i> MÖLLER, 1879
	<i>Bigenerina elegans</i> MÖLLER, 1879
	<i>Bigenerina geyseri</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Tetrataxis maxima</i> SHELLWIEN, 1898
	<i>Tetrataxis maxima var. depressa</i> SHELLWIEN, 1898
JOHNSEN (1906: 137–159, Taf. 10–11)	
Foraminifera	„Fusulinen“
Ostracoda	„Ostracoden“
Trilobita	<i>Phillipsia sp.</i>
Bryozoa	<i>Cystodictya americana</i> ULRICH, 1890
	<i>Cystodictya nitida</i> ULRICH, 1890
	<i>Streblotrypa nicklesi</i> ULRICH, 1890
	<i>Streblotrypa striatopora</i> ROGERS, 1900
	<i>Rhombopora nicklesi</i> ULRICH, 1890
	<i>Rhombopora schellwieni</i> JOHNSEN, 1906
	<i>Rhombopora sp. I</i>
	<i>Rhombopora sp. II</i>
	<i>Fenestella filistriata</i> ULRICH var. <i>nodosa</i> JOHNSEN, 1906
	<i>Fenestella ?plebeja</i> MCCOY, 1844
	<i>Fenestella burlingtonensis</i> ULRICH, 1890
	<i>Fenestella ?compressa</i> ULRICH, 1890

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
	<i>Fenestella ? delicatula</i> ULRICH, 1890
	<i>Fenestella ovatipora</i> ROGERS, 1900
	<i>Fenestella modesta</i> ULRICH, 1890
	<i>Fenestella ? mimica</i> ULRICH, 1890
	<i>Polypora</i> sp.
	<i>Thamniscus tenuiramus</i> ROGERS, 1900
	<i>Thamniscus ? sevilensis</i> ULRICH, 1890
	<i>Thamniscus poritidus</i> STUCKENBERG, 1895
	<i>Thamniscus</i> sp. I
	<i>Thamniscus</i> sp. II
	<i>Thamniscus</i> sp. III
	<i>Pinnatopora flexicarinata</i> YOUNG & YOUNG, 1874
	<i>Pinnatopora</i> sp. I
	<i>Pinnatopora</i> sp. II
	<i>Pinnatopora</i> sp. III
	<i>Pinnatopora</i> sp. IV
	<i>Pinnatopora</i> sp. V
	<i>Pinnatopora</i> sp. VI
	<i>Septopora triangularis</i> JOHNSEN, 1906
	<i>Diplopora ? biserialis</i> ULRICH, 1890
	<i>Rhombocladia delicata</i> ROGERS, 1900
HERITSCH et al. (1934: 172)	
Foraminifera	<i>Fusulina cylindrica</i> FISCHER DE WALDHEIM, 1830
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
HERITSCH (1933: 172)	
Foraminifera	Fusulinen
Gastropoda	<i>Murchisonia biarmica</i> KUTORGA, 1842
Rostroconchia	<i>Conocardium</i> n. sp.
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
HERITSCH (1943: 528)	
Foraminifera	vgl. SCHELLWIEN, 1898
	<i>T. maxima</i> var. <i>grandis</i> SCHELLWIEN, 1898 an Stelle von var. <i>depressa</i>
Gastropoda	<i>Murchisonia biarmica</i> KUTORGA, 1842
Rostroconchia	<i>Conocardium</i> n. sp.
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
Bryozoa	vgl. JOHNSEN (1906)
	<i>F. modula</i> ULRICH, 1890 an Stelle von <i>F. modesta</i> ULRICH, 1890
KAHLER (1963: 85)	
Foraminifera	<i>Fusulina alpina</i> var. <i>fragilis</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina alpina</i> var. <i>communis</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina multiseptata</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina regularis</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulina incisa</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Fusulinella (?) laevis</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Psammophis (nur Ammoverrella) inversus</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Bigenerina geyeri</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Tetrataxis maxima</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Tetrataxis maxima</i> var. <i>depressa</i> SCHELLWIEN, 1898
	<i>Endothyra</i> aff. <i>bowmani</i> PHILLIPS, 1846
	<i>Endothyra</i> cf. <i>parva</i> MÖLLER, 1879
	<i>Stacheia polytrematoides</i> BRADY, 1876
	<i>Textularia textulariformis</i> MÖLLER sp.
	<i>Bigenerina elegans</i> MÖLLER sp.
Gastropoda	<i>Murchisonia biarmata</i> KUTORGA, 1846

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
Rostroconchia	<i>Conocardium</i> n. sp.
Trilobita	<i>Phillipsia scitula</i> MEEK & WORTHEN, 1865
Kodsi (1967: Tab. 5, Taf. 1–3)	
Bryozoa	<i>Fenestella (Fenestella) archimediformis</i> ELIAS & CONDRA, 1957
	<i>Fenestella (Fenestella) basleoensis</i> BASSLER, 1929
	<i>Fenestella (Fenestella) extensa</i> KODSI, 1967
	<i>Fenestella (Fenestella) filistriata</i> ULRICH, 1890
	<i>Fenestella (Fenestella) girtyi</i> (ELIAS, 1937)
	<i>Fenestella (Fenestella) gratiosa</i> MOORE, 1929
	<i>Fenestella (Fenestella) minor</i> NIKIFOROVA, 1933
	<i>Fenestella (Fenestella) modesta</i> ULRICH, 1890
	<i>Fenestella (Fenestella) parviuscula</i> BASSLER, 1929
	<i>Fenestella (Fenestella) praemagna</i> SHULGA-NESTERENKO, 1951
	<i>Fenestella (Fenestella) compactilis</i> CONDRA, 1902?
	<i>Fenestella (Fenestella) obliqua</i> KODSI, 1967
	<i>Fenestella (Fenestella) plummerae</i> MOORE, 1929
	<i>Fenestella (Fenestella) praevirgosa</i> SHULGA-NESTERENKO, 1951
KAHLER & KAHLER (1982)	
Foraminifera	<i>Pseudofusulina (Pseudofusulina) multiseptata</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Pseudofusulina (Daixina) alpina antiqua</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Pseudofusulina (Daixina) alpina communis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Pseudofusulina (Daixina) alpina fragilis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Pseudofusulinoides regularis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
FOHRER (1991: 14–34, Taf. 1–25)	
Chlorophyta	<i>Eugonophyllum</i> sp.
Rhodophyta	<i>Anthracoporella spectabilis</i> PIA, 1920
?	<i>Archaeolithophyllum</i> sp. 1
	<i>Archaeolithophyllum</i> sp. 2
	<i>Ungdarella</i> sp.
	<i>Eflugelia johnsoni</i> (FLÜGEL, 1966)
Cyanophyta	<i>Tubiphytes obscurus</i> MASLOV, 1956
?	<i>Asphaltina cordillerensis</i> MAMET in PETRY & MAMET, 1972
Foraminifera	<i>Biseriella</i> sp.
	<i>Bradyina</i> sp.
	<i>Calcitormella</i> sp.
	<i>Climacammina</i> sp. 1
	<i>Climacammina</i> sp. 2
	<i>Deckerella</i> sp.
	<i>Endothyra</i> sp.
Bivalva	<i>Eolasiodiscus</i> sp.
Trilobita	<i>Eonodosaria</i> sp.
Bryozoa	<i>Eotuberitina</i> sp.
Brachiopoda	<i>Palaeospiroplectammina</i> sp.
Echinodermata (Crinoida, Echinida)	<i>Palaeotextularia</i> sp.
Gastropoden	<i>Polytaxis</i> sp.
Kalkschwämme	<i>Tetrataxis</i> sp.
Ostracoda	<i>Tribolbina</i> sp.
	<i>Kirkbyella (Kirkbyella)</i> sp. 1
	<i>Kirkbyella (Kirkbyella)</i> sp. 2
	<i>Kirkbyella (Berdanella)</i> sp.
	<i>Solleikope parva</i> FOHRER, 1991
	<i>Hollinella (Hollinella) ulrichi</i> (KNIGHT, 1928)
	<i>Gortanella regina</i> RUGGIERI, 1966
	<i>Aurikirkbya hispanica</i> BECKER et al., 1977
	<i>Aurikirkbya</i> sp. 1

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
	<i>Aurikirkbya</i> sp. 2
	<i>Coronakirkbya</i> cf. <i>krejciografi</i> BECKER, 1978
	<i>Coronakirkbya</i> sp.
	<i>Knightina</i> aff. <i>bassleri</i> KELLETT, 1933
	<i>Knightina</i> sp.
	<i>Amphissites</i> (<i>Amphissites</i>) <i>centronotus</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Amphissites</i> (<i>Amphikegelites</i>) sp.
	<i>Shleesha</i> cf. <i>pinguis</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Polytylites</i> sp.
	<i>Kellettina carnica</i> RUGGIERI & SIVETER, 1975
	<i>Semipetatus unicornis</i> FOHRER, 1991
	<i>Roundyella simplicissima</i> (KNIGHT, 1928)
	<i>Hypotetragona</i> sp.
	<i>Beyrichiopsis</i> sp.
	<i>Coelonella</i> sp.
	<i>Bairdia</i> sp. 1–16
	<i>Acratia</i> sp.
	<i>Bairdiocypris</i> cf. <i>nebraskensis</i> (UPSON, 1933)
	<i>Bairdiocypris</i> sp.
	Genus et sp. indet.
	<i>Acanthoscapha</i> sp.
	<i>Bairdiocypris</i> sp.
	<i>Microcheilinella</i> sp. 1–4
	<i>Monoceratina</i> sp. 1–2
	<i>Tricornina</i> sp.
	<i>Cavellina</i> sp.
	<i>Discoidella</i> sp.
	<i>Polycopa?</i> sp.
	<i>Paraparchites</i> sp.
	<i>Shivaella</i> sp.
	<i>Roundyella simplicissima</i> (KNIGHT, 1928)
FOHRER (1997: 107–125, Taf. 1–21)	
Ostracoda	<i>Tribolbina</i> sp.
	<i>Coryellina</i> aff. <i>ventricornis</i> (JONES & KIRKBY, 1886)
	<i>Kirkbyella</i> (<i>Kirkbyella</i>) aff. <i>quasiverticalis</i> LUNDIN, 1965
	<i>Kirkbyella</i> (<i>Berdanella</i>) sp.
	<i>Solleikope parva</i> FOHRER, 1991
	<i>Gortanella regina</i> RUGGIERI, 1966
	<i>Hollinella</i> (<i>Hollinella</i>) <i>ulrichi</i> (KNIGHT, 1928)
	<i>Aurikirkbya hispanica</i> BECKER et al. 1977
	<i>Aurikirkbya</i> cf. <i>beckeri</i> (KOZUR, 1990)
	<i>Aurikirkbya</i> sp.
	<i>Coronakirkbya</i> cf. <i>krejciografi</i> BECKER, 1978
	<i>Coronakirkbya</i> sp. 1
	<i>Knightina</i> aff. <i>bassleri</i> KELLETT, 1933
	<i>Knightina</i> sp.
	<i>Amphissites</i> (<i>Amphissites</i>) <i>centronotus</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Kegelites</i> sp.
	<i>Shleesha</i> cf. <i>pinguis</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Polytylites</i> sp.
	<i>Kellettina carnica</i> RUGGIERI & SIVETER, 1975
	<i>Semipetatus unicornis</i> FOHRER, 1991
	<i>Hypotetragona</i> sp.
	<i>Beyrichiopsis vereckeiae</i> (KOZUR, 1990)
	<i>Coelonella</i> aff. <i>scapha</i> (STEWART, 1930)
	<i>Bairdiocypris</i> sp.
	<i>Microcheilinella</i> sp. 1

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
	<i>Microcheilinella?</i> sp. 2
	<i>Monoceratina</i> sp. 2
	<i>Pseudomonoceratina</i> sp.
	<i>Tricomina</i> sp.
	<i>Cavellina</i> sp.
	<i>Discoidella</i> sp.
	<i>Polycopa?</i> sp.
	<i>Paraparchites</i> sp.
	<i>Shivaella</i> sp.
	<i>Roundyella simplicissima</i> (KNIGHT, 1928)
SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER (2001: 974–976, 978–979, 983)	
Ostracoda	<i>Coronakirkbya pramolla</i> SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001
	<i>Coronakirkbya carina</i> SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001
	<i>Aurikirkbya carinthica</i> SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001
VACHARD & KRAINER (2001a)	
Foraminifera	<i>Hemidiscus carnicus</i> SCHELLWIEN, 1898 emend. VACHARD & KRAINER, 2001
LEPPIG et al. (2005: 543)	
Foraminifera	<i>Daixina communis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Dutkevitchia multiseptata</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	„ <i>Triticites</i> “ cf. <i>immutabilis</i> (SHCHERBOVICH, 1969)
	„ <i>Triticites</i> “ sp.
FORKE et al. (2006: Abb. 34–39)	
Kalkalgen	<i>Anthracoporella spectabilis</i> PIA, 1920
	<i>Epimastopora</i> sp.
	<i>Eugonophyllum</i> sp.
Foraminifera	<i>Biseriella</i> sp.
	<i>Cribrogenerina</i> sp.
	<i>Endothyra</i> sp.
	<i>Palaeotextularia</i> sp.
	<i>Daixina communis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	<i>Dutkevitchia multiseptata</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	„ <i>Triticites</i> “ cf. <i>immutabilis</i> (SHCHERBOVICH, 1969)
	<i>Triticites</i> sp. A
Ostracoda	<i>Acanthoscapha</i> sp.
	<i>Acratia</i> sp.
	<i>Amphissites</i> (<i>Amphissites</i>) <i>centronotus</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Aurikirkbya carinthica</i> SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001
	<i>Aurikirkbya hispanica</i> BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977
	<i>Bairdia</i> sp.
	<i>Coronakirkbya pramolla</i> SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001
	<i>Hollinella</i> (<i>Hollinella</i>) <i>urlichi</i> (KNIGHT, 1928)
	<i>Kelletina carnica</i> RUGGIERI & SIVETER, 1975
	<i>Knightina</i> aff. <i>bassleri</i> KELLETT, 1933
	<i>Monoceratina</i> sp.
	<i>Roundyella simplicissima</i> (KNIGHT, 1928)
	<i>Semipetatus unicornis</i> FOHRER, 1991
	<i>Shleesha</i> cf. <i>pinguis</i> (ULRICH & BASSLER, 1906)
	<i>Tricomina</i> sp.
FORKE (2007: 262–263, Fig. 5)	
Foraminifera	<i>Daixina communis</i> (SCHELLWIEN, 1898)
	„ <i>Triticites</i> “ cf. <i>immutabilis</i> (SHCHERBOVICH, 1969)
	„ <i>Triticites</i> “ sp. A

Faunenlisten Schicht (Bank) s	
KIDO et al. (2012: Abb. 6–8)	
Foraminifera	<i>Bradyina</i> sp.
	<i>Calcitornella</i> sp.
	<i>Climacammina</i> sp.
	<i>Cribrogenerina</i> sp.
	<i>Deckerella</i> sp.
	<i>Palaeotextularia</i> sp.
	<i>Tetrataxis</i> sp.
Ostracoda	<i>Aurikirkbya</i> sp.
	<i>Bairdia</i> sp.
	<i>Coronakirkbya</i> sp.
	<i>Gortanella</i> sp.
	<i>Kellettina</i> sp.
	<i>Roundyella</i> sp.
	<i>Shleesha</i> sp.
Bryozoa	„bryozoans“
Porifera	„sponge spiculae“
NOVAK et al. (2019: 285, 286)	
Foraminifera	<i>Daixina communis</i> (SCHELLWIEN, 1992)
	<i>Dutkevitchia multiseptata</i> (SCHELLWIEN, 1992)
Kalkalgen	
Ostracoda	
Bryozoa	
Brachiopoda	

Tab. 1.
Zeitliche Anordnung der Bearbeiter und die aus der Schicht s genannten, beschriebenen oder/und abgebildeten Taxa. Fettdruck der höheren Kategorie = Beschreibung oder/und Abbildung des/der genannten Taxon/Taxa liegt/liegen vor. Normaldruck = nur Nennung der Taxa.

Fazit

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Schicht s stratigrafisch in den oberen Teil des Garnitzen-Members (Obere kalkarme Schichtgruppe), das heißt in das hohe Gzhelium E (höheres Pennsylvanium, hohes Oberkarbon) einzustufen ist. Auf Grund des besonders schonenden diagenetischen Umwandlungsprozesses der Schalen in kryptokristallinen Quarz (vgl. FOHRER, 1991, LEPPIG et al. 2005) ist die Erhaltung der vorliegenden Flora und Fauna in der Regel sehr gut. Petrologisch, sedimentologisch und mikrofaziell ist sie sehr gut und ausführlich bearbeitet (FOHRER, 1991). Von der Fauna selber sind allerdings bisher nur die *Foraminiferen* (SCHELLWIEN, 1898; PASINI, 1963; KAHLER, 1986; LEPPIG et al., 2005; FORKE, 2007), *Bryozoen* (JOHNSEN, 1906; KODSI, 1967) und *Ostracoden* (FOHRER, 1991, 1997; SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001) gut bearbeitet und dokumentiert. Sicher nachgewiesen sind Gastropoden (FOHRER, 1991: Taf. 24, Figs. 6–8; SCHÖNLAUB, 2005: Abb. 149; SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: Abb. 20), Brachiopoden (FOHRER, 1991: Taf. 25, Fig. 5; SCHÖNLAUB, 2005: Abb. 149), Trilobiten, Kalkschwämme (FOHRER, 1991: Taf. 25, Figs. 7, 8) und Kieselschwämme (KIDO et al., 2012: Abb. 6–8). Eine historisch angeordnete Übersicht der Autoren und der von ihnen genannten oder/und beschriebenen und dokumentierten Taxa ist in Tabelle 1 aufgelistet.

Neue Fossiltaxa

Vorgelegt werden hier neue Fossilgruppen, welche kurz besprochen und abgebildet werden. Es handelt sich dabei zum Teil auch um Formen, die zwar in der Literatur (schon) genannt, aber bisher nirgends beschrieben oder/und abgebildet wurden (vgl. Diskussion bei SCHRAUT, 2018: 553–555). Sie sollen in späteren Veröffentlichungen genauer und taxonomisch ausführlicher beschrieben und abgebildet werden.

Anthozoa (Cnidaria): Das auf Tafel 1, Figures 1a–b abgebildete, wenn auch schlecht erhaltene Einzelexemplar gehört auf Grund der vorhandenen Septen eindeutig zu den (rugosen) Korallen und wird als *Rugosa* fam., gen. et sp. indet. aufgefasst. Korallen werden aus den Auernig-Schichten (= Auernig-Formation s.str., Anmerkung des Autors) bzw. der Oberen kalkarmen Schichtgruppe in größerer Artenzahl genannt, hierunter auch Arten aus der Gattung *Carinthiaphyllum* HERITSCH, 1936). Hinweise auf das Vorhandensein von rugosen Korallen für die Schicht s fehlen hingegen (vgl. hierzu HERITSCH, 1936b: 156–157).

Lophophorata (?): Es liegen 39 Exemplare von kleinen, nur mm-großen, schlanken, leicht unregelmäßig gebogenen, möglicherweise ± spitzkonischen Gehäusen mit einer relativ gleichmäßigen und deutlichen Ringelung sowie mit sehr eng stehenden, feinen Längsleisten vor. Die Schale ist im Querschnitt recht dick, daher ist sie auch widerstandsfähig gegenüber der Säurepräparation. Sie erinnern sehr an Formen, die FISHER (1962: Fig. 79) zu *Cornulites*

SCHLOTHEIM, 1820 stellt. Diese werden nach VINN & MUTVEI (2009), zusammen mit den Tentaculiten (Chonioconarida FARSAN, 1994), Dacryoconariden (Dacryoconarida FISHER, 1962) und Microconchiden (Microconchida WEEDON, 1991), auf Grund übereinstimmender Merkmale als möglicherweise monophyletische Gruppe aufgefasst und als „paläozoische problematische Röhrenwürmer“ zu den Lophophorata, das heißt in die Nähe von Bryozoen und Brachiopoden gestellt (vgl. VINN & MUTVEI, 2009: 286, 289). Daher wird auch die vorliegende Form als ein Vertreter dieser Gruppe angesehen und unter offener Nomenklatur zu *Cornulites* sp. gestellt (vgl. auch SCHRAUT, 2018: 556, siehe Taf. 1, Figs. 2a–b).

Polyplacophora (Mollusca): Es liegen mir insgesamt neun Einzelplatten vor, welche sicher dieser Gruppe zuzuordnen sind. Käferschnecken sind im europäischen Karbon weit verbreitet, treten aber immer nur als seltene bis sehr seltene, schwierig zu erkennende und somit leicht zu übersehende Faunenkomponente auf (vgl. BRAUCKMANN & BRAUCKMANN, 1992: 301, BRAUCKMANN et al., 1997: 62; 2006: 198, 200). Vom benachbarten Fundpunkt Krone sind sie seit langem bekannt (vgl. SCHELLWIEN, 1892: 10, hier *Helminthochiton* sp. aus der Bank 21 = Conocardienschicht), nicht aber aus der Schicht s. *Helminthochiton* SALTER in MCCOY, 1846, ist eine im amerikanischen und europäischen Karbon weit verbreitetes (vgl. SMITH, 1960: 152), wenn auch sicher revisionsbedürftiges Taxon. Größere Übereinstimmungen bezüglich der relativ schlanken und kurzen Form in Aufsicht sowie in der Art der Hinteransicht gibt es mit *Lepidopleurus* RISSO, 1826, dem das vorliegende Exemplar vorerst unter offener Nomenklatur zugeordnet wird (vgl. SMITH, 1960: 152 und Fig. 36/5c, in dieser Arbeit auf Tafel 1, Figures 3a–b).

Bivalvia (Mollusca): Muscheln werden von FOHRER (1991: 43) aus der Schicht s genannt, aber weder beschrieben, abgebildet noch einer Gattung oder/und Art zugeordnet. Dem Autor liegen mehr als 15 Exemplare aus wenigstens drei bis vier verschiedenen Arten vor, bei welcher die hier abgebildete *Leptodesma* cf. *squamosa* (PHILLIPS, 1836) besonders charakteristisch ist und zumindest eine cf.-Bestimmung erlaubt (vgl. AMLER, 1987: Taf. 4, Fig. 10, in dieser Arbeit auf Taf. 2, Fig. 1). Bei den vorliegenden Muscheln handelt es sich meist um Einzelklappen sehr kleiner, das heißt juveniler Formen, die auf Grund ihrer sehr dünnen Schale auch nur entsprechend selten das Säurebad überstehen (vgl. auch FOHRER, 1991: 43).

Rostroconchia (Mollusca): Rostroconchia (hier *Conocardium* sp.) werden schon sehr früh und immer wieder aus der Schicht s genannt (vgl. SCHELLWIEN, 1892: 14; FRECH, 1894: 322; GEYER, 1896: 163; HERITSCH, 1933: 172; 1943: 528), aber weder beschrieben noch abgebildet. Sie konnten nur in Form von wenigen (9 Exemplaren), meist als sehr kleine Schalenbruchstücke im Säurerückstand nachgewiesen werden, wobei eine Zuordnung auf Grund ihrer Form (des einzig ± vollständig erhaltenen, hier abgebildeten Exemplars) und der sehr charakteristischen Oberflächenstruktur und -skulptur der übrigen Bruchstücke (vgl. ROGALLA & AMLER, 2006: Abb. 8, 9) sicher möglich ist. Sie werden unter offener Nomenklatur als *Conocardium* sp. bezeichnet (vgl. Taf. 2, Fig. 2).

Scaphopoda (Mollusca): Mir liegt ein Bruchstück einer relativ großen und ± geraden, dünnschaligen Röhre mit deutlich entwickelten, parallel angeordneten Carinae vor,

welche sehr wahrscheinlich dieser Tiergruppe zuzuordnen ist (über die Möglichkeit der Verwechslung mit gerade gestreckten Serpuliden, festsitzenden Gastropoden und anderen Röhren bauenden Organismen siehe bei EMERSON, 1962: 480, bei SCHRAUT, 1996: 234 über weitere Schwierigkeiten bezüglich dieser Gruppe!). Das Exemplar besitzt, soweit erkennbar, Übereinstimmungen sowohl in der Größe, als auch Morphologie (Abstände und Ausprägung der Carinae) mit *Prodentalium* cf. *sublaeve* (HALL, 1877) aus dem basalen Unterperm von New Mexico (USA) und wird ihr vorläufig unter offener Nomenklatur zugeordnet (vgl. KUES, 1991: Fig. 3/10; 2004: Fig. 13/1–4, besonders mit Fig. 13/3–4, vgl. in dieser Arbeit Taf. 2, Figs. 3a–b).

Crinoidea (Echinodermata): FOHRER (1991) weist an Hand von Dünnschliffen auf das Vorhandensein von Crinoiden hin (FOHRER, 1991: 43 „Crinoidenstielglieder“, Taf. 26, Fig. 3 „Echinodermenbruchstück“). Auf Grund mangelnder Verkieselung treten sie nicht in Säurerückständen auf (vgl. FOHRER, 1991: 43 „... grundsätzlich nie verkieselt“ und Tab. 2). Mir liegen ca. 40 vollkörperlich erhaltene Stielreste bzw. Stielglieder sowohl als Lesesteinfunde als auch im Säurerückstand vor, die sich allerdings meist auf Grund der starken Rekristallisation weder artlich, noch gattungsmäßig zuordnen lassen. Die auf Tafel 2, Figures 4a–b dargestellte Form lässt sich auf Grund ihrer sehr kurzen, glattrandigen Stielglieder in die Nähe von *Cyclocaudex typicus* MOORE & JEFFORDS, 1968 stellen (vgl. MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 17, Figs. 1–5; SCHRAUT, 2020: Taf. 2, Figs. 4a–b). Da die Articulationsfacette vollständig umkristallisiert und demnach nicht mehr taxonomisch verwertbar ist, kann das Exemplar nur unter offener Nomenklatur als *Cyclocaudex* sp. bezeichnet werden (vgl. Taf. 2, Figs. 4a–b).

Echinoidea (Echinodermata): Was für die Crinoiden gilt, gilt in gleicher Weise für die Echiniden (FOHRER, 1991: 43 „Echinidenstacheln“), wobei von ihr keine Nachweise in Form von Dünnschliffabbildungen vorliegen. Reste von Seeigeln sind bei mir in den Säurerückständen mit 15 Exemplaren nicht häufig und schlecht erhalten. Sie werden von einem anderen Fundpunkt am Auernig (vgl. SCHELLWIEN, 1892: 13, *Archaeocidaris* sp. aus der Bank n = Conocardienschicht) sowie von der Krone (vgl. SCHELLWIEN, 1892: 10, *Archaeocidaris* sp. aus der Bank 21 = Conocardienschicht) und dem Monte Pizzul (vgl. GORTANI, 1905: 586, *Archaeocidaris pizzulana* GORTANI, 1905) genannt, wobei die Exemplare vom Auernig und der Krone von TORNQUIST (1897) als *Archaeocidaris rossica schellwieni* TORNQUIST, 1897 bezeichnet werden (vgl. TORNQUIST, 1897: 60). In ihre Nähe werden die vorliegenden Exemplare gestellt und vorläufig unter offener Nomenklatur *Archaeocidaris* cf. *rossica* (VON BUCH, 1842) genannt (vgl. Taf. 2, Figs. 5a–b).

Die bisher vorliegenden und hier vorgelegten paläontologischen Daten zeigen das große Potenzial der Schicht s auf, besonders hinsichtlich der Brachiopoden, Gastropoden und Bivalven. Weitere Probenentnahmen und Untersuchungen über die Schicht s sind geplant.

Dank

CHRISTOPH JANDA und seinem Team möchte ich ganz herzlich für die Mühen bei der redaktionellen Bearbeitung der Publikation danken. Weiterhin gilt mein besonderer Dank CARSTEN BRAUCKMANN (Clausthal-Zellerfeld), HANS-GEORG HERBIG (Köln) und MICHAEL R.W. AMLER (Köln), welche die vorliegende Arbeit kritisch durchgesehen haben. MICHAEL AMLER und HANS-GEORG HERBIG möchte ich weiterhin für die Möglichkeit, die vorliegenden Fotografien an ihrem Institut erstellen zu können sowie für Literatur, Literatur- und Faunenhinweise herzlich danken. Ganz besonders

bin ich meinen lieben Kollegen HOLGER FORKE (Berlin) und HANS PETER SCHÖNLAUB (Kötschach-Mauthen) für die sehr gründliche und kritische Durchsicht des Manuskriptes, für Hinweise zur Geografie, Stratigrafie und Fauna zu Dank verpflichtet. Dem Paul-Schneider-Gymnasium in Meisenheim am Glan (Rheinland-Pfalz) sei für die Bereitstellung eines Computerarbeitsplatzes gleichfalls herzlich gedankt. Zum Schluss, wie immer, noch ein großer Dank an meine Frau, der Fachärztin für Allgemeinmedizin, KUNIGUNDE SCHRAUT sowie an meine Tochter, FRANZISKA SCHRAUT, für die Zeit und Geduld beim Aufsammeln der Proben im Gelände.

Literatur

AMLER, M.R.W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geologische Abhandlungen Hessen, **88**, 1–339, Wiesbaden.

BASSLER, R.S. (1929): Permian Bryozoa of Timor. – Paläontologie von Timor nebst kleineren Beiträgen zur Paläontologie einiger anderer Inseln des ostindischen Archipels; Ergebnisse der Expeditionen G.A.F. Molengraaff, J. Wanner und F. Weber; Lieferung **XVI**, 37–90, Stuttgart.

BECKER, G. (1978): Flachwasser-Ostracoden aus dem hohen Westfal Asturiens (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien). 1. Palaeocopida. – Senckenbergiana lethaea, **59**, 37–69, Frankfurt am Main.

BECKER, G. & FOHRER, B. (1990): Schließmuskel-Feld eines kirkbyiden Ostracoden aus dem hohen Oberkarbon. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **6**, 329–335, Stuttgart.

BECKER, G., BLESS, M.J.M. & SÁNCHEZ DE POSADA, L.C. (1977): Ostracoden. – In: REQUADT, H., BECKER, G., BLESS, M.J.M., EICHKOFF, G. & SÁNCHEZ DE POSADA, L.C. (Hrsg.): Mikrofaunen aus dem Westfal der spanischen Westpyrenäen (Ostracoda, Conodonta, Foraminifera). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **155/1**, 65–107, Stuttgart.

BRADY, H.B. (1876): A Monograph of Carboniferous and Permian Foraminifera. – Palaeontographical Society, 161 S., London.

BRAUCKMANN, C. & BRAUCKMANN, B. (1992): Polyplacophoren und Hyolithen aus dem Unter-Karbon in Wuppertal. – In: THOMAS, E. (Hrsg.): Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge), 300–306, Köln (Verlag Sven von Loga).

BRAUCKMANN, C., BRAUCKMANN, B. & GRÖNING, E. (1997): Über einige seltene Fossilien aus dem höheren Unterkarbon in Deutschland. – Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **25/3**, 61–70, Hannover.

BRAUCKMANN, C., BRAUCKMANN, B. & GRÖNING, E. (2006): 5. Faunen des deutschen Unterkarbons. 5.10. Seltene Fossilien. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schriftenreihe der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **41**, 198–201, Hannover.

BUCH, L. VON (1842): Beiträge zur Bestimmung der Gebirgsformationen in Russland. – Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde, **15/1**, 128 S., Berlin.

CERETTI, E. (1963): Briozoi carboniferi della Carnia. – Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, **30**, 254–360, Bologna.

CERETTI, E. (1964): Su alcini Briozoi criptostoi delle Alpi Carniche. – Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, **32**, 175–199, Bologna.

CERETTI, E. (1967): Su alcini Briozoi criptostoi delle Alpi Carniche. II parte: gen. *Sulcoretopora*. – Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, **34**, 285–306, Bologna.

CHEN, S. (1934): Fusulinidae of South China I. – Palaeontologia Sinica, Series B, **4/2**, 1–185, Calcutta & London.

CONDRA, G.E. (1902): New Bryozoa from the Coal Measures of Nebraska. – The American Geologist, **30**, 337–358, Minneapolis.

DAVYDOV, V.L. (2001): The terminal stage of the Carboniferous: Orenburgian versus Bursumian. – Newsletter on Carboniferous Stratigraphy (SCCS), **19**, 58–64, o.A. <http://carboniferous.stratigraphy.org/files/20151103133440948.pdf>

ELIAS, M.K. (1937): Stratigraphic significance of some late Paleozoic fenestrate Bryozoans. – Journal of Paleontology, **11**, 306–336, Tulsa, Oklahoma.

ELIAS, M.K. & CONDRA, G.E. (1957): *Fenestella* from the Permian of West Texas. – Memoires of the Geological Society of America, **70**, 1–158, Baltimore.

EMERSON, W.K. (1962): A Classification of the Scaphopod Mollusks. – Journal of Paleontology, **36/3**, 461–482, Tulsa, Oklahoma.

ERNST, A. (2003): Upper Palaeozoic bryozoans from the Carnic Alps (Austria). – Freiburger Forschungshefte C, **499**, 55–77, Freiberg.

ERNST, A. (2005): Upper Palaeozoic Bryozoa of the Carnic Alps (a review). – In: WÖSS, E.R. (Hrsg.): Moostiere (Bryozoa), 69–74, Denisia, Biologiezentrum der Oberösterreichischen Landesmuseen, Linz.

ERNST, A. & WINKLER PRINS, C.F. (2008): Pennsylvanian bryozoans from the Cantabrian Mountains (northwestern Spain). – Scripta Geologica, **137**, 1–123, Leiden.

FARSAN, N.M. (1994): Tentaculiten: Ontogenese, Systematik, Phylogenie, Biostratonomie und Morphologie. – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **547**, 1–128, Frankfurt am Main.

FELSER, K.O. & KAHLER, F. (1963): Die Geologie der Rattendorfer Alm (Karnische Alpen). – Carinthia II, **73** (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten), **153**, 72–90, Klagenfurt.

FISCHER DE WALDHEIM, G. (1830): Oryctographie du gouvernement de Moscou. – Imprimerie d'Auguste Semen [1830–1837], 202 S., Moskva.

- FISHER, D.W. (1962): Small conoidal shells of uncertain affinities. – In: MOORE R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W Miscellaneous, 98–143, Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **25**, 1–76, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E., FOHRER, B., FORKE, H., KRÄINER, K. & SAMANKASSOU, E. (1997): Excursion B 1 Cyclic sediments and algal mounds in the Upper Paleozoic of the Carnic Alps. – Gaea heidelbergensis, **4**, 79–100, Heidelberg.
- FLÜGEL, H.W. (1963): Das Paläozoikum in Österreich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **56/2**, 401–443, Wien.
- FOHRER, B. (1989): Verkieselte Flachwasserstracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region, Kärnten, Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Erlangen, Teil 1, 1–171, Erlangen.
- FOHRER, B. (1991): Verkieselte Flachwasserstracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **46**, 1–107, Wien.
- FOHRER, B. (1997): Ostracoden aus dem Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen (Österreich): Systematik, Biostratigraphie und Paläökologie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/2**, 99–191, Wien.
- FOHRER, B. & SAMANKASSOU, E. (2005): Paleocological control of ostracode distribution in a Pennsylvanian Auernig cyclotheme of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **225/1–4**, 317–330, Amsterdam.
- FORKE, H.C. (2007): Taxonomy, systematics, and stratigraphic significance of fusulinoidean holotypes from Upper Carboniferous sediments (Auernig Group) of the Carnic Alps (Austria, Italy). – In: WONG, T.E. (Hrsg.): Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Utrecht, 10–16 August 2003 Royal Dutch Academy of Arts and Sciences (Amsterdam), 259–268, Utrecht.
- FORKE, H.C. (2019): Late Paleozoic biostratigraphy and palaeogeography of the Carnic Alps/Karawanken Mts. State of the art and outlook. – Geological Research in the Carnic Alps: from Past to Future Workshop – Museo Friulano di Storia Naturale Udine 23–24 settembre 2019 Abstract book, 21–28, Udine.
- FORKE, H.C. & SAMANKASSOU, E. (2000): Biostratigraphical Correlation of Late Carboniferous (Kasimovian) Sections in the Carnic Alps (Austria/Italy): Integrated Paleontological Data, Facies, and Discussion. – Facies, **42**, 177–210, Erlangen.
- FORKE, H.C., SCHÖNLAUB, H.P. & SAMANKASSOU, E. (2006): Late Paleozoic of the Carnic Alps (Austria / Italy). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **70**, 1–57, Wien.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Max Niemeyer).
- FRECH, F. (1899): Lethaea geognostica, Teil 1: Lethaea palaeozoica, Band 2, Lieferung 2: Die Steinkohlenformation, 257–452, Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, G. (1896): Ueber die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **46**, 127–233, Wien.
- GORTANI, M. (1905): II. Fossili Animalia. – In: VINASSA DE REGNY & GORTANI, M.: Fossili neocarboniferi del Monte Pizzul e del Piano di Lanza. – Bollettino della Società Geologica Italiana, **24**, 521–605, Roma.
- HALL, J. (1877): *Entalis sublaeve* n. sp. – In: HALL, J. & WHITFIELD, R.P. (Hrsg.): Report of the geological exploration of the fortieth parallel, made by order of the secretary of war according to acts of congress of march 2, 1867, and march 3, 1869 under the direction of brig. and bvg. Major general A.A. HUMPHREYS, chief of engineers by Clarence KING, U.S. geologist. – Paleontology, **IV/2** – Professional Papers of the engineer Department, U.S. Army, **18**, 198–302, Washington, D.C.
- HERITSCH, F. (1927): Materialien zur Kenntnis des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I: Biologie, Mineralogie, Erdkunde, **136**, 295–332, Wien.
- HERITSCH, F. (1933): Brachiopodenfaunen aus den Nassfeldschichten der Karnischen Alpen. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, **70**, 189–191, Wien.
- HERITSCH, F. (1936a): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geologisches Institut der Universität Graz, Graz.
- HERITSCH, F. (1936b): Korallen der Moskauer-, Gshel- und Schwagerinen-Stufe der Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abteilung A, **83**, 99–162, Stuttgart.
- HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: HERITSCH, F. & KÜHN, O. (Hrsg.): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Band 1, 1–681, Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1934): I. Die Schichtenfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (Hrsg.): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **26**, 163–180, Wien.
- JOHNSON, A. (1906): Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **2**, 135–160, Stuttgart.
- JONES, T.R. & KIRKBY, J.W. (1886): Notes on the Palaeozoic Bivalved Entomostraca – 22: On some undescribed species of British Carboniferous Ostracoda. – Annals and Magazine of Natural History, Series 5, **18/106**, 249–269, London.
- KAHLER, F. (1930): Eine neue Leitschicht im Oberkarbon der Karnischen Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1930**, 137–140, Wien.
- KAHLER, F. (1932): II. Das Karbon der Rattendorfer Alm und des Naßfeldgebietes. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **69**, 240–241, Wien.
- KAHLER, F. (1934): Über das Vorkommen der Fusuliniden im Karbon und Perm der Karnischen Alpen. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **71**, 233–235, Wien.
- KAHLER, F. (1942): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Lebensraum und Lebensweise der Fusuliniden. – Palaeontographica, Abteilung A, **94**, 1–29, Stuttgart.
- KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden im Euroasiatischen Kontinent. – Geologie, **4**, 179–188, Berlin.
- KAHLER, F. (1963): E. Exkursion zum Karbon und Perm des Naßfeld-Gebietes (Karnische Alpen, Kärnten). – Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium, Geologische Bundesanstalt, 83–92, Wien.
- KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft, **41**, 1–107, Klagenfurt.

- KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – *Carinthia II*, Sonderheft, **42**, 1–93, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1986): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **96**, 1–17, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1992): Beziehungen der Karnischen Alpen zur Paläotethys. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **84**, 309–326, Wien.
- KAHLER, F. & HERITSCH, F. (1932): III. Die stratigraphische Gliederung der Naßfeldschichten. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften*, **69**, 242–243, Wien.
- KAHLER, F. & KAHLER, G. (1937): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen. – *Compte rendu du deuxième Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère*, Heerlen 1935, 1937, 445–487, Maastricht.
- KAHLER, F. & KAHLER, G. (1982): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, Abteilung A, **177**, 89–128, Stuttgart.
- KELLETT, B. (1933): Ostracodes of the Upper Pennsylvanian and the Lower Permian strata of Kansas. I. The Aparchitidae, Beyrichiidae, Glyptopleuridae, Kloedenellidae, Kirkbyidae and Youngiellidae. – *Journal of Paleontology*, **7**/1, 59–108, Menasha, Wisconsin.
- KIDO, E., SUTTNER, T.J., SIMONETTO, L., CORRIGA, M.G., CORRADINI, C., PONDRELLI, M. & MUSCIO, G. (2012): Carboniferous-Permian sequence of the Nassfeld area (Carnic Alps, Austria-Italy). – *Bericht des Instituts der Erdwissenschaften der K.-F.-Universität Graz*, IGCP 580, 4th Annual Meeting, Band **17**, 71–82, Graz.
- KING, W. (1850): A monograph on the Permian Fossils of England. – *Palaeontographical Society Monograph*, **3**, 1–258, London.
- KNIGHT, J.B. (1928): Some Pennsylvanian Ostracodes from the Henrietta Formation of Eastern Missouri. – *Journal of Paleontology*, **2**/3, 229–267, Bridgewater, Massachusetts.
- KODSI, M.G. (1967): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). 1. Teil: *Fenestella* LONSDALE 1889. – *Carinthia II*, **77**, 59–81, Klagenfurt.
- KODSI, M.G. & SIEHL, A. (1971): Numerische Klassifikation von *Fenestella*-Fragmenten aus der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971**/3, 609–623, Wien.
- KOZUR, H. (1990): Neue Ostracoden-Arten aus dem oberen Mittelkarbon (höheres Moskovian), Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (Ungarn). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, Sonderband, **2**, 1–145, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1990): The limestone facies of the Auernig Group (A₄₋₅ Fms.). – In: VENTURINI, C. (Hrsg.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 76–80, Udine.
- KRAINER, K. (1991): The limestone facies of the Auernig and Carnizza Formations (Auernig Group, Pontebba, Supergroup, Carnic Alps). – *Giornale di Geologia*, Serie 3a, **53**, 161–169, Bologna.
- KRAINER, K. (1995): *Anthracooporella* Mounds in the Late Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria). – *Facies*, **33**, 195–214, Erlangen.
- KRAINER, K. (2003): Einige Daten zur geologischen Erforschungsgeschichte Kärntens. Vortrag. – 4. Symposium zur Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich (22.–25. Oktober 2003). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **64**, 47–56, Wien.
- KRAINER, K. (2007): Late Paleozoic reef mounds of the Carnic Alps (Austria/Italy). – *Geobios*, **40**, 625–643, Lyon.
- KRAINER, K. & DAVYDOV, V.I. (1998): Facies and biostratigraphy of the Late Carboniferous/Early Permian sedimentary sequence in the Carnic Alps (Austria/Italy). – In: CRASQUIN-SOLEAU, S., IZART, A., VASLET, D. & DEWEYER, P. (Hrsg.): *Peri-Tethys: Stratigraphic Correlations*. – *Geodiversitas*, **20**/4, 643–662, Paris.
- KUES, B.S. (1991): Some pelecypods and scaphopods from the lower Wolfcampian (Basal Permian) Laborcita Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. – In: BARKER, J.M., KUES, B.S., AUSTIN, G. & LUCAS, S.G. (Hrsg.): *Geology of the Sierra Blanca, Sacramento, and Capitan Ranges, New Mexico*. – *New Mexico Geological Society 42th Annual Field Conference Guidebook*, 231–242, Albuquerque, New Mexico.
- KUES, B.S. (2004): Stratigraphy and Brachiopod and Molluscan Paleontology of the Red Tanks Formation (Maera Group) near the Pennsylvanian-Permian Boundary, Lucero Uplift, West-Central New Mexico. – In: LUCAS, S.G. & ZEIGLER, K.E. (Hrsg.): *Carboniferous-Permian Transition at Carrizo Arroyo, Central New Mexico*. – *New Mexico Museum of Natural History & Science, Bulletin*, **25**, 143–210, Albuquerque, New Mexico.
- KUTORGA, S.S. (1842): Beitrag zur Palaeontologie Russlands. – *Verhandlungen der russisch-kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg*, 1–34, St. Petersburg.
- LEPPIG, U., FORKE, H.C., MONTANARI, M. & FOHRER, B. (2005): A three- and two dimensional documentation of structural elements in schwagerinids (superfamily Fusulinoidea) exemplified by silicified material from the Upper Carboniferous of the Carnic Alps (Austria/Italy): a comparison with verbeekinoideans and alveolinids. – *Facies*, **51**, 541–553, Erlangen.
- LUNDIN, R.F. (1965): Ostracodes of the Henryhouse Formation (Silurian) in Oklahoma. – 104 S., The University of Oklahoma, Norman.
- MAMET, B. (1972): *Asphaltina cordillerensis*. – In: PETRYK, A.A. & MAMET, B. (Hrsg.): *Lower Carboniferous algal microflora, southwestern Alberta*. – *Canadian Journal of Earth Science*, **9**, 767–802, Ottawa.
- MASLOV, V.P. (1956): Fossil calcareous algae of the U.S.S.R. – *Trudy Institut Geologicheskii Nauk S.S.S.R.*, **160**, 1–301, Moscow. [auf Russisch, B.R.G.M. Übersetzung 3517]
- MASSARI, F., PESAVENTO, M. & VENTURINI, C. (1991): The Permian-Carboniferous cyclothems of the Pramollo Basin sequence (Carnic Alps). – *Giornale di Geologia*, Serie 3, Volume **53**/1, 171–185, Bologna.
- MCCOY, F. (1844): A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. – 274 S., London (Williams & Norgate).
- MEEK, F.B. & WORTHEN, A.H. (1865): Contributions to the Palaeontology of Illinois and other Western States. – *Proceedings of the Academy of Natural Sciences*, **17**/5, 245–273, Philadelphia.
- METZ, K. (1932): V. Detailaufnahme der Naßfeldschichten vom Schulterkofel nach West. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften*, **69**, 243–244, Wien.
- MÖLLER, V. v. (1879): Die Foraminiferen des russischen Kohlenkalks. – *Mémoires de l'Académie impériale des sciences de St.-Petersbourg*, **27**/7 (1880), n° 5., 1–131, St. Petersburg.
- MOORE, R.C. (1929): A bryozoan faunula from the upper Graham formation, Pennsylvanian, of north-central Texas. – *Journal of Paleontology*, **3**, 1–27, 121–156, Tulsa, Oklahoma.
- MOORE R.C. & JEFFORDS R.M. (1968): Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. – *University of Kansas Paleontological Contributions, Echinodermata Article*, **9**, 1–86, Lawrence, Kansas.

- NIKIFOROVA, A.I. (1933): Mittelkarbonische Bryozoen aus dem Donetz Becken [in russisch]. – Trudy Vsesouznogo Geologo-razvedocnogo ob'edinenia, **237**, 4–46, Moskva.
- NOVAK, M., FORKE, H.C. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): 19th International Congress on the Carboniferous and Permian Cologne 2019. Field Tripp C3: The Pennsylvanian-Permian of the Southern Alps (Carnic Alps/Karavanke Mts.), Austria/Italy/Slovenia – fauna, facies and stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic shallow marine platform along the northwestern Palaeotethys margin. – Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, **24**, 251–302, Köln.
- PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **69/3**, 337–382, Milano.
- PASINI, M. (1965): Fusulinidi. Una chiave analitica per la determinazione dei generi. – Palaeontographica Italica, 107 S., Pisa.
- PHILLIPS, J. (1836): Illustrations of the Geology of Yorkshire; or, a description of the strata and organic remains; accompanied by a geological map, sections, and diagrams, and figures of the fossils. II. The Mountain Limestone District. – 253 S., London (Printed for John Murray, Albermarle Street).
- PHILLIPS, J. (1846): On the remains of microscopic animals in the rocks of Yorkshire. – Proceedings of the Geological and Polytechnic Society of the West-Riding of Yorkshire, August 1845, 274–302, Yorkshire.
- PIA, J. (1920): Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. – Abhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, **9/2**, 259 S., Wien.
- RISSE, J.A. (1826): Histoire naturelle des principales productions de l'Europe meridionale et particulièrement de celles des environs de Nice et des Alpes Maritimes. – Libraire F.G. Levrault, **4**, 439 S., Paris.
- ROGALLA, N.S. & AMLER, M.R.W. (2006): Revision der Familie Pseudobigaleidae HOARE, MAPES & YANCEY, 2002 (Mollusca; Rostroconchia). – Paläontologische Zeitschrift, **80/2**, 167–208, Stuttgart.
- ROGERS, A.F. (1900): A new genus and species of Bryozoa from the Coal Measures of Kansas and Missouri. – The Kansas University Quarterly, **A9**, 1–12, Lawrence, Kansas.
- ROZOVSKAYA, S.E. (1949): Stratigraficheskoe raspredelenie fuzulinid v verkhnekamennougol'nykh i nizhnepersmskykh otlozheniyakh yuzhnogo urala. [New representatives of fusulinids from the Upper Carboniferous deposits of the Southern Urals.] – Doklady AN SSSR, **69/2**, 249–252, Moskva.
- RUGGIERI, G. (1966): Nuovo genere di Ostracode del Carbonifero superiore delle Alpi Carniche. – Rivista Italiana Paleontologia, **72**, 1–8, Milano.
- RUGGIERI, G. & SIVETER, D.J. (1975): On *Kellettina carnica* RUGGIERI and SIVETER sp. nov. – A Stereo-Atlas of Ostracod Shells, **2**, 215–222, Leicester.
- SALTER, J.W. (1846): Addendum containing descriptions of new species. – In: MCCOY, F. (Hrsg.): A Synopsis of the Silurian Fossils of Ireland, Collected from the Several Districts by Richard GRIF-FITH, F.G.S., 69–72, Dublin (University Press).
- SÁNCHEZ DE POSADA, L.C. & FOHRER, B. (2001): Kirkbyoid Ostracodes (Upper Carboniferous) from the Cantabrian Mountains (Spain) and Carnic Alps (Austria and Italy). – Journal of Paleontology, **75/5**, 972–984, Lawrence, Kansas.
- SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des karnischen Fusulinidenkalks. Teil I. Geologische Einführung und Brachiopoda. – Palaeontographica, **39**, 1–56, Stuttgart.
- SCHELLWIEN, E. (1898): Die Fauna des Karnischen Fusulinidenkalks. Teil II. Foraminifera. – Palaeontographica, **44**, 237–282, Stuttgart.
- SCHLOTHEIM, E.F. v. (1820): Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert. Teil 1. – 437 S., Gotha (Becker'sche Buchhandlung).
- SCHÖNLAUB, H.P. (o.D.): Important Fossil Localities of the Carnic Alps („Record of Life“). – 11 S. <http://docplayer.org/29035606-Important-fossil-localities-of-the-carnic-alps-record-of-life.html> (zuletzt abgerufen am 21.10.2021).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1988): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der karnischen Region. – Verwaltungsgemeinschaft der Gemeinden des politischen Bezirks Hermagor (Kärnten, Österreich), 169 S., Hermagor.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2005): Der wahre Held ist die Natur. – Geopark Karnische Alpen. – 259 S., Wien (Geologische Bundesanstalt & Gemeindeverband Karnische Region).
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014): Auernig-Gruppe/Auernig Group. – In: HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.P. & SUTTNER, T.J.: The Paleozoic era(them), 2nd Edition. – In: PILLER, W.E. (Hrsg.): The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (Sedimentary Successions), Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 82–84, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2019): The Carnic Alps. Unlimited. – GORTANIA – Geologia, Paleontologia, Paleontologia, **40** (2018), 1–32, Udine.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H.C. (2007): Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:25000. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 3–157, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H. (2021): Das Geologische Erbe der Karnischen Alpen – Forschungsergebnisse und Anekdoten zur Erdgeschichte. – 304 S., Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt am Wörthersee.
- SCHRAUT, G. (1996): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 1: Scaphopoda, Crustacea (Phyllocarida), Vertebrata. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139/2**, 233–245, Wien.
- SCHRAUT, G. (2018): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 4: Neue Fossilgruppen – mit einer Übersicht der bisher vorhandenen Großgruppen. – Carinthia II, **208/128**, 549–560, Klagenfurt.
- SCHRAUT, G. (2020): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 6: Crinoidea MILLER, 1821. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 177–205, Wien.
- SELLI, R. (1963): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Giornale di Geologia, Serie 2, **30**, 1–136, Bologna.
- SHCHERBOVICH, S.F. (1969): Fusulinids of the Late Gzhelian and Asselian time of the Precaspian Syncline. [in Russisch]. – Trudy Geologicheskogo Instituta Akademii Nauk SSSR, **176**, 1–81, Moskva.
- SHULGA-NESTERENKO, M.I. (1951): Kamennougolnye fenestellidy Russkoi Platformy [Karbonische Fenestellidae der russischen Plattform]. – Trudy Paleontologicheskogo Instituta. Akademija Nauk SSSR, **32**, 1–161, Moskva.
- SMITH, A.G. (1960): Amphineura – Polyplacophora (I/41–I/76). – In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology Part I, Mollusca 1. – 351 S., Geological Society of America, Inc. & University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **24/2**, 135–274, Wien.

- STEWART, G.A. (1930): Additional species from the Silica Shale of Lucas County, Ohio. – *Ohio Journal of Science*, **30**/1, 52–58, Columbus, Ohio.
- STUCKENBERG, A. (1895): Korally i mshanki kamennougol'nykh otlozhenij Urala i Timana [Korallen und Bryozoen der Steinkohlen-Ablagerungen des Urals und des Timan]. – *Trudy Geologiceskogo Komiteta*, **10**, 22–24, 120–127, 137–177, St. Petersburg.
- SUESS, E. (1870): Ueber die Vorkommen von Fusulinen in den Alpen. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1870**, 4–5, Wien.
- TIETZE, E. (1870): VIII. Beiträge zur Kenntniss der älteren Schichtgebilde Kärntens. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **20**, 259–272, Wien.
- TORNQUIST, A. (1897): Das fossilführende Untercarbon am östlichen Rossbergmassiv in den Südvogesen. 3. Beschreibung der Echiniden-Fauna. – *Abhandlungen zur Geologischen Special-Karte von Elsass-Lothringen*, **5**/6, 1–78, Strassburg.
- ULRICH, E.O. (1890): Palaeozoic Bryozoa: III. – *Report of the Geological Survey of Illinois*, **8**, 283–688, Urbana, Illinois.
- ULRICH, E.O. & BASSLER, R.S. (1906): New American Paleozoic Ostracoda. Notes and descriptions of Upper Carboniferous genera and species. – *Proceedings of the United States National Museum*, **30**/1446, 149–164, Washington, D.C.
- UPSON, M.E. (1933): The Ostracoda of the Big Blue Series in Nebraska. – *Bulletin of the Nebraska Geological Survey, Second Series*, **8**, 1–55, Lincoln, Nebraska.
- VACHARD, D. & KRÄINER, K. (2001a): Smaller foraminifers of the latest Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **107**, 147–168, Milano.
- VACHARD, D. & KRÄINER, K. (2001b): Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of the latest Carboniferous-Early Permian Rattendorf Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **107**, 169–195, Milan.
- VENTURINI, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – *Memorie della Società Geologica Italiana*, **24**, 23–42, Roma.
- VINN, O. & MUTVEI, H. (2009): Calcareous tubeworms of the Phanerozoic. – *Estonian Journal of Earth Sciences*, **58**/4, 286–296, Tallinn. <https://doi.org/10.3176/earth.2009.4.07>
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIĆ, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. (2009): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian region. – *Geologica Carpathica*, **60**/1, 71–104, Bratislava. <https://dx.doi.org/10.2478/v10096-009-0002-7>
- WEEDON, M.J. (1991): Microstructure and affinity of the enigmatic Devonian tubular fossil *Trypanopora*. – *Lethaia*, **24**, 223–227, Oslo.
- YOUNG, J. & YOUNG, I. (1874): On a new genus of Carboniferous Polyzoa. – *Annals and Magazine of Natural History*, **4**, 335–339, London.

Tafeln

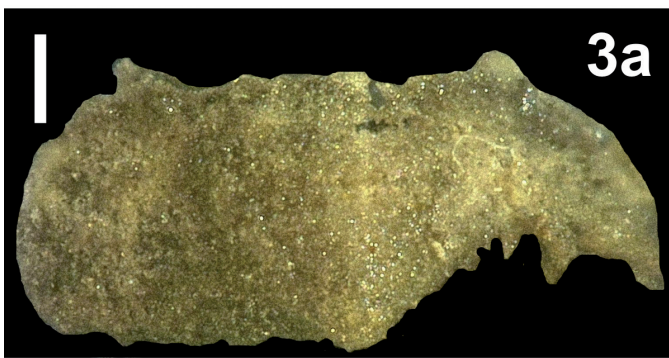
Tafel 1

Figs. 1–3: Cnidaria (Rugosa), Lophophorata (Cornulitidae) und Mollusca (Polyplacophora), alle aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanium, Auernig-Formation s.l., Garnitzen-Member ~ Obere kalkarme Schichtgruppe, hohes Gzhelium E) der Schicht *sensu* SCHELLWIEN (1892), Gipfelregion des Auernigs (1.863 m), ~900 m ESE des Nassfeldpasses, Kärnten (Österreich).

Figs. 1a–b: *Rugosa* fam., gen. et sp. indet. (Cnidaria, Rugosa), Lesesteinfund. Sammlung Schraut (Exemplar 17072012-196687). Maßstab = 1 mm. a. Seitenansicht, b. Aufsicht.

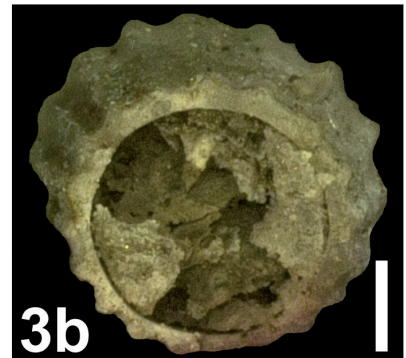
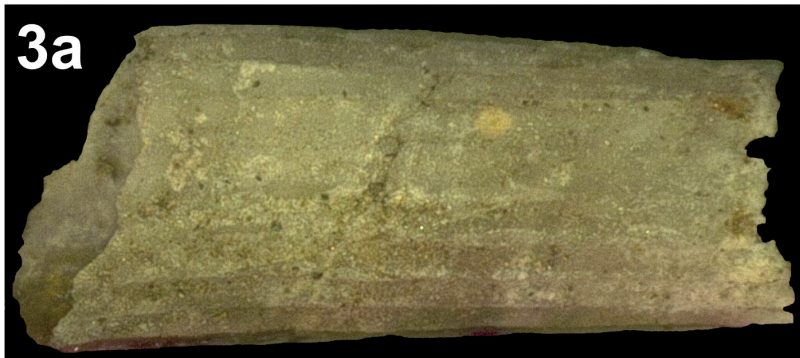
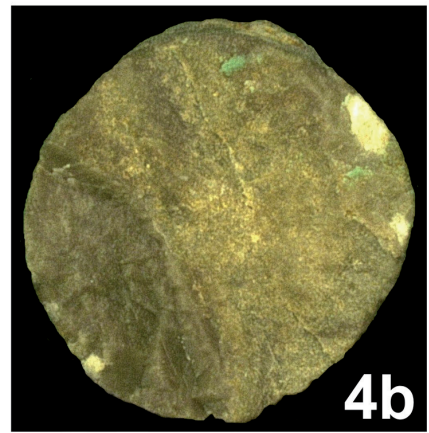
Figs. 2a–b: *Cornulites* sp. (Lophophorata), Säurepräparat. Sammlung Schraut (Exemplar 08072018-261149). Maßstab = 0,5 mm.

Figs. 3a–b: *Lepidopleurus* sp. (Mollusca, Polyplacophora), Säurepräparat. Sammlung Schraut (Exemplar 08072018-238053). Maßstab = 0,5 mm. a. Aufsicht, b. Frontalansicht.



Tafel 2

- Figs. 1–5:** Mollusca (Bivalvia, Rostroconchia, Scaphopoda) und Echinodermata (Crinoidea, Echinoidea), alle aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanium, Auernig-Formation s.l., Garnitzen-Member ~ Obere kalkarme Schichtgruppe, hohes Gzhelium E) der Schicht s sensu SCHELLWIEN (1892), Gipfelregion des Auernigs (1.863 m), ~900 m ESE des Nassfeldpasses, Kärnten (Österreich).
- Fig. 1:** *Leptodesma cf. squamosa* (PHILLIPS, 1836) [Mollusca, Bivalvia], Säurepräparat. Sammlung Schraut (Exemplar 21072016-224393). Maßstab = 0,25 mm. Seitenansicht einer linken Klappe.
- Fig. 2:** *Conocardium* sp. (Mollusca, Rostroconchia), Säurepräparat. Sammlung Schraut (Exemplar 08072018-260831). Maßstab = 0,7 mm. Seitenansicht der linken Klappe eines vollständigen Exemplars.
- Figs. 3a–b:** *Prodentalium cf. sublaeve* (HALL, 1877) [Mollusca, Scaphopoda], Säurepräparat. Sammlung Schraut (Exemplar 08072018-260853). Maßstab = 0,7 mm. a. Seitenansicht, b. Blick auf die Öffnung.
- Figs. 4a–b:** *Cyclocaudex* sp. (Echinodermata, Crinoidea), Lesesteinfund. Sammlung Schraut (Exemplar 17072012-198671). Maßstab = 1 mm. a. Seitenansicht, b. Blick auf die Articulationsfacette.
- Figs. 5a–b:** *Archaecidaris cf. rossica* TORNQUIST, 1897 (Echinodermata, Echinoidea). Sammlung Schraut (Fig. 5a: Exemplar 31072015-182886, Stachelrest, Lesesteinfund. Fig. 5b: Exemplar 17072012-224409), Stachelrest, Säurepräparat. Maßstab = 0,5 mm.





**Descriptions and analyses of New Zealand nephrite and tangiwaite jade (pounamu)
by Ferdinand von Hochstetter (1864) and Friedrich Berwerth (1880):
a scholarly annotated English translation**

RODNEY GRAPES¹ & SASCHA NOLDEN²

18 Text-Figures, 1 Table

Ferdinand von Hochstetter

Friedrich Berwerth

Nephrite

Tangiwaite

New Zealand

Contents

Abstract	91
Zusammenfassung	92
Introduction.	92
Hochstetter's paper presented to the Viennese Academy of Sciences at the meeting on 12 May 1864 and published in Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, Vol. XLIX, 1864: 466-480	92
Notes on Hochstetter's paper	98
Berwerth's paper in Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, Vol. LXXX, 1880: 102-115 (Text-Fig. 13)	111
Berwerth's paper in Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, Vol. LXXX, 1880: 116-118	115
Notes on Berwerth's papers	116
Discussion	118
Nomenclature and correction	118
Origin of pounamu	119
Acknowledgements.	121
References	122

Abstract

Ferdinand von Hochstetter arrived in New Zealand as a member of the scientific contingent on the Austrian Novara expedition in 1858 and spent nine months exploring and surveying in both the North and South islands. During his sojourn, he developed a special interest in the New Zealand varieties of nephrite (pounamu), so highly prized by the indigenous Maori people who utilised it as a material for the manufacture of weapons, tools, and ornaments. On his return to Vienna Hochstetter had two samples analysed and published a paper describing the varieties of nephrite with special reference to the indigenous language terminology and their meaning, along with the results of the analyses. In 1880, Friedrich Berwerth, at the behest of Hochstetter, published a paper in two parts on nephrite and bowenite correcting key errors in the analyses of the earlier publication. This paper presents annotated scholarly English translations of, and commentary on both publications, discusses the origin of pounamu, and proposes the reinstatement of the name *tangiwaite* in place of *bowenite* for the tangiwai variety of New Zealand pounamu.

1 RODNEY GRAPES: 45 Collier Avenue, Karori, Wellington, New Zealand. rodneygrapes@gmail.com

2 SASCHA NOLDEN: Alexander Turnbull Library, National Library of New Zealand, PO Box 12349, Thorndon, Wellington 6144, New Zealand. sascha.nolden@dia.govt.nz

Beschreibungen und Analysen von neuseeländischem Nephrit und Tangiwait-Jade (Pounamu) von Ferdinand von Hochstetter (1864) und Friedrich Berwerth (1880): eine kommentierte englische Übersetzung mit Anmerkungen

Zusammenfassung

Ferdinand von Hochstetter kam 1858 als Mitglied des wissenschaftlichen Kontingents der österreichischen Novara-Expedition nach Neuseeland und verbrachte neun Monate damit, die Nord- und Südinselfn zu erkunden und zu vermessen. Während seines Aufenthaltes entwickelte er ein besonderes Interesse an den neuseeländischen Nephritarten (Pounamu), die von den einheimischen Maori, die es als Material für die Herstellung von Waffen, Werkzeugen und Ornamenten verwendeten, so hoch geschätzt wurden. Bei seiner Rückkehr nach Wien ließ Hochstetter zwei Proben analysieren und veröffentlichte einen Beitrag, in dem die Nephritarten unter besonderer Berücksichtigung der Terminologie der indigenen Sprache und ihrer Bedeutung sowie die Ergebnisse der Analysen beschrieben wurden. Im Jahr 1880 publizierte Friedrich Berwerth auf Geheiß von Hochstetter einen zweiteiligen Beitrag über Nephrit und Bowenit, in dem gravierende Fehler in den Analysen der früheren Veröffentlichung korrigiert wurden. Der hier gebrachte Beitrag besteht aus kommentierten englischen Übersetzungen beider Beiträge, erörtert die Herkunft von Pounamu und schließt mit dem Vorschlag zur Wiedereinsetzung des Namens *Tangiwait* anstelle von *Bowenit* für die Tangiwaiart des neuseeländischen Nephrits (Pounamu).

Introduction

During the round-the-world voyage of exploration and scientific discovery of the Austrian frigate *Novara*, the expedition geologist Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) (Text-Fig. 1) spent nine months in New Zealand from 22 December 1858 to 2 October 1859. The results of his geological investigations published in *Geologie von Neu-Seeland* in May 1864 were of fundamental importance in the subsequent development of geological sciences in New Zealand and later earned him the accolade of “*Father of New Zealand geology*”. In this work the occurrence of nephrite jade in New Zealand is only briefly mentioned: “...[T]he occurrence of nephrite (p[ou]namu of the natives) on the west coast of the South Island, which owes its Maori name *Te Wahi pounamu* (i.e., land of greenstone) to this feature, belongs to the zone of crystalline schists” (FLEMING, 1959: 213, translated from HOCHSTETTER, 1864a: 199), and in an appendix Hochstetter provides a list of the Maori words describing the different colour varieties of nephrite utilised in the manufacture of tools, weapons, and adornments (FLEMING, 1959: 269–274; HOCHSTETTER, 1864a: 269–274).

Hochstetter was unable to visit the area of the West Coast of the South Island of New Zealand, which was the main source of nephrite but did collect a beach pebble of a “*nodular piece of nephrite*” from the Nelson area, northern South Island. Most of his information on pounamu and its utilisation by the Maori was provided by Julius von Haast (1822–1887) who assisted Hochstetter with his scientific surveys and probably obtained the samples that he described in his paper, and possibly also from David Monro (1813–1877) at Nelson with whom Hochstetter formed a firm friendship and who assisted in translating his public addresses (JOHNSTON & NOLDEN, 2011). It is also likely that information on pounamu came from Charles Heaphy (1820–1881) who was one of the first Europeans to explore the West Coast of the South Island and observe the technique of manufacturing pounamu tools by the Maori, and who informed Hochstetter of the “*primitive, plutonic and metamorphic formations*” that he had found in the South Island, and their likelihood in hosting “*metalliferous veins*” (HOCHSTETTER, 1859).

The importance of Hochstetter’s paper on New Zealand nephrite published in 1864 in the *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien: mathematisch-naturwissenschaftliche Classe* is, that it provides the first detailed account of the occurrence, varieties and

chemical composition of New Zealand pounamu. Unfortunately, the paper was marred by the inclusion of flawed analyses of two varieties provided by the laboratory of Hermann von Fehling (1812–1885) in Stuttgart, and as a consequence, Hochstetter’s unproductive discussion to explain the significance of their compositions. As a result, it was generally accepted that New Zealand “*pounamu jade*” had a composition different from that used by stone tool cultures in other parts of the world. The analytical errors were only rectified at the behest of Hochstetter with new analyses of the same material by Friedrich (Fritz) Berwerth (1850–1918), assistant at the k. k. Hof-Mineralienkabinet (Imperial Royal Mineralogical Court Museum) in Vienna, in 1880. Berwerth’s contributions also add important additional data on the occurrence and descriptive mineralogy of pounamu, so that the publications of both scientists provide the most complete detailed information on pounamu that were not referenced in New Zealand until the publication of Alexander Finlayson’s seminal paper on nephrite and magnesian rocks in 1909.

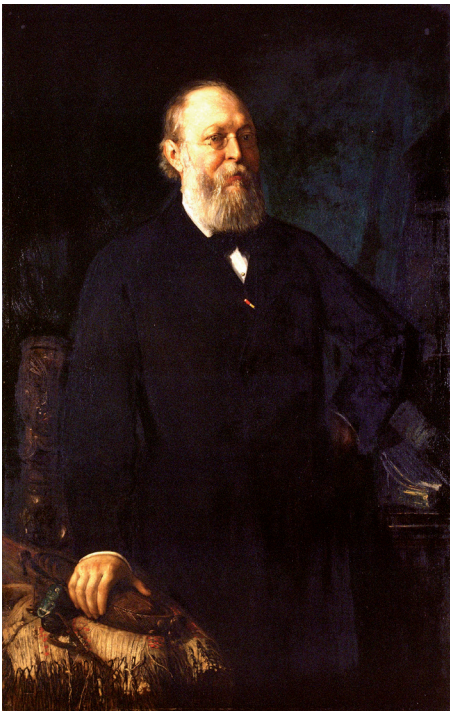
Hochstetter’s paper presented to the Viennese Academy of Sciences at the meeting on 12 May 1864 and published in Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathema- tisch-naturwissenschaftliche Classe, Vol. XLIX, 1864: 466–480

On the occurrence and the different varieties of New Zealand nephrite (pounamu of the Maori)

by Prof. Dr Ferdinand von Hochstetter

The New Zealand nephrite or axe stone [1] – pounamu [2] of the Maori, “greenstone” of the English colonists – distinguishes itself in purer varieties by a beautiful, green colour, and translucence, especially in comparison with the mostly cloudy and dull coloured, oriental occurrences – jade oriental of the lapidarist. It adopts a fine polish and is highly valued by the Maori. Various objects are made from the stone.

Above all, the pounamu is sought as a material for the mere, the battle axe of the Maori chief [3]. Such a nephrite battle axe (called *mere-pounamu*), especially when it was wielded by the hand of a brave ancestor in bloody conflict



Text-Fig. 1.
Left: Ferdinand von Hochstetter (1829–1884). Portrait painting by Franz Rumpler (1848–1922) in 1882, as director of the natural history museum in Vienna, showing him with several Maori objects, a carved wooden box (*wakahuia*), a woven flax cloak (*korowai*), a pounamu *tiki*, and the hand grip of a pounamu *mere* or club with its plaited flax cord just visible beneath (Natural History Museum Vienna).
Right: Friedrich Martin Berwerth (1850–1918), portrait photograph, 1882 (original in the Mineralogical-Petrographic Department of the Natural History Museum in Vienna).

is regarded as a treasure, and is kept with the greatest of care in the family of the chief and passed on from generation to generation. Only a few years ago a mere-pounamu was found that had been lost in war and was repurchased from the fortunate finder by a tribe near Auckland for the sum of 1,200 pounds sterling; and the most precious gift which the Maori presented to the Queen of England was also a mere-pounamu ¹⁾ [4]. Ear ornaments and amulets are also almost exclusively made of pounamu. The ear pendants have the shape of perforated rods, 3–4 inches long and about half an inch thick. The amulets, *tiki* of the Maori, 2–2½ inches long and 2 inches wide, have the form only vaguely reminiscent of a crouching human figure with a large head and even larger eyes, which are now commonly highlighted by rings of red sealing wax [5]. They are worn by men and women hung on a string necklace on the chest. In former times hatchets and axe blades, small chisels and planes, were also made of pounamu.

The way in which the Maori work the nephrite is a very simple one. They use other hard rocks for the cutting and polishing, chiefly various varieties of siliceous slate or a hard quartz sandstone, such as occurs in the Grey River on the west coast of the South Island. For example, if an ear pendant is to be made, a straight piece of wood is tied to a suitable piece of nephrite using flax. Then a piece of siliceous slate is rubbed along the wood with great patience, while continuously wetting it with water. It takes a period of several days, often a week, until the cutting is completed and a piece has been shaped. The hole or eye is made with a piece of flint or chalcedony tied to a round stick, by twisting the stick back and forth as quickly as possible between the hands, in exactly the same way I saw the indigenous people of the Nicobar Islands and the Carolines use wood of various degrees of hardness to light fires [6].

1) See the image of a mere-pounamu in: Dr. Hochstetter, Neu-Seeland. p. 224 [HOCHSTETTER, 1864a: 224]

All New Zealand nephrite comes from the West Coast of the South Island, where it is found at various locations, but mainly in the form of pebbles and cobbles in riverbeds and on the seashore [7]. On the eastern side of the South Island and in the North Island, there is no nephrite. The Maori of the North Island organize expeditions to the South Island for the express purpose of obtaining nephrite, and therefore this island is also called **Te Wahi Pounamu** ²⁾, the place of the greenstone or greenstone land [8]. Even now almost every year parties come from the northern island to the Buller, Grey and Arahura, with money, blankets, clothes, etc., in order to barter for nephrite, partly processed, partly raw, from the Maori settled at the mouth of these rivers [9], and the prices paid are astonishing. My friend Dr **Haast** [10] informed me that he saw a hand-sized piece about 2–3 inches thick, which was purchased for 5 pounds Sterling, and that in 1860 Tamate Freeman, a chief from the Aorere (Province of Nelson) with four of his people were at the Arahura River and bought a piece weighing 70 pounds for 60 pounds Sterling. With mortal danger and all kinds of privations, the Maori dragged this burden along the West Coast, and the chief reckoned that at least four beautiful mere could be made from it.

Little is known with certainty about its in-situ occurrence. According to the Maori and others, pounamu is mainly found in three places. The first is about 15 miles from the mouth of the Arahura or Brunner rivers. The Maori say that there is an outcrop of nephrite several feet thick in the form of an overturned, upright canoe exposed in the river bed that is called *Te Waka* (the canoe); but it is so hard and solid that it could not be broken because of the lack of appropriate tools and they have to content themselves with pieces that they find in the river and on the beach. It was not until 1860 that explosives were used and the above mentioned piece, which Tamate Freeman bought, could be

2) It is usually misspelled **Te Wai Pounamu**, which would mean **pounamu-water**.

obtained. The contact rocks are described by the Maori as a green slate, perhaps talc, chlorite slate, or serpentine.

A second locality where it is found lies south of Mount Cook near Jacksons Bay or Milford Sound. Several years ago a whaler apparently came to Nelson with a whole cargo of nephrite from there. However, he kept the details of the location a secret. He brought the load to China where he purportedly achieved a high price. The following year he again stopped by at Nelson, as several of his crew had suffered injuries from the explosives. He also took the second cargo to China, but this time he did not do so well as the Chinese had found the material too hard [11].

Dr **Hector**, geologist of the province of Otago, who explored Milford Sound on an expedition to the west coast, writes in his report on the occurrence at Milford Sound ³⁾: “We anchored for a short time in Anita Bay (at Milford Sound), to examine the beach from which the Maori procured the jade or greenstone for the manufacture of their ornaments and weapons. It is from among the shingle that this stone is obtained, occurring as rounded pebbles along with fragments of hornblendic gneiss and felstone. Although I found many of these greenstone pebbles, I did not discover the source from whence they are derived, but a large felstone dyke crops out behind the beach, in contact with a green hornblendic rock and serpentine; and as the felstone near the sides of the dyke contain small green specks, which are of the nature of this mineral, it is probable that it has been formed along the line of junction as nodules and irregular masses.” [12]

As a third locality, the lake Pounamu (also written Ponamu) in the province of Otago, identical with the one on the map written as Lake Wakatip (actually Whaka tapu), is given. [13]

Individual pieces and pebbles of nephrite can be found all along the west coast districts from Cape Foulwind in the north to Milford Sound in the south, and a small rounded piece of 3 inch diameter I myself found at Current Basin, north of Nelson, among the beach pebbles in an area where a great serpentine belt (the serpentine dyke of Dun Mountain), is associated with numerous different metamorphosed layers of slate, that it is under similar geological circumstances, as Dr **Hector** describes at Milford Sound, where serpentine also occurs nearby [14].

The Maori know very well the considerable differences in hardness, colour, and transparency characteristic of the different types of pounamu, and it is extraordinary how many varieties of pounamu they distinguish and have assigned special names [15]. I have gone to great lengths to collect and research these names and the varieties they relate to, and am able to provide the following information:

1. Tangiwai, also koko-tangiwai, is the noblest kind of vibrant green colour, a beautiful celadon green, and approaching emerald green; sometimes flamed; very transparent, even pieces of one inch thickness are still translucent; hardness is lower than for the other varieties; the structure is peculiarly scaly. Tangiwai literally means, a stone which looks like flowing water. The word may refer to the transparency and the internal flame colour patterns.

3) Geological expedition to the west coast of Otago, New Zealand, Report by J. Hector M.D. Otago, Provincial Government Gazette 1863. Nov. 5, p. 460.

This variety is mainly found in places on the coast south of Mount Cook, for example, **Pipiotahi** (*piopio*, a thrush species *Turnagra crassirostris*, tahi or tai salt water), a word, which is also used to describe the transparent variety of the stone [16].

2. Kawakawa, a dark green variety, less transparent and of greater hardness; therefore, mostly used for weapons (mere). The location of this variety is mainly given as the Arahura River. The name kawakawa also designates a shrub (*Piper excelsus*) [17].

Reverend **Taylor** ⁴⁾ [18] lists several composite names, such as:

Kawakawa – aumoana,

Kawakawa – rewa,

Kawakawa – tongarewa (esteemed type),

Kawakawa – watumu (inferior type),

by which the Maori distinguish the individual modifications of kawakawa; names, which in their composition are reminiscent of our systematic nomenclature in natural history.

3. Kahurangi, dark green and cloudy, with spotted or flamed colour, only slightly translucent, mainly for ornamental items, (hardness circa 6). An amulet (tiki), which I brought back is made from this variety. Also found in the Arahura River.

4. Inanga or **hinanga**, a light grey-green, milky, and often cloudy-coloured variety, reminiscent of chalcedony or agate, of considerable hardness (6–7); is mainly worked as ear pendants. The name *inanga* is also a small freshwater fish of 3–6 inches in length, *Elaeotris basalis*, which are found in Lake Taupo and commonly in other lakes of the North Island [19]. Perhaps this name was given to the stone because of the similar shape of the fish to that of the ear pendants. Locality is the Arahura River and especially in the gravels at the coast near its mouth.

Reverend **Taylor** introduces the names for other subspecies:

Hinanga – kore,

hinanga – rewa,

hinanga – tuti.

5. Aotea or **kaotea**, light green, milky, with black specks and nodules; is collected on the West Coast near the mouth of the Taramakau River [20].

In addition to the names given, **Taylor** mentions, but without further explanation, a series of other names for nephrite, such as *hopapa* [21], *kurutongarerewa*, *parataua* (inferior variety), *totoeka*, *tungaherehere* (inferior variety). So we have nearly a dozen names for different varieties of pounamu.

With regard to the most important properties, two groups of New Zealand nephrites may be distinguished.

A. Intensively green coloured varieties: *tangiwai*, *kawakawa* and *kahurangi*, more or less translucent, of lesser hardness (5–6) and of a foliated structure.

4) *A leaf from the Nat. Hist. of New Z.* p. 36 [TAYLOR, 1848: 36]

B. Pale green colored, milky cloudy, only slightly translucent varieties: *inanga*, *aoatea*, which are reminiscent of agate, chalcedony and other siliceous rocks, and also similar in their greater hardness of 6–7; dense, without foliated structure.

The second Group B includes the less valuable varieties, which are most frequently represented in our collections and are very similar to oriental nephrites (*jade oriental*) or those from which art objects are made in China under the name Yo. Although the word “jade” originally has no definite mineralogical definition ⁵⁾, **Damour** [22] has defined two varieties of *jade néphrétique* or *jade oriental*:

1. *Jade blanc* with a specific gravity of 2.97. The chemical composition corresponds to the general formula RO.SiO_2 . This variety is therefore included by **Damour** in the amphibole family, namely with tremolite ⁶⁾.

2. *Jade vert* or *jadéite* from apple green to emerald green colour, translucent, with splintered, fine lamellar and sometimes somewhat fibrous fracture; specific weight 3.34, hardness 6.5 (higher than those of *jade blanc*). The analysis revealed a composition similar to that of Dipyre in the Wernerite-group [23] of the formula:



This distinction of the two varieties of *jade oriental* appears to align with the two groups of New Zealand nephrites defined above and **Scheerer**'s analysis of a New Zealand nephrite (“Punamustein” ⁸⁾), which actually agrees with the formula of **Damour**'s *jade blanc*: RO.SiO_2 [25].

A piece of inanga from my collection in the form of an ear ornament has a specific gravity close to 3.009, and a hardness = 6.5. So it seems that Group B of the New Zealand nephrite varieties corresponds to **Damour**'s *jade blanc*.

It was interesting to now also consider the vibrant green and translucent varieties of New Zealand nephrite, which are so rare in our collections, and investigate these more closely to see if they matched Damour's *jade vert*. This assumption was based on the similarity of certain physical properties, especially transparency and fissile slaty fracture, and the possibility that the piece examined by Damour, although sourced from China, may originally have come from New Zealand, as repeatedly New Zealand nephrite had been exported to China to be processed there. The investigation however came up with very different results.

5) The word jade is used by the Chinese in the same sense as the Chinese word Yo, and similarly originally has no mineralogical meaning, but denotes only the more precious harder stone types, from which the Chinese with wonderful craftsmanship cut the most varied luxury objects, figures, vases, plates, etcetera, stone varieties which are harder than soapstone and limestone and of general hardness of quartz. Yo is therefore used to describe everything made of clear quartz crystals, milky-white opal, red carnelian and jasper, coloured and banded agate, translucent chalcedony, of reddish and greenish feldspar, and hard, green translucent nephrite and serpentine varieties. Namely, among the green Yo varieties are the various minerals, such as amazonite, prase, chrysoprase, serpentine, nephrite.

6) *Ann. de Chimie et de Physique* 3. Serie, t. XVI, p. 469. [DAMOUR, 1846: 469]

7) *Compt. rendus* 1863. LVI, p. 861 [DAMOUR, 1863: 864] [24]

SiO ₂	59.17
Al ₂ O ₃	22.58
Na ₂ O	12.93
CaO	2.68
MgO	1.15
FeO	1.56
K ₂ O	Traces

8) *Poggendorff's Annalen* 84. [SCHEERER, 1851: 379–381, 399]

I chose from my collection two pieces of the most beautiful green-coloured varieties of **tangiwai** and **kawakawa**; both pieces have a perfectly homogeneous appearance, especially attractive and pure, as is usually only found with crystallized minerals, but differ very much in transparency, hardness, specific gravity and chemical composition.

a) Tangiwai. The examined piece was an ear ornament in the shape of a 4½ inch long and ½ inch thick rounded and smoothly polished rod, which at the upper thinner end features an eye. The colour is a beautiful celadon green, approaching emerald green, with a hint of yellow in places. The material is so translucent, almost transparent that you can see printed writing clearly through a thickness of 3 lines. The discontinuous surfaces running through in a parallel direction have a foliated structure, and small plates can be split off easily in this direction. The schistose structure, however, is not as perfect as in the otherwise so similar **antigorite**; the fracture surfaces are therefore not so parallel as with this mineral, but uneven with a splintery slaty foliation or scales. Perpendicular to the imbricated fracture there remains a fibrous cleavage, though indistinct. The hardness shows very striking differences. On the split surface it is the least hard at 4–5, without appreciable difference, whether one attempts to scratch vertically to the fibre fracture or parallel to it. On an area corresponding to the fibrous fracture, the hardness is a little greater, namely in the direction of the oblique fracture 5, perpendicular to it 5.5. On a polished transverse surface perpendicular to the slaty and fibrous fracture, the hardness is greatest and reaches 6.

A second smaller piece of tangiwai, also in the form of an ear ornament revealed quite similar **differences** of hardness, but by a step lower, that is 3.5 to 5.

The specific gravity was found to be the same for both pieces = 2.61.

Under the blowpipe, the thinnest splinters of the tangiwai variety are infusible, but it burns white and becomes opaque.

b) Kawakawa. Examined was an oblong piece of 5 inches in length, ¾ inches in width and ½ inch in thickness, whose sides were polished. Colour dark leek green. Dull, only translucent on the edges or in thin slivers. The structure as in tangiwai; the differences in hardness are analogous; however the hardness in general is greater: on the flaky fracture 5.5, on the fibrous fracture 6–6.5 and on a polished transverse surface almost 7. The specific gravity is notably higher = 3.02. Melts under the blowpipe, although very difficult, becomes discoloured and opaque.

It is clear that a mineral with such peculiar structural properties, although it cannot be regarded as a crystallised body, has optical properties that are similar to the structural dichroism and optical axes of antigorite demonstrated by **Haidinger** ⁹⁾ [26].

One might have expected dichroism [27] in the tangiwai when observed with a diachroscopic lens in the direction of the schistose fracture in a translucent piece: but the two images appear completely alike in this direction, as in the direction perpendicular to the oblique fracture. Examination

9) *Sitzungsb. d. mathem.-naturw. Classe der k. Akad. d. Wissensch. in Wien* 1848. Bd. 1, S. 278 [HAIDINGER, 1848: 278].

tion of thin and thick sections cut in different directions with regard to the optical axes also led to a positive result.

If the difference in hardness of the green New Zealand nephrite already gave rise to the assumption that this mineral is essentially different from Damour's *jadeite*, then this was proved beyond doubt by chemical investigation.

Chemical investigation.

The analyses were carried out in the laboratory of Prof. Dr. v. **Fehling** in Stuttgart by Messrs **Melchior** and **Meyer**, and gave the following results:

- a. Variant **tangiwai**, translucent. Specific gravity = 2.61.
- b. Variant **kawakawa**, only translucent at the edges. Specific gravity = 3.02.

	a.	b.
SiO ₂	53.01	55.01
Al ₂ O ₃	10.83	13.66
FeO	7.18	3.52
MnO	trace	trace
CaO	12.40	–
MgO	14.50	21.62
K ₂ O	0.97	1.42
H ₂ O + LOI	1.11	5.04
	100.00	100.27

The values determined in these analyses deviate so significantly from the composition of the *jadeite* given above that it is hardly possible to compare them. Closer agreement is found with the older analyses of oriental nephrite and **Scheerer's** analysis of pounamu, if one compares the two new nephrite analyses with each other and the older nephrite analyses: [28]

1. Nephrite from the Orient. [29]

- I. Kastner, Gehlen's Journal II. 459. [SAUSSURE DE, 1806]
- II. Schafhäütl, Annal. d. Chem. et Pharm. 46, 33 (an amulet, specific gravity = 2.96). [SCHAFHÄÜTL, 1843]
- III. Schafhäütl, as above (as a ringstone).
- IV. Rammelsberg, Pogg. Ann. 62. 148. [RAMMELSBURG, 1844]
- V. Damour, Ann. Chimie et Phys. III series. 16. 469. [DAMOUR, 1846: 469] (*jade blanc*. specific gravity = 2.97).
- VI. Scheerer, Pogg. Ann. 84, 379. [SCHEERER, 1851: 379]

2. From New Zealand.

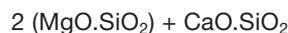
- VII. Scheerer, as above. (Pounamu).

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	50.50	58.91	58.88	54.68	58.24	57.28	57.10
Al ₂ O ₃	10.00	1.32	1.56	–	–	0.68	0.72
FeO	5.50*	2.43	2.53	2.15	1.14	1.37	3.39
MnO	–	0.82	0.80	1.39	–	–	–
MgO	31.00	22.42	22.39	26.01	27.14	25.91	23.29
CaO	–	12.28	12.51	16.06	11.94	12.39	13.48
K ₂ O	–	0.80	0.80	–	–	–	–
H ₂ O	27426	0.25	0.27	0.68		2.55	2.50
Cr ₂ O ₃	0.05	–	–	–	–	–	–
Total**	99.80	99.23	99.74	100.97	98.46	100.18	100.48

*Fe₂O₃
**added

so in the case in analyses **a** and **b**, the high alumina content stands out above all except that in **Kastner's** analysis I. **Rammelsberg** and **Scheerer** therefore believed that the latter does not refer to any nephrite substance. Analysis **b** only has a complete lack of lime in common with **Kastner's**. Also noteworthy is the low magnesia content in **a** and the large water content and Loss on Ignition in **b**.

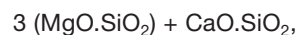
Rammelsberg did not attempt to give **nephrite IV**, which he analyzed, a special chemical expression. The following might be the closest formula:



which calls for:

SiO ₂	57.7
MgO	24.8
CaO	17.4

Nephrite Analysis V from **Damour** results, according to **Naumann**, in values very close to the formula:

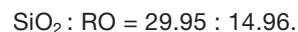


which requires:

SiO ₂	58.5
MgO	28.3
CaO	13.2

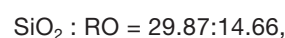
Therefore it appears that the composition of these nephrites can be represented as RO.SiO₂ with the oxygen ratio 1:2.

Analyses **V** and **VII** correspond very precisely to the formula RO.SiO₂, which **Scheerer** calculated according to the theory of polymeric isomorphism. On the presumption that there are 3 atoms of water, 1 atom of magnesia and 3 atoms of alumina, 2 atoms of silica, one finds in Analysis **VI** the oxygen ratio:



The formula RO.SiO₂, however, requires 29.93:14.98, so there is only a difference of 0.02.

In Analysis VII, we have



the formula is 29.87: 14.94, that is a difference of 0.28.

Scheerer also shows how the old **Kastner** analysis with the aid of the theory of polymeric isomorphism, almost equals the formula RO.SiO₂. If one takes the iron oxide as FeO in this analysis the result is the oxygen ratio,

$$\text{SiO}_2 : \text{RO} = 29.35:14.32$$

which comes very close to 2:1.

The new nephrite analyses **a** and **b** give the following oxygen numbers:

	a.	b.
SiO ₂	27.54	28.57
Al ₂ O ₃	5.06	6.38
FeO	2.15	1.05
CaO	3.54	–
MgO	5.80	8.64
K ₂ O	0.16	0.24
H ₂ O	0.99	4.88

If one ignores the water content, then the oxygen ratios without reduction of the individual components to 100 are:

	SiO ₂	:	R ₂ O ₃	:	RO
in a.	27.54	:	7.21	:	9.50
" b.	28.57	:	7.43	:	8.88

Or

	SiO ₂	:	(R ₂ O ₃ + RO)
in a.	27.54	:	16.71
" b.	28.57	:	16.31

Despite the considerable differences between the individual components this shows that the oxygen ratios of both analyses strangely align.

If one converts the iron oxide to ferrous iron, which is more natural, the results are:

in a.	6.46	FeO	with	1.43	oxygens,
" b.	3.17	FeO	"	0.70	"

then the following oxygen ratios result:

	SiO ₂	:	R ₂ O ₃	:	RO
in a.	27.54	:	5.06	:	10.93
" b.	28.57	:	6.38	:	9.58

Or

	SiO ₂	:	(R ₂ O ₃ + RO)
in a.	27.54	:	15.93
" b.	28.57	:	15.96

and a close correspondence is again shown.

If, after subtracting the water, assuming iron oxide in the two analyses is a mixture calculated to 100, the following oxygen ratios are obtained:

	SiO ₂	:	R ₂ O ₃	:	RO	or	SiO ₂	:	(R ₂ O ₃ + RO)
a.	27.84	:	5.11	:	11.06		27.84	:	16.17
b.	28.89	:	6.70	:	9.63		28.89	:	16.33

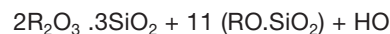
Here, too, the close correspondence of the oxygen ratios of the two substances, which appear to be of different compositions, is noticeable, without a suitable formula resulting from the oxygen numbers.

Taking into account the water and assuming FeO, the resulting oxygen ratios are:

For **a. tangiwai.**

SiO ₂	27.6	=	13.8	SiO ₂	14
Al ₂ O ₃	5.1	=	1.7	Al ₂ O ₃	2
RO	11.0	=	11	RO (Mg,Ca,Fe,K)O	14
HO	1.0	=	1	HO	1

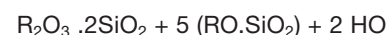
from which the derived formula is:



For **b. kawakawa:**

SiO ₂	28.6	=	14.3	SiO ₂	7
Al ₂ O ₃	6.4	=	2.1	Al ₂ O ₃	1
RO	9.6	=	10	RO (Mg,Ca, Fe,K)O	5
HO	4.5	=	4	HO	2,

from which the formula is:



However, these complex formulas are not very satisfactory.

One arrives at simpler ratios when the analyses are calculated on the basis of the theory of polymer isomorphism, i.e. a third part of the amount of oxygen in water to the monoxides and two thirds of the amount of oxygen in alumina to the acids; assuming iron oxide as FeO we then get:

	SiO ₂ (+ Al ₂ O ₃)	:	RO (+ HO)
in a.	31.09	:	11.26
" b.	32.82	:	11.07

This ratio, especially that of **b**, is close to 3 : 1:

a. Observed	31.09	:	11.26	Diff. + 0.90
observed after 3 : 1	31.09	:	10.36	
b. Observed	32.82	:	11.07	Diff. only + 0.13
observed after 3 : 1	32.82	:	10.94	

The formula for the oxygen ratio 3:1 corresponds to:



None of the previous nephrite analyses indicate this 3 : 1 oxygen ratio. Most of them, even calculated according to the theory of polymeric isomorphism, do not result in a simple relationship. If RO = 1, SiO₂ + Al₂O₃ yield values of 1.8 - 2.5. Analysis II, for example, has the relationship:

$$(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) : \text{RO} = 30.91:13.16 = 2.35:1$$

The majority of analyses, however, fluctuate around the ratio of 2 : 1, and as shown above, agree very closely with the analyses by **Scheerer** and **Kastner**.

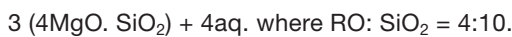
The New Zealand nephrite varieties tangiwai and kawakawa with the oxygen ratio:

$$\text{RO} (+ \text{HO}) : \text{SiO}_2 (+ \text{Al}_2\text{O}_3) = 1 : 3$$

thus differ from the nephrite formula RO.SiO₂ where RO: SiO₂ = 1 : 2 established by **Scheerer** and **Damour**. According to the latter relationship, the nephrites would equate with the augites and hornblendes which have the same oxygen ratio; and among the nephrites, which, according to Scheerer, have this proportion, there is also a New Zealand variety.

In the newly analysed varieties, the high proportion of the acid is evidently due to the considerable amount of alumina present according to the theory of polymeric isomorphism. Taking the alumina content into account elsewhere has proven to be unsatisfactory, and if one may admit at all that the formation of such non-crystallized minerals took place according to fixed chemical proportions, then this must be exact and pure. The resulting ratio should be 1:3, which corresponds specifically to the two analyses.

If one looks for a magnesia silicate with the same or a similar composition in the mineral kingdom one finds such acidic compounds to be rare. **Rammelsberg** gives the meerschaum formula as $2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2$, also the 1:3 ratio; the amounts of silica and magnesia in both minerals are nearly identical, but the water content of meerschaum significantly exceeds that of nephrite. Soapstones have a very similar composition, to which **Rammelsberg** gives the formula:



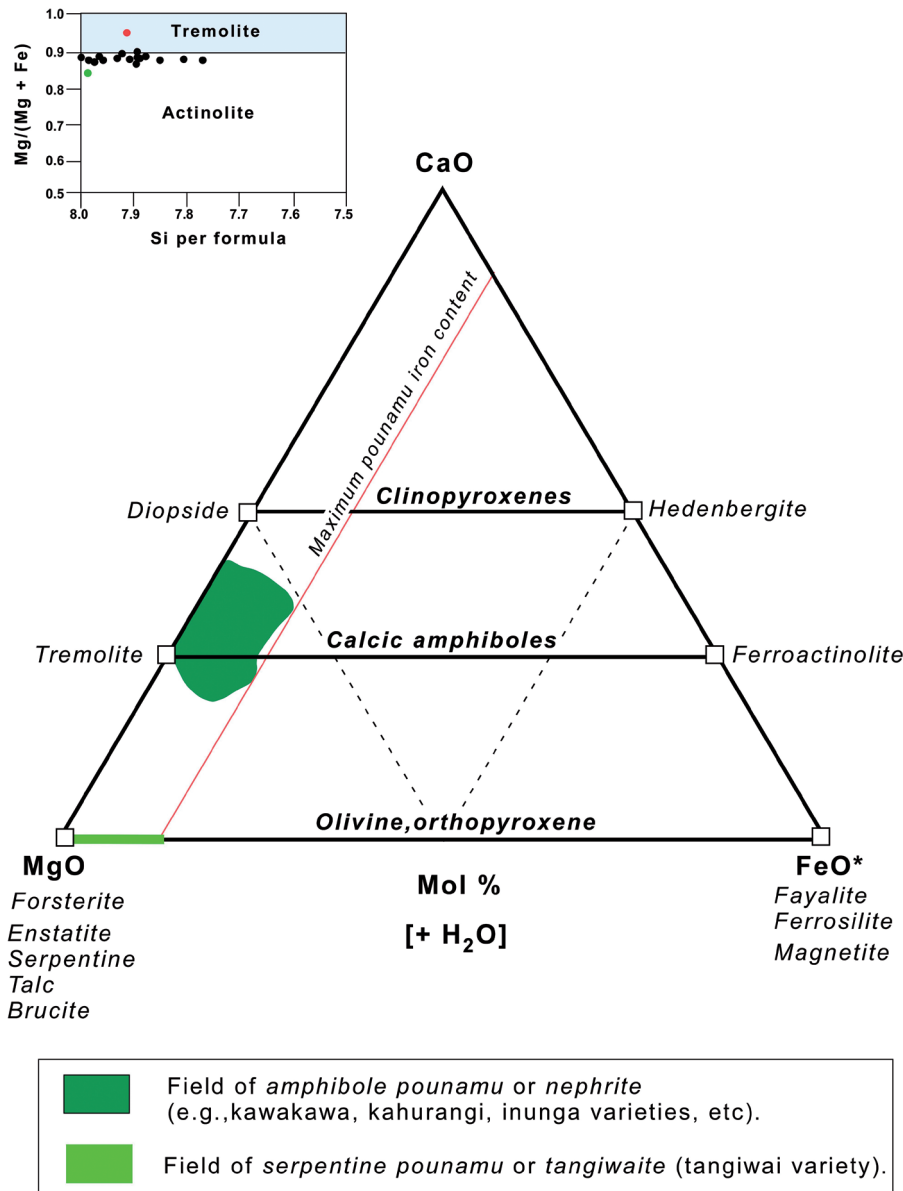
The water content corresponds to that of nephrites. Silicic acid and magnesia occur in somewhat larger amounts. [30]

Notes on Hochstetter's paper

1 "Axe-stone" is defined by HUMBLE (1843) as a "mineral from New Zealand. Inhabitants make axes and other cutting instruments – hence the name. Subspecies of jade – resembles nephrite or nephritic stone". The name *nephrite* is derived from the Greek *nephos*, a kidney: it was supposed to be a cure for disease of the kidney.

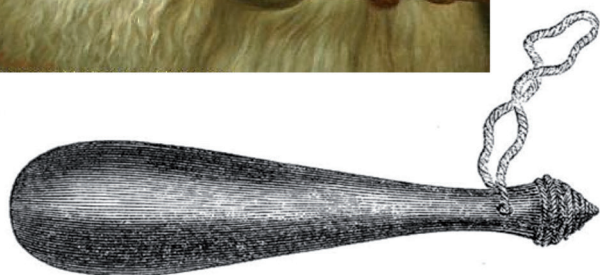
2 *Pounamu* is the Maori word for two types of jade rock that are essentially composed of (1) tremolite-actinolite (actinolite being the dominant amphibole species)¹ and (2) serpentine (antigorite variety)². *Nephrite* (*sensu stricto*) refers to the former (following DAMOUR's 1846 original classification of jade into nephrite and jadeite types). In New Zealand, the latter type of pounamu has been variously described as *noble serpentine* (HECTOR & SKEY, 1866); *marmolite* (HUTTON & ULRICH, 1875); *bowenite* (BERWERTH, 1880b; FINLAYSON, 1909, and all references to this pounamu composition after this date); and *tangiwaite* (EG-

- 1 Ideal formula $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.
2 Ideal formula $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$.



LESTON, 1887; CHESTER, 1896; KOEHLIN, 1911; SPENCER, 1919) (Text-Fig. 2). In this paper, we use the term *tangiwaite* to replace *bowenite* in describing the serpentine variety of pounamu. The microcrystalline interwoven or felted texture (*nephritic texture*) of both the tremolite-actinolite and antigorite pounamu compositions results in their respective hardness of 6–6.5 (nephrite) and 4.5–6 (tangiwaite) on the Mohs hardness scale of 1 to 10, and density of 2.95–3.05 and ~2.61.

It should be noted that pounamu, that is nephrite and tangiwaite, are rarely monomineralic rocks of tremolite-actinolite and antigorite serpentine respectively, but typically contain small amounts of other minerals (impurities). These accessory phases are:



HE MEREMERE POUNAMU, PRESENTED TO THE QUEEN.



Text-Fig. 3.

Upper: Portrait of a Maori chief, Wiremu Kingi of the Te Ati Awa tribe, holding a pounamu mere. Painted by Gottfried Lindauer (1839–1926) (Auckland Art Gallery: Ac.No.1915/2/71, public domain, Wikimedia Commons). **Centre:** The nephrite mere (“He meremere pounamu”) presented to Queen Victoria mentioned by Hochstetter (from TAYLOR, 1855: 244; no scale given); **Bottom:** Pounamu mere (42 cm x 12 cm) presented to Sir George Grey (1812–1898) in 1851, and named kataore after a chief killed in the 1830s (Auckland War Memorial Museum, CC BY-SA 3.0 Sladew, Wikimedia Commons).

In *nephrite*: chlorite, serpentine, talc, diopside, Cr-bearing Ca-garnet, Cr-muscovite, titanite, magnesite, chromite, pyrite, chalcopyrite, + rare green-brown hornblende, margarite, quartz.

In *tangiwaite*: chlorite, talc, olivine, tremolite-actinolite, epidote, magnesite, magnetite, chromite, + rare awaruite (FeNi₃; ULRICH, 1890: 629).

(TURNER, 1935; GRAPES, unpublished data).

3 See Text-Figure 3 upper.

4 See Text-Figure 3 centre.

5 See Text-Figure 4: a.

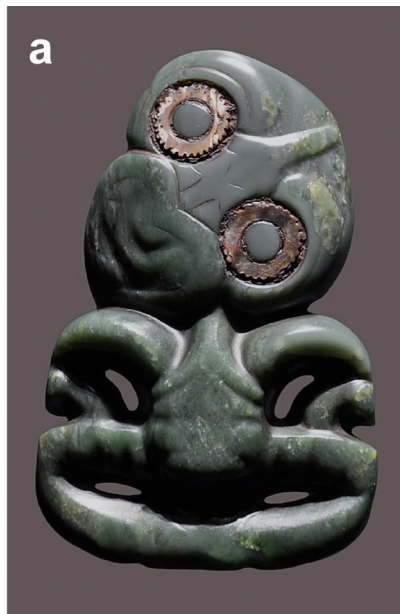
6 Charles Heaphy³ observed the process of drilling a hole through a pounamu mere at the “greenstone village”, Taramakau River on the West Coast, in May 1846 (Text-Fig. 5). He writes: “The most difficult part of the work is to drill the hole for the thong in the handle [of the mere]. For this pieces of sharp flint are obtained from the Pahutani cliff, forty miles to the north [of Taramakau River], and are set in the end of a split stick, being lashed in very neatly. The stick is about fifteen or eighteen inches long [38–46 cm], and is to become the spindle of a large teetotum⁴ drill. For the circular plate of this implement the hardened intervertebral cartilage of a whale is taken; a hole is made through, and the stick firmly and accurately fixed in it. Two strings are then attached to the upper end of the stick, and by pulling them, a rapid rotatory motion is given to the drill. When an indentation is once made in the poenamou the work is easy; as each flint becomes blunted it is replaced by another in the stick, until the work is done.” (HEAPHY, 1862: 18–19).

7 See Text-Figure 5. The main sources of pounamu are the Arahura and Taramakau rivers, north Westland. In the Southern Alps drained by these two rivers, BELL & FRASER (1906: 69–70) observed that nephrite occurs as “rounded segregations in talc rock or talc-serpentine rocks. The segregations vary in size from 1 in. (25 mm) or less in diameter to 2 ft. (0.6 m), or even more, in lateral dimension. As a rule, they average less than 1 ft. (0.3 m) in width. With the wearing away by abrasion or by decomposition of the enclosing talcose or serpentiferous matrix, the segregations are freed as rounded masses generally covered by a coating of serpentinuous material derived from their own decay. It is these segregations which were transported by the Arahura and other glaciers in the period of maximum ice-advance, and which appear in the glacial debris along the lower Arahura and other streams as the famous ‘greenstone’ boulders of the West Coast”. They also noted “some large nephrite boulders of particularly good quality” in Olderog Creek and in the Arahura River just below its conjunction with this creek (Text-Fig. 6). Subsequent investigation discovered a nephrite source in prominent outcrops of the *Pounamu Ultramafic Belt*⁵ on either side of a tributary of Olderog Creek

3 Charles Heaphy (1820–1881), artist and draughtsman of the New Zealand Company, explorer and soldier, who with Thomas Buller and a Maori guide, Keru, were the first to explore the West Coast of the South Island reaching the Arahura River in May 1846 (Text-Fig. 5). Hochstetter became acquainted with Heaphy while he was in Auckland. At that time, Heaphy was the principal surveyor in Auckland and had produced a map of the Auckland volcanoes.

4 A small spinning top spun with the fingers.

5 Consists of numerous lenses, typically < 60 m wide and 200 m long, seldom > 90 m wide and 1.4 km long, of a dismembered ophiolite association metamorphosed to transitional greenschist-amphibolite facies conditions (e.g. REAY & COOPER, 1984).



Text-Fig. 4.
(a) Pounamu tiki (*kawakawa* variety) with red sealing wax eyes (in the exhibition 'Maori, their treasures have a soul') (Musée des Arts Premiers, Paris, 2011–2012, [Wikimedia Commons]); **(b)** Portrait of Hinepare of the Ngati Kahungunu tribe, c.1890, by Gottfried Lindauer (1839–1926). She is wearing a pounamu tiki and earring (Alexander Turnbull Library, Wellington, New Zealand: Reference No. G-516, [Wikimedia Commons]).

that has been named *Jade Creek* (Text-Fig. 6). According to JOHNSTON (1983), this occurrence has provided the only known large concentration of nephrite and semi-nephrite boulders, weighing up to 25 tons, in Westland, and most have been removed by helicopter. The locality is ~30 km from the mouth of the Arahura River. Hochstetter quotes 15 miles (24 km) for the location of the “Te Waka” pounamu outcrop of the Maori which implies that it must have been a

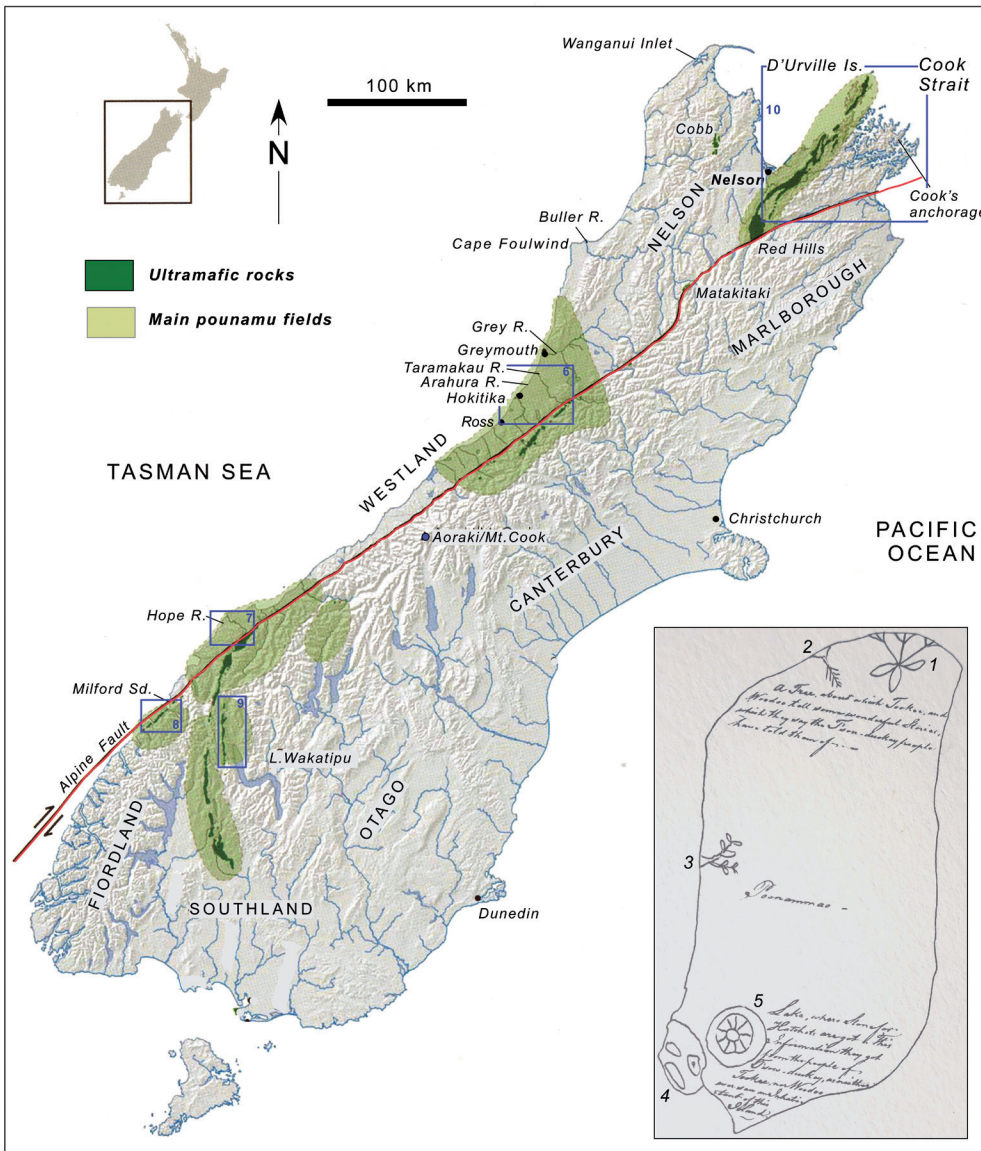
very large boulder protruding from the river bed like an up-turned canoe situated west of the Alpine Fault and derived from the adjacent fluvial gravels (Text-Fig. 6). Supporting evidence for this conjecture is given by MCKAY (1893): “*olivine and serpentine rocks are abundant in the shingle of the river-bed below Humphrey’s Gully [Arahura River, see Text-Fig. 6 for location], and, higher up, boulders of this class increase in number and in size greatly. [...] Many of the boulders of olivine rock resemble a dark form of jade or greenstone; thin splinters of the rock being translucent, and of a darker or paler green, according to thickness of the specimen, and in the manner in which it is viewed*” (MCKAY, 1893: 150), and, “*the second gorge of the Arahura [see Text-Fig. 6 for location] [...] has been excavated across the rocks in-situ of the Mica-schist range. The banks and rapids of the river are studded with large boulders of olivine rock*” (1893: 151).

8 In response to a question put to the New Zealand lawyer and ethnologist Frederick Chapman of Dunedin by Professor Heinrich Fischer, Freiburg⁶: “Is the true name of the South Island ‘Te Wai Pounamu,’ The Water of Greenstone, or ‘Te Wahi Pounamu,’ The Place of Greenstone?” (CHAPMAN, 1891: 510), the later phrase used by Hochstetter is the incorrect one and it should be *Te Wai Pounamu* (*the water of pounamu*) (CHAPMAN, 1891: 522–523). This is the name given to the South Island of New Zealand by Captain James Cook as printed on his map from the first voyage, 1768–1771, to New Zealand: “... as they [the Maori] all agree, that [pounamu] is fished out of a large lake or collection of waters, the most probable conjecture is that it is brought from the mountains and deposited in the water by the torrents. This lake is called by the natives *Tavai Poënamoo*—that is ‘The water of Green Talc;’ and it is only the adjoining part of the country, not the whole southern island of New Zealand, that is known to them by the name which hath been given to it on my chart” (CHAPMAN, 1891: 523). Chapman considered that if Cook had heard “*Te Waihi*” he would have written “*Vahee*” or “*Wahee*” instead of “*Tavai*” for “*Te Wai*”. Skinner however, has pointed out that “*the pronunciation of ‘wai’ and ‘wahi’ by the southern Maori are often so alike as to be indistinguishable save to an acute or trained ear*” (SKINNER, 1935: 216).

Johann Reinhold Forster (1729–1798), who together with his son Georg Forster (1754–1794) accompanied Cook on his second voyage to New Zealand, 1772–1775, writes: “*This stone [pounamu] is commonly brought by the natives from the interior parts of Queen Charlotte’s Sound [in the now-called Marlborough Sounds, north-eastern part of the South Island, where Cook temporarily anchored; Text-Fig. 6] to the South West, in which direction they pointed. We asked for this native place, and they called it Poënamo, from whence probably the abovementioned part of the country obtained the denomination of Tavai Poënamoo*” (FORSTER, 1778: 18).

In this respect a sketch map of New Zealand drawn by a Maori, Tuki-Tahua (the oldest known Maori map), originally on the floor of Lieutenant-Governor Phillip Gidley King’s house on Norfolk Island, and later transferred by Tuki on paper, in 1793, is instructive. Part of this map showing the South Island is reproduced in Text-Figure 5 and on it re-

⁶ Heinrich Fischer (1817–1886), University of Freiburg, Baden. Distinguished by his investigations on the origin and character of jade published in FISCHER (1875).



Text-Fig. 5. Map of the South Island of New Zealand showing distribution of ultramafic rocks and areas of pounamu finds (modified from CHRISTIE et al., 2010: 188), together with places mentioned in the text, and locations of separate maps (Text-Figs. 6–10) denoted as blue squares.

Inset: The South Island part of a sketch map of New Zealand by TUKI-TAHUA in 1793 (see comment 8 in text). Numbered locations: 1 = Marlborough Sounds; 2 = Wanganui Inlet (NW Nelson); 3 = Taramakau and Arahura rivers (Westland); 4 = Fiordland; 5 = Lake Wakatipu. The text was added to the map by Lieutenant-Governor Phillip Gidley King in Norfolk Island (BARTON, 1998: 507).

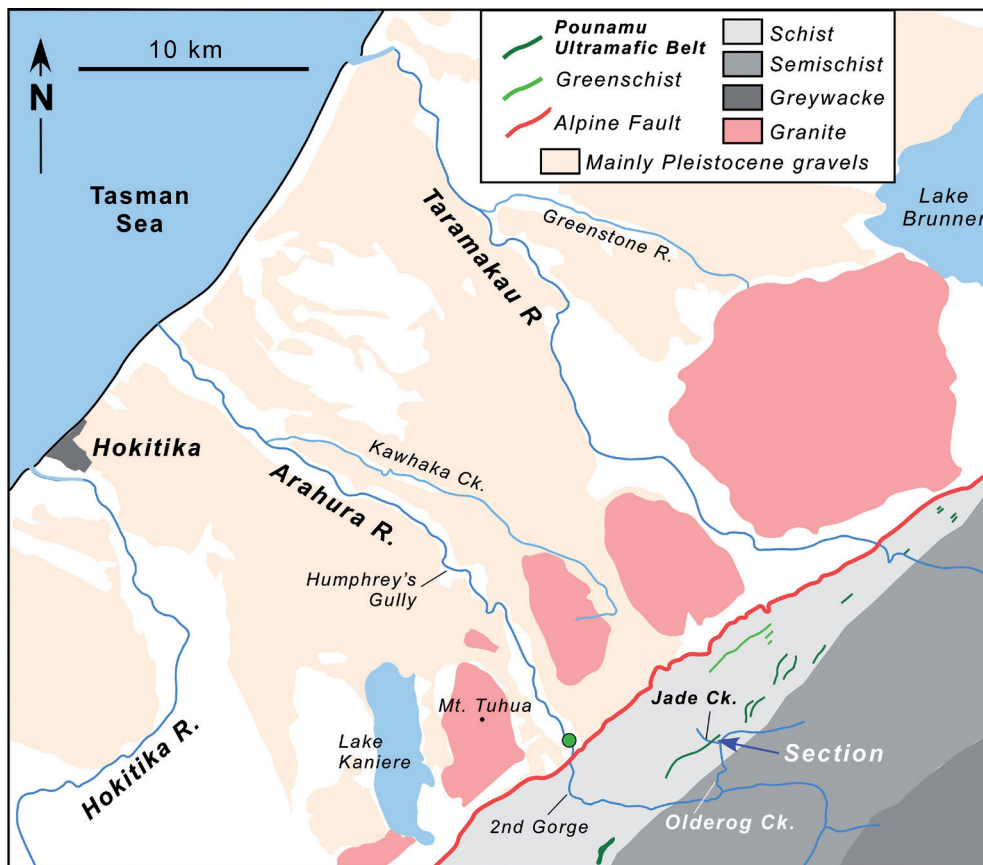
marks were written by King from Tuki's information (extracted from MALING, 1969). The word "Poonammao" is written near what appears to be the tree-like symbol presumably depicting two rivers on the West Coast. These rivers are probably the Taramakau and Arahura, from which the Maori obtained nephrite. In the south-western part of the map is a circular spoked wheel-like structure adjacent to which is written "Lake where stones for hatchets are got..." that most likely represents Lake Wakatipu – another general source area of pounamu known to the Maori. The sketch map was sent to the Home Office, London, on 8 November 1793 and is now in the Public Record Office. Tuki had only heard of the South Island from others but his map supports the information about pounamu given by Maori in Queen Charlotte Sound (Marlborough Sounds; Text-Fig. 5) to Captain James Cook and Johann Reinhold Forster.

CHAPMAN (1891: 481) was of the opinion that the Taramakau and Arahura rivers are "...in all probability the Wai-pounamu (Water of Pounamu) of the Maoris". Conversely, EDWARD SHORTLAND (1851: 205) considered that Lake Wakatipu was "probably the 'Wai-pounamu', of which the natives spoke in reply to the enquiries of Captain Cook and Mr. Banks, who supposed it to be the name of the whole

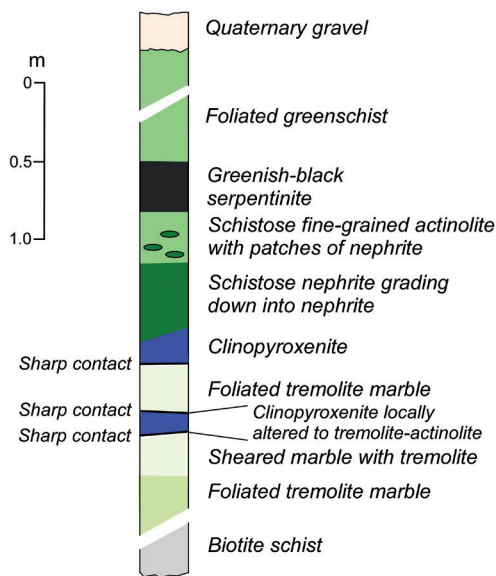
island" when informed by Maori in 1844 that the lake was "celebrated for the 'pounamu,' found on its shores, and in the mountain torrents which supply it". In reporting information from an "old Maori", BEATTIE (1920: 45) records that the "general name of the whole district north of Lake Wakatipu was Te-wahi-pounamu", but whether this also included the Arahura and Taramakau river sources is a moot point.

As a final comment, WILLIAM ANDERSON (1777: in BEAGLE-HOLE, 1967), surgeon and keen naturalist aboard Cook's ship, *Resolution*, during his third and last voyage to New Zealand between 1776–1779, writes that "wherever it [pounamu] may be found, which they [the Maori] say is in the channel of a large river far to the southward [of Queen Charlotte Sound]. It is dispos'd in the earth in thin layers or perhaps detach'd pieces like our Flints". The "large river" (rather than a "large lake or collection of waters" interpreted by Cook) could be the Arahura, the Taramakau, or perhaps the Dart River that runs into Lake Wakatipu (Text-Fig. 5).

9 According to HEAPHY (1846: 127) "The Arahura river descends from this range [the Southern Alps]. In its bed, after freshes, is found the poenamu, in shingles and slabs; and



Text-Fig. 6. Map showing location and extent of the nephrite-bearing *Pounamu Ultramafic Belt* in the Alpine Schist (biotite and garnet zone schist), Southern Alps, north Westland (simplified after NATHAN et al., 2002), and Pleistocene glacial outwash that is the main source of nephrite pounamu in the Taramakau and Arahura rivers. Green circle supposed position of *Te Waka* (the canoe), a large pounamu 'outcrop' (boulder?) in the Arahura River 15 miles (24 km) inland from the river mouth according to Hochstetter. **Below:** Section through an in-situ nephrite-bearing ultramafic-marble sequence exposed in a tributary (Jade Creek) of Olderog Creek that debouches into the Arahura River (after JOHNSTON, 1983), and water-smoothed cobble of nephrite pounamu from this outcrop. The section dips north at 60° (see Text-Fig. 5 for location and text comment 7 for details).

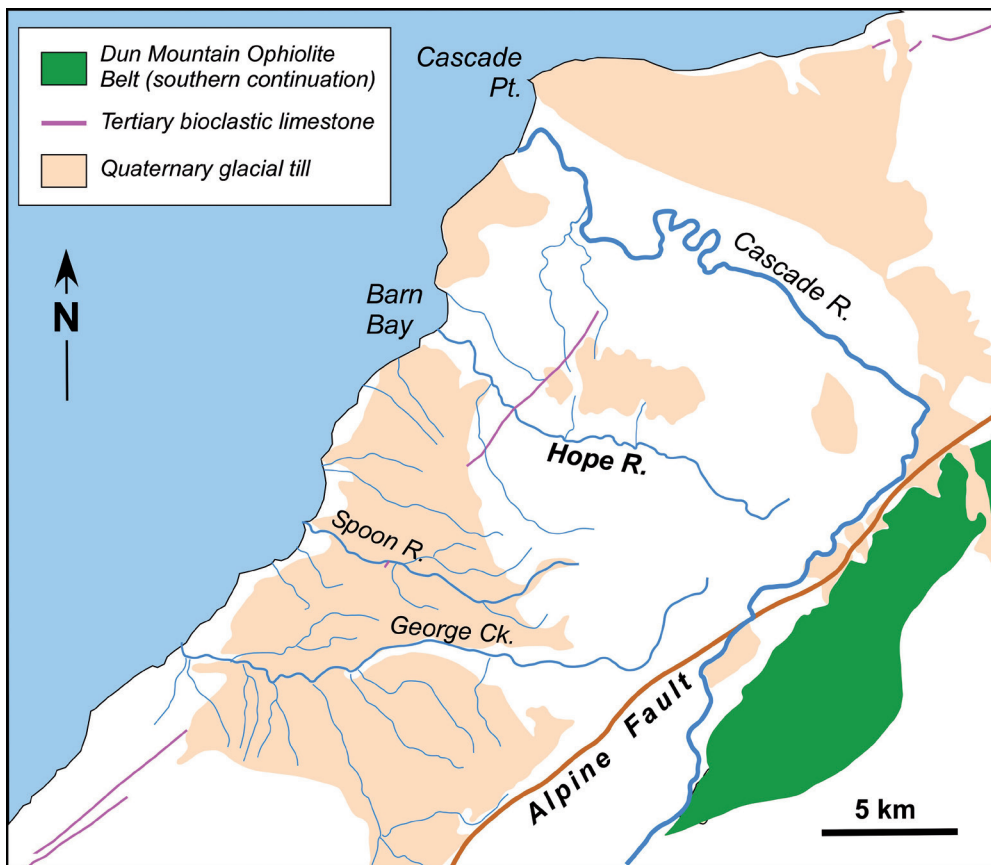


the material of the meris [sic] which we saw making at the village [near the mouth of the Taramakau River; see comment 6] was from this place.”

10 Julius Haast (1822–1887), a German-born New Zealand explorer, geologist, and founder of the Canterbury Museum in Christchurch.

11 A report in the *Nelson Examiner and New Zealand Chronicle*, 21 January 1843 (page 183), states that “Captain Anglin [sic; William Andrew Anglem (1804–1846)], with part of his crew, had ascended a large river in a boat, some-

where on the west coast of this island, to collect green stone, or some other valuable mineral; and while blasting, an explosion of gunpowder took place, which dreadfully injured the captain’s hands and face, and more or less wounded two of the men. The captain immediately bound up both his eyes, and was conveyed on board the vessel, then at a distance of twelve hours’ sail; and, on reaching the ship, started for Nelson, and arrived here in ten days. By taking every possible precaution, mortification was kept down until the schooner got here, and on the following day, the captain had one of his fingers taken off. Although both



Text-Fig. 7. Map of the Hope River–Barn Bay area, south Westland, showing distribution of ultramafic rocks of the southern continuation of the Dun Mountain Ophiolite Belt, Pleistocene glacial till and Tertiary limestone band (see Text-Fig. 5 for location and text comment 11 for details). Pounamu is found in all streams draining glacial till.

his hands are dreadfully shattered, it is hoped that no further amputation will be necessary. The sight of one eye is entirely lost; and one of the crew, it is feared, will lose the sight of an eye. Captain Anglin reports that there is very fine white marble in the neighbourhood of the spot where the accident occurred, but, for some reason, is unwilling to give any precise information whereabouts it was". The river referred to was most certainly the Hope River that debouches into Barn Bay, ~90 km north of Milford Sound, and this agrees with Anglem's report of very fine white marble in the area (Text-Figs. 5, 7), which equates with a 0.5–30 m thick layer of distinctive creamy-white bioclastic limestone, the *Awarua Limestone* (RATTENBURY et al., 2010).

According to BEATTIE (1920: 50), "pounamu" was being collected from Milford Sound by Maori with Captain William Anglem and others in 1841, resulting in the first successful shipment of pounamu to China, mentioned by Hochstetter. SHORTLAND (1851: 36) records the result of the second shipment of pounamu after the accident in 1843; "the specimens carried to China were found to be of a quality not esteemed there, being disfigured by the presence of small black specks, like the mica grains in granite. So the speculation failed". The "small black specks" are chromite and a characteristic feature of pounamu found in the Hope River (BECK & MASON, 2010: 93), that is derived from glacial till (Text-Fig. 7).

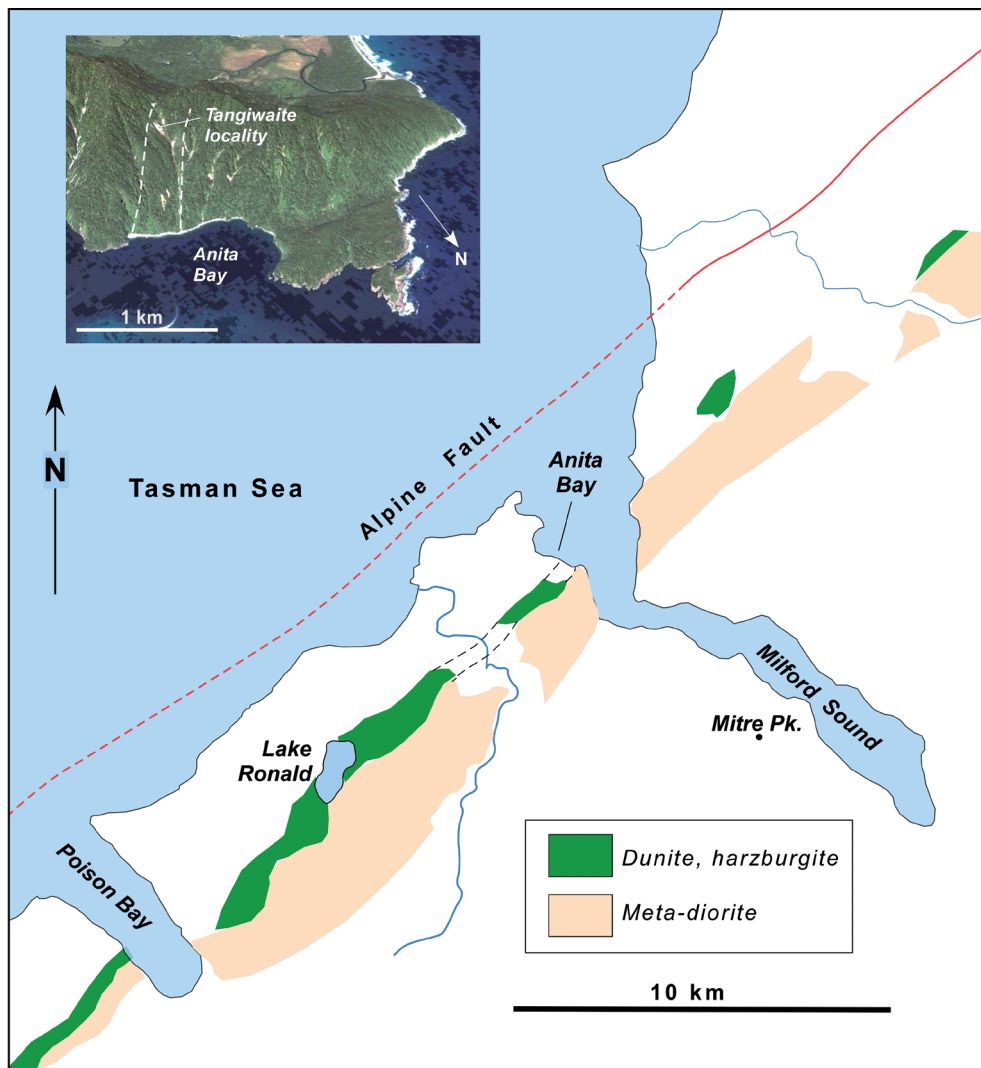
12 See Text-Figure 8 (Map of Milford Sound geology and tangiwaite occurrence).

The first description of pounamu from Milford Sound is given as early as 1844 by David Monro who befriended and assisted Hochstetter by translating his public addresses during his stay in Nelson during August to October 1859.

"The greenstone, so much prized by the Maories, and also it was hoped by the Chinese, is found in various places on the west coast. It has principally hitherto been worked in a place called Barn Bay [Text-Figs. 5, 8]. A block of it, weighing several tons, lay on the beach here, in breaking up which Captain Anglin [sic] and some of his crew were so much injured [see comment 11]. But the mineral must be abundant, for I was shown several rounded pebbles of it picked up on the beach, where they are sufficiently common. There are two kinds of greenstone, that which is commonly seen, and which is named the ponamoo [sic], and another sort more glassy and transparent named tuggewai [sic]. The ponamoo is exceedingly hard, and has an irregular fracture. The tuggewai is much softer, of a more transparent green, and divides easily into plates. It can be scratched with a penknife, and thin plates can thus be raised.

The greenstone prized by the Chinese is undoubtedly the same mineral, slightly different in colour. It has a transparency and brilliancy which I have never yet seen in the New Zealand stone. Ornaments made of the Chinese greenstone look almost like a stained glass, or some parts of them are nearly colourless, while others are clouded with beautiful transparent grass-greens and whites. The mineral of these shades of colour is exceedingly valuable in China – worth its weight in gold. It is by no means unlikely that the mineral having the requisite shade may yet be found in New Zealand. Where there is a large extent of greenstone, it is rather indeed probable that very considerable varieties in its tint will be met with." (MONRO, 1844: 123–124).

HEAPHY (1862: 17) states that the "tangi wai is the least esteemed by the Maoris, but by far the most beautiful of all.



Text-Fig. 8. Map showing the distribution of ultramafic rocks (*mylonitised dunite, harzburgite*) and eastern contact *metadiorite* across Milford Sound to Poison Bay in the south. There is a 40 m thick band of *hornblendite* along the ultramafic-metadiorite contact. **Inset:** The nature of the steep bush-covered terrane fronting Anita Bay where *tangiwai* was first found as beach pebbles derived from an in-situ source on the hill slope (probably where the slip is visible) at a height of ~420 m. Dashed white lines define the width and strike of the steeply inclined ultramafic rocks (Photo: Google Earth Image, 2009).

It is of clear pale green, and is very translucent. [...] It is the only kind of poenamua that would be esteemed for purposes of ornament by Europeans", and therefore the reason why Hochstetter chose to analyse it.

The first analyses of *tangiwai* were given by HECTOR & SKEY (1866: 412)⁷ in the *Report of the New Zealand Exhibition of 1865* held in Dunedin, under the heading "Serpentine."

"This mineral occurs in New Zealand in two forms, — Common Serpentine, that forms extensive rock masses characteristic of the mineral found in various parts of the Middle Island, both in the Province of Nelson and Otago, and noble Serpentine, which occurs in thin veins associated with the Jade, or greenstone of the Maoris, by whom it is distinguished by the name of Tangiwaite. Large masses of this beautiful mineral were exhibited in the Geological Department (Otago), having been brought from Milford Sound, where they occur as boulders of various sizes, and generally much water worn. Some of the smaller pieces, when cut and polished, were very attractive, on account of their beautiful deep sea green colour, their translucency, their

purity, and remarkable closeness of grain. This mineral is somewhat soft, and, breaking readily, is capable of being worked into any shape with the greatest ease, and for ornamental work generally is well adapted. It's general characters are as follows:—Colour dull green and mottled black, lustre slightly resinous, fracture splintery, streak dirty white, hardness 4.5, sp. gr. 2.592. Is completely decomposed by hydrochloric acid. In blow-pipe flame infusible, turns faint buff colour, no distinct soda reaction, but slight reaction of manganese with the proper fluxes".

This description is comparable with that of Hochstetter's *tangiwai*. Three analyses of the Anita Bay *tangiwai* are given in Table 1 (Analyses 11, 12, 13).

Ten years later HUTTON & ULRICH (1875) referred to the Anita Bay *tangiwai* occurrence as *marmolite*⁸:

"The Serpentine which occurs plentifully at Anita Bay, is pale green, translucent and with a more or less schistose structure. It is tolerably hard, but can be scratched with a knife. It is the inferior greenstone, or Tangiwaite, of the Maoris, and the Marmolite of mineralogists. The true green-

⁷ James Hector (1834–1907), geologist, explorer, administrator. Appointed director of the Geological Survey and Colonial Museum of New Zealand, Wellington, in 1865.
William Skey (1835–1900), Colonial Laboratory analyst attached to the Colonial Museum and Geological Survey of New Zealand.

⁸ *Marmolite* (NUTTALL, 1822) is a pale green foliated or laminated type of serpentine with a pearly lustre. However, the serpentine mineral is either chrysolite or lizardite (NAGY & FAUST, 1956; WHITTAKER & ZUSSMAN, 1956), not antigorite as is *tangiwai*.

wt. %	Nephrite										Tangiwaite			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57.10	55.01	51.08	56.00	51.70	52.25	57.75	57.38	57.35	56.55	40.20	41.20	45.91	44.77
Al ₂ O ₃	0.72		1.42			0.58	0.90	0.22	0.22	0.21	Tr.	Tr.	5.63	
Cr ₂ O ₃			Tr	Tr	0.30	0.26					Tr.	Tr.	Tr.	
Fe ₂ O ₃		3.52			0.65		0.38							
FeO	3.39		12.43	11.13	7.62	6.80	4.79	3.50	5.94	6.21	12.10	12.10	1.69	3.35
MnO			Tr	Tr	Tr		0.46				Tr.	Tr.	Tr.	
MgO	23.29	21.62	21.35	21.95	23.50	18.07	19.86	22.32	20.70	19.78	33.20	34.02	35.07	39.17
NiO							0.22							
CaO	13.48	13.66	9.00	9.94	13.09	19.27	14.89	13.68	13.47	13.6				
Na ₂ O			tr	tr		0.68								
K ₂ O		1.42						0.69						
H ₂ O (T)*	2.50	5.04	0.97	0.97	2.42	1.50	0.68	2.78	3.13	2.81				12.94
H ₂ O+											12.70	12.74	12.67	
Total	100.48	100.27	96.25	99.99	99.28	99.41	99.93	100.57	100.81	99.16	98.20	100.06	100.97	100.23
Hardness			5.5-7					5.0-6.0				4.5		3.5-5
Density			3.02			3.015	3.18	3.03		3.0895		2.592		2.61

Tab. 1.

Analyses of pounamu between 1851 and 1880.

*H₂O(T) = Total H₂O, i.e., H₂O⁺ and H₂O⁻. Tr = trace.

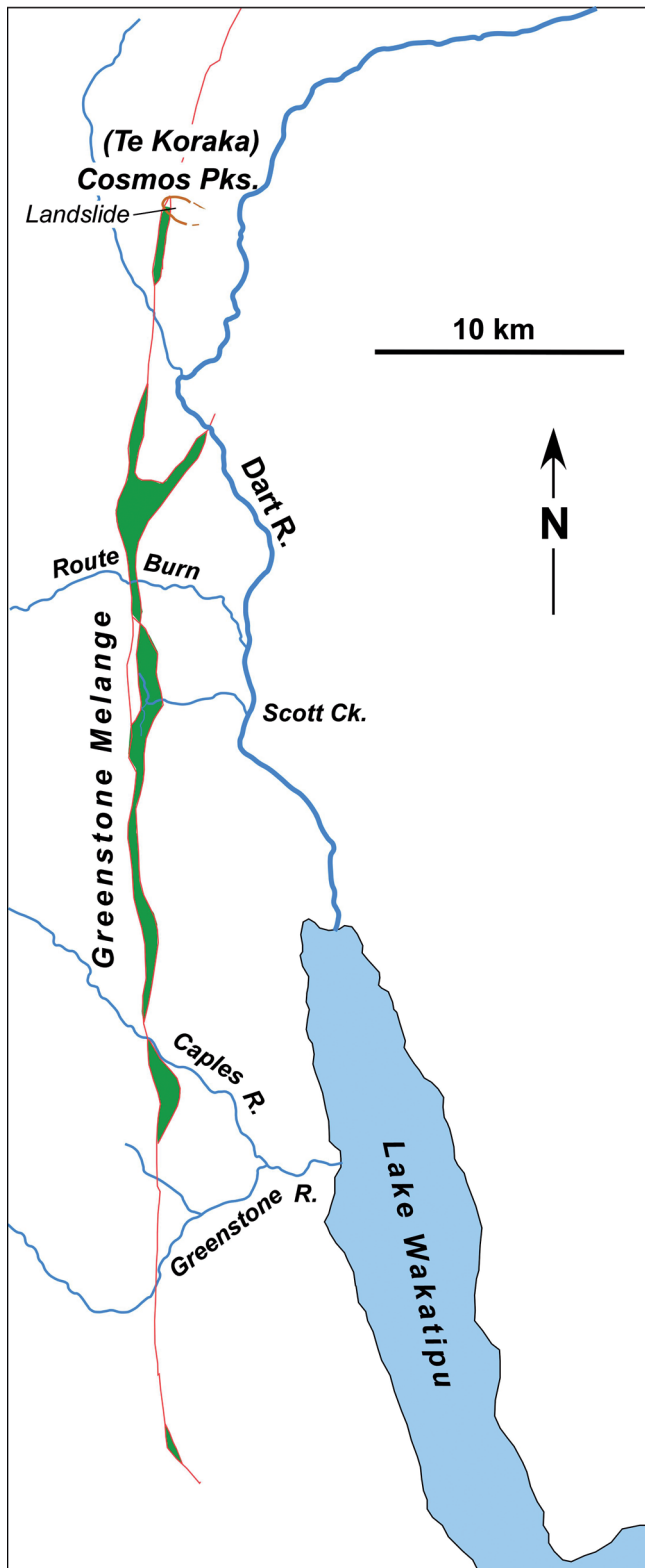
1. SCHEERER (1851); 2. HOCHSTETTER (1864) (corrected Al₂O₃ and CaO values after BERWERTH, 1880a); 3, 4. HECTOR & SKEY (1866); 5, 6. DAMOUR (1865). Fragment of an axe (5); dark green jade axe (6); 7. FELLEBERG (1869); 8, 9, 10. BERWERTH (1880a). Analysis 8 is a reanalysis of Hochstetter's "kawakawa"; 11, 12, 13. HECTOR & SKEY (1866); 14. BERWERTH (1880b).

stone, or Pounamou of the Maoris, — the Nephrite or Jade of mineralogists—appears to occur only in veins through the marmolite, and does not exist in large separate dykes. Nephrite may be distinguished from Marmolite by its hardness, it being impossible to scratch the former with a knife. Chemically, nephrite differs from marmolite only by the absence of water in its composition (nephrite, as tremolite-actinolite, contains ~2.2 % H₂O), and any number of different varieties may be found differing much in hardness, even in the same block of marmolite" (HUTTON & ULRICH, 1875: 28–29).

From HECTOR's 1863 description of the pounamu occurrence at Milford Sound quoted by Hochstetter, the location is inscribed as "Hornblende schists with large veins of Jade" on his 1873 geological sketch map of New Zealand. This new map was especially prepared for the International Vienna Exhibition in 1873, where New Zealand had a large display created by Hector assisted by Julius von Haast with the help of Hochstetter who was a member of the organising committee. It was drafted by Augustus Koch, a cartographer and artist in Wellington, New Zealand, who had accompanied Hochstetter as artist on his North Island expedition in 1859 (NATHAN, 2014). In addition to Monro's 1844 information, DIESELDOFF (1901) lists Barn Bay as a source of pounamu, and BEATTIE (1920) records that Maori informants had told him that good pounamu could be obtained there. These occurrences were not in-situ "nodules or irregular masses" as suggested by Hector at Anita Bay, but boulders derived from glacial till and in turn derived from the ultramafic rocks further inland (the southern continuation of the Dun Mountain Ophiolite Belt dextrally offset by the Alpine Fault (Text-Figs. 5, 7).

Under the heading "Serpentine" in the *Juror's Report of the New Zealand Exhibition 1865*, Hector draws attention to the presence of noble serpentine (tangiwai variety of pounamu, and distinguished from common serpentine) occurring as thin veins associated with "the Jade, or greenstone [nephrite] of the Maoris" at Milford Sound (Anita Bay) (HECTOR & SKEY, 1866: 412). Under the heading "Jade" in the same report is recorded that "One kind of the jade (ordinarily known as Maori greenstone, or 'Poenuamu') from Milford Sound is speckled with chromic iron. It occurs in-situ on several parts of the West coast of Otago, as veins traversing serpentine and hornblende schist" (HECTOR & SKEY (1866: 413), However, COX (1882: 394–395) states that "the only locality where it [nephrite] has been found in situ is at Milford Sound, where it occurs as veins traversing serpentine and hornblende schist, one variety being speckled with chromic iron". This is probably the analysed sample containing 12.10 % FeO (Table 1) but as Cr₂O₃ is present in trace amounts, the black inclusions are more likely magnetite. Again, the Milford Sound locality is generalised and includes Anita Bay and the coastal area to the north.

13 Lake Wakatipu (Text-Fig. 5), incorrectly equated as the location of "Te Wai Pounamu", is not a source of nephrite, but "float" has been found in rivers entering the northern and western part of the lake, that drain fault-bounded septa of ultramafic rocks that form part of what is called, the *Greenstone Melange Belt* (Text-Fig. 9). The story of the re-discovery of an important in-situ source of the *inanga* variety of pounamu (largely semi-nephrite) in a mountainous area north of Lake Wakatipu known to the Maori as *Te Koroka* (now called *Cosmos Peaks*) (Text-Fig. 9) (BEATTIE, 1920; SKINNER, 1935), is detailed in BECK & MASON (2010: 72–74).



Text-Fig. 9. Map of the area north of Lake Wakatipu, western Otago, showing the fault-bounded Greenstone Melange belt (sheared/schistose serpentinite, gabbro, greyschist), *Te Koroka* (a South Island chief) the source of *inanga* pounamu, and pounamu-bearing streams (see Text-Fig. 5 for location and text comment 12 for details). Maori sources mention that the pounamu source occurred in a great cliff or landslide called *Te Horo* (the Maori word for “to fall off” or “crumble down”) (BECK & MASON, 2010: 74), and possibly the area marked “landslide” on the map. Greenstone River was the route followed by Maori from the east coast of the South Island to the pounamu source rather than being a collection site.

14 With respect to this find, Hochstetter writes: “[I]n Current Basin, [...] slaty limestone is exposed [...] at Okure [sic] Bay. Here it stands vertical, or is in part even somewhat overturned to the east, and below the calcareous slates (apparently above them) are thick beds of a semi-crystalline serpentinous rock, partly reddish, partly grey, which gradually passes into real serpentine. [...] At the foot of these cliffs I also found a nodular piece of nephrite, which probably belongs to these altered rocks” (FLEMING, 1959: 242; HOCHSTETTER, 1864a: 226) (Text-Fig. 10).

In 1901, Arthur Dieseldorff⁹ (University of Marburg) wrote a letter to Hochstetter’s widow, Georgiana von Hochstetter (1842–1905), requesting permission to examine this nephrite specimen. The following is an English translation of the original German holograph letter:

**Letter from Arthur Dieseldorff to
Georgiana von Hochstetter**

(Dr Albert Schedl Collection, Vienna)

“Marburg in Hessen
Elisabeth Strasse 10
13 April 1901

Esteemed Mrs Hofrat!

During his famous circumnavigation of the earth your husband found, namely to the north of Nelson in the South Island of New Zealand, a nephrite cobble at Okuri Bay. From collections placed as my disposal I also picked out nephrite from the neighboring D’Urville Island and as you can see from the enclosed small publication, these were described by me as a mineralogist.

This shall be examined in more detail in my doctoral thesis [DIESELDORFF, 1901]. For this purpose, I would very much like to have the nephrite cobble found by your husband for comparison. In this regard I wrote to Hofrat Tschermak, who had Dr Berwerth inform me that the sample was still in your custody.

While I now most politely ask you to lend it to me for a few days, I would also like to ask if you would allow a small splinter to be chipped off for the purpose of making a thin section.

With the greatest of thanks in advance, I have the honour to be,

Your very devoted

Arthur Dieseldorff

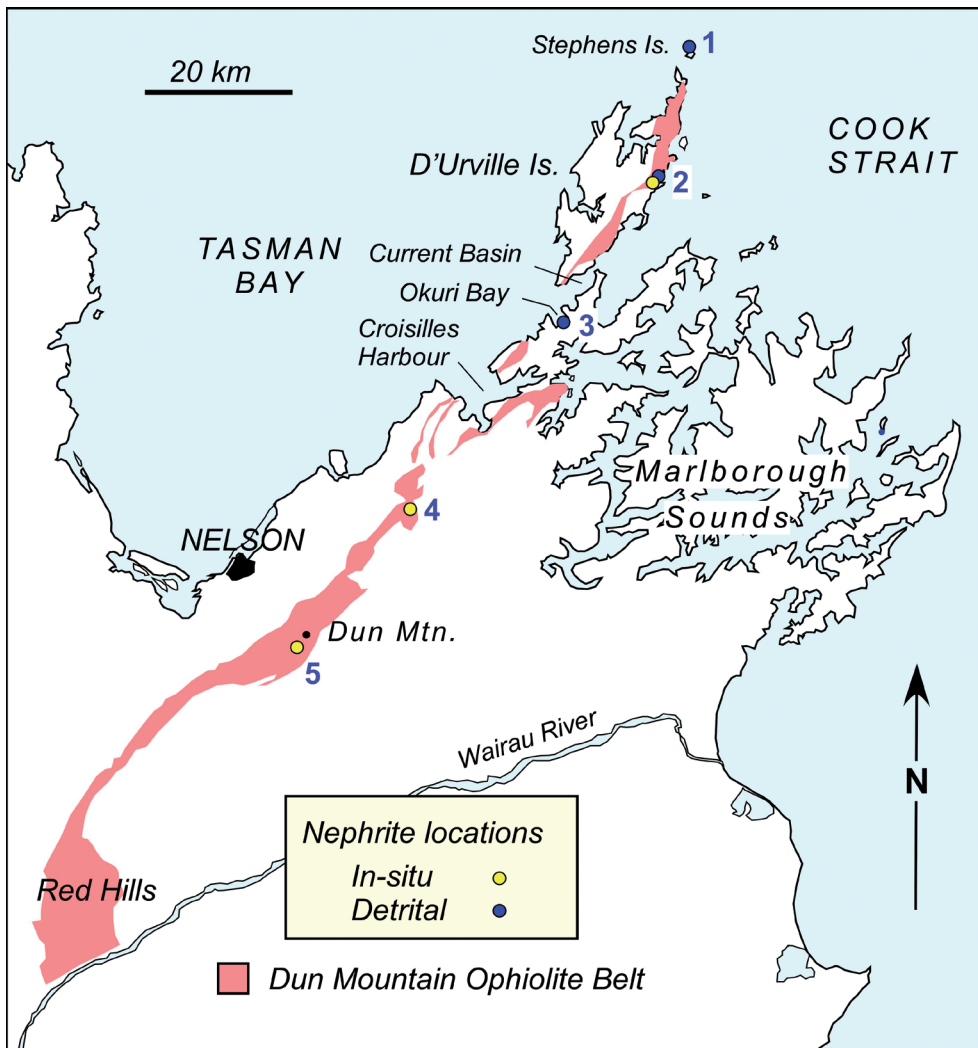
cand. rer. Nat

Marburg in Hessen, (not in Austria)”

However, there is no description of Hochstetter’s sample in DIESELDORFF’s 1901 doctoral thesis paper, because the sample was neither in Hochstetter’s collection nor in the Natural History Museum, Vienna. However, four additional nephrite samples, three detrital and one in-situ, from D’Urville and Stephens islands collected by Hugo Schauinsland¹⁰ of Bremen, on a zoological expedi-

⁹ Arthur Daniel Dieseldorff (1866–1928), German mining engineer.

¹⁰ Hugo Hermann Schauinsland (1857–1937), German herpetologist, Übersee-Museum, Bremen.



Text-Fig. 10. Map showing numbered localities (1–5) of in-situ and detrital nephrite – semi-nephrite associated with the Dun Mountain Ophiolite Belt, Nelson Province. 1, 2. DIESELDORFF (1901); 3. HOCHSTETTER (1864a); 4, 5. COLEMAN (1966) (see Text-Fig. 5 for location and text comment 14 for details).

tion that visited New Zealand in 1896–1897, are described and analysed by Dieseldorff, and these were certainly derived from the same rocks as Hochstetter’s pebble (Text-Fig. 10), i.e. melange of the *Dun Mountain Ophiolite Belt*.

15 See Text-Figure 11. Types of pounamu, the *tangiwai* and *kawakawa* varieties described by Hochstetter.

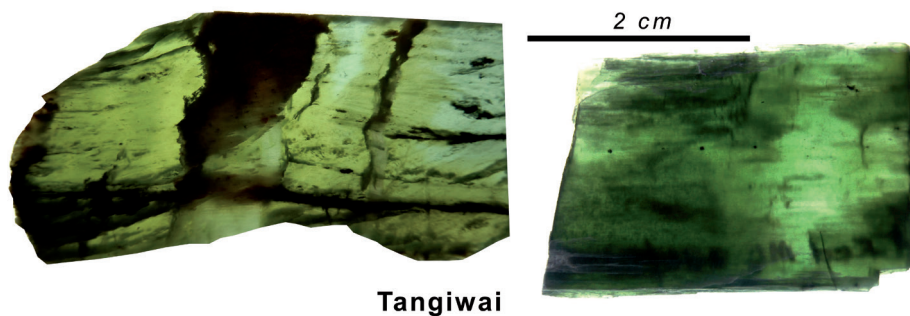
16 *Tangiwai* takes its name from the tears that come from great sorrow. Tangi means “to cry” and wai means “water”, or “tears”. *Koko-tangiwai*, the longer name for this stone, refers to a deep sorrow that is never completely healed. *Pipiotahi* is the Maori name for Milford Sound and means *one piopio* – (*tahi* meaning one), the South Island thrush (*Turnagra Crassirostris*), and the Sound is known as the “*place of the singing thrush*”.

17 See Text-Figure 11. Types of pounamu, the *tangiwai* and *kawakawa* varieties described by Hochstetter.

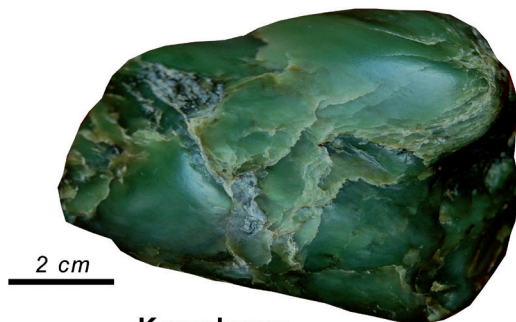
18 Reverend Richard Taylor (1805–1873), missionary of the Church Mission Society in New Zealand, who wrote numerous articles and books about the natural and cultural environment in New Zealand.

19 The Latin name *eleotris basalis* is quoted in TAYLOR (1855: 414), but the *inanga* is now known as *Galaxias maculatus*, and commonly as *whitebait*, as shown in Text-Figure 11.

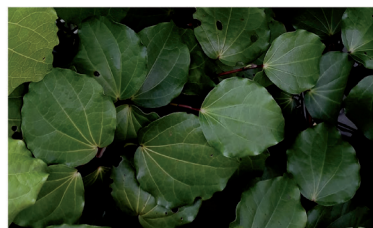
20 There is some confusion regarding this variety of pounamu. *Aotea*, perhaps more correctly spelt *Kahotea* in this case, is a variety of nephrite streaked or flecked with white. *Kahotea* is an abbreviation of *kakaho*, the white flowing seedhead of the toetoe (*Cortaderia richardii*) and the name commemorates the first discovery of a “white” pounamu boulder in the Arahura River (BECK & MASON, 2010). WILLIAM ANDERSON (1777) refers to such examples of uncut pounamu traded aboard Cook’s ship in Queen Charlotte Sound in February 1777 as being “*cover’d with a whitish crust*” like that on flint nodules. The white patina rind on nephrite is the result of weathering when buried in an alkali environment that results in a “*loosening*” of the fibrous tremolite-actinolite nephritic texture to produce an increased intergranular porosity, that, in turn, causes light refraction, dispersion and total reflection, producing a white appearance (e.g. TSIEN, 1996) (see Text-Fig. 12). On the other hand, Reverend James Stack (letter in CHAPMAN, 1891: 515) refers to *aotea* as “*a counterfeit greenstone, opaque; often mistaken when in the river beds by the unskillful*”; ELSDON BEST (1974: 207) clarifies “*opaque*” to mean the outside weathered portion of large boulders. Regarding *kahotea*, Stack refers to this variety as “*dark green with spots of black through it, rather more opaque than the other varieties*” (in CHAPMAN, 1891: 513), thus contributing to the confusion of the correct definition of the nephrite term.



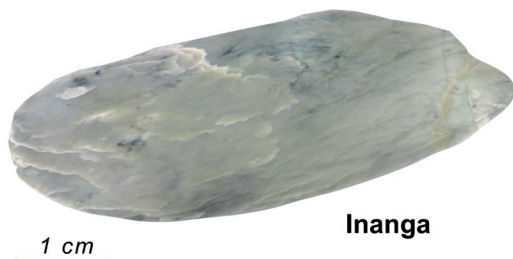
Tangiwai



Kawakawa



Piper excelsus



Inanga



Galaxias maculatus



Weathering patina

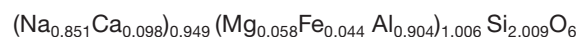
Text-Fig. 11.
Three varieties of pounamu. *Tangiwai*, two backlit slices; *Kawakawa*, stream cobble and *Piper excelsus*; *Inanga*, river pebble and *Galaxias maculatus* (*Inanga* or *whitebait*); irregular surface of pounamu river cobble (possibly *Kahurangi* variety) with white weathering patina preserved in hollows. See text comments 17 and 19 for details (Photos: Rodney Grapes).

21 *Hohapa*; it is unclear whether Taylor means nephrite, or some other green stone. *Kuru tongarerewa*: *Kuru* is applied to a pendant and not to a variety of nephrite. *Totoeka*, also spelt *Totoweka*: a very rare rusty, yellow or yellowish-brown-coloured nephrite variety, with red inclusions that are likened to the blood (*toto*) of the *weka* (*Gallirallus australis*).

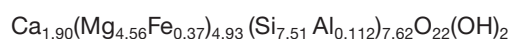
22 Augustin Alexis Damour (1808–1902), French mineralogist with an interest in prehistory.

23 *Dipyre* is a varietal name of *scapolite* with a composition generally expressed in terms of two end members, *marialite* (Ma) ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$) and *meionite* (Me) ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$). Intermediate compositions between Ma_3Me_2 and Ma_5Me_5 are referred to as *dipyre*. At the time of Hochstetter's writing, *wernerite* (as a mineral group name) was used synonymously with *scapolite*, but is now discarded (BAYLISS, 1987).

24 Damour's *jade vert* analysis if treated as a monomineralic substance computes on the basis of 6 oxygens to jadeite pyroxene ($\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$) with the structural formula:

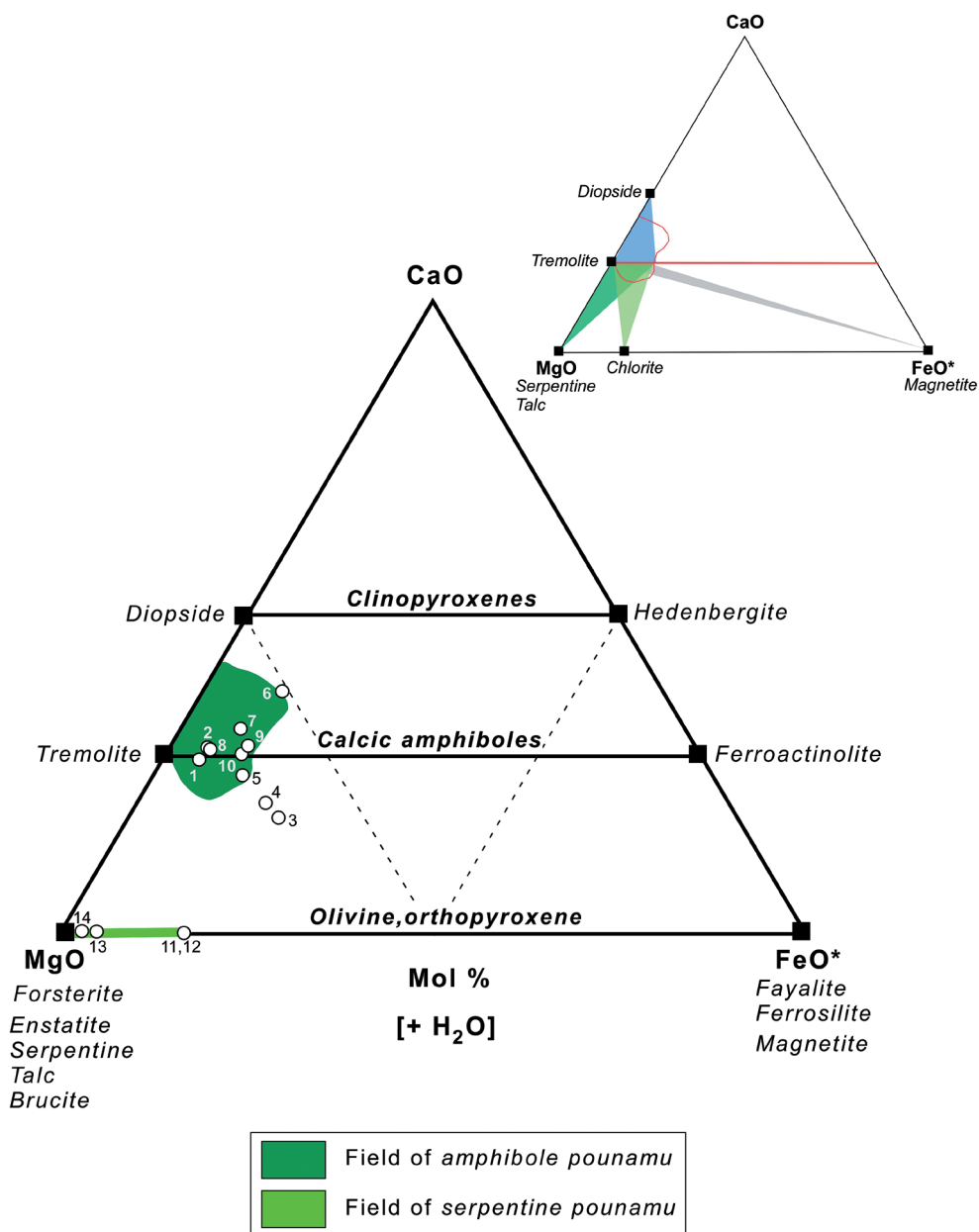


25 On the assumption that the pounamu analysed by Scheerer¹¹ is monomineralic, his analysis recalculated on an anhydrous basis of 23 oxygens yields a structural formula of:



The importance of Scheerer's analysis is that it was the first to clarify the nephrite variety composition of pounamu. At the time of Hochstetter's publication, Scheerer's analysis was the only one available. DAMOUR's two pou-

11 Karl Johann Scheerer (1813–1875), German metallurgist and chemist.



Text-Fig. 12. Mol.% CaO – MgO – FeO* + H₂O chemo-graphic diagram, with FeO* = all iron, showing compositions of nephrite and tangiwaite pounamu determined between 1851 and 1880: Numbers refer to analyses listed in Table 1.

Inset: Diagram showing typical accessory minerals in nephrite pounamu and their relationship to the pounamu composition field as vector cones; *blue* = diopside; *dark green* = serpentine, talc; *light green* = chlorite; *grey* = magnetite/chromite. Chlorite composition is from GRAPES (unpublished analyses). The accessory mineral(s) will only affect the nephrite composition where individual oxide values exceed those in tremolite-actinolite. Nephrite compositions with CaO *above* tremolite-ferroactinolite tie-line may contain *diopside* (e.g. 6). Compositions with CaO *below* tie-line may contain non-Ca-bearing hydrous Mg-Fe minerals *serpentine, talc, chlorite*, and Fe-rich compositions (e.g. 3, 4) may also contain *magnetite* and/or *chromite-picotite* if indicated from the Cr₂O₃ content. The only variation in tangiwaite compositions is along the MgO-FeO* base of the triangle.

namu analyses were published in 1865, and those of HECTOR & SKEY in 1866.

26 Wilhelm Karl Ritter von Haidinger (1795–1871), Austrian mineralogist and founding director of the Geological Survey of Austria.

27 The property by crystals of exhibiting two different colours when viewed along different axes.

28 As provided to Hochstetter (Fehling to Hochstetter, February 1861) both analyses by Melchior and Meyer are spurious. Despite a density of 2.61, **analysis 1** is not the “*tangiwai*” variety of pounamu (see translation of BERWERTH, 1880b), nor is it of the nephrite variety. Berwerth concluded that it was “*a mistake for an analysis by someone else*” and therefore certainly not the composition of the sample supplied by Hochstetter. Except for the presence of 0.94 % K₂O and the low H₂O content of 1.11 %, the analysis approximates that of *magnesian-hornblende*, and of unknown origin, in which case the measured density is also too low for this amphibole composition (i.e.

~3.0–3.1). In **analysis 2** of the *kawakawa* variety, the Al₂O₃ value is mistakenly exchanged for that of CaO (see translation of BERWERTH, 1880a) and the corrected analysis indicates a composition approaching that of the *nephrite* and with the right density of 3.02. However, the high K₂O of 1.43 % and H₂O of 5.40 % are anomalous*. All subsequent New Zealand nephrite analyses have K₂O contents of < 0.5 % and H₂O contents of 1.8–2.7 %. Also, Na₂O is present in amounts ranging from < 0.01–0.70 % despite Fehling’s communication to Hochstetter stating that both “*minerals only contain potash and no soda*”. Nevertheless, if some is present in Hochstetter’s *kawakawa* (0.69 % according to Berwerth’s re-analysis), it indicates that muscovite (KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH,F)₂) must be present; emerald-green chromian muscovite has been found with chlorite intergrown with tremolite-actinolite in nephrite selvages surrounding metagabbro in quartzo-feldspathic schist (the source of K) in northwest Otago (COOPER, 1995) (see Text-Fig. 17B). If Hochstetter had received the correct analyses of “*kawakawa*” and “*tangiwai*” pounamu from Fehling’s

laboratory, his paper would have been the first to characterise the two mineralogical varieties of New Zealand pounamu, i.e. nephrite and tangiwaite.

Extract of letter from Hermann Christian Fehling to Ferdinand von Hochstetter dated February 1861 relating to a 'chemical study of various minerals from New Zealand'

(Dr Albert Schedl Collection, Vienna)

"No 1. Kawakawa pounamu variety of the Maori. Specific gravity 3.02, hardness 6.50

No.2. Tangiwai pounamu variety of the Maori. Specific gravity 2.61, hardness 5.0

	No. 1 (Melchior) [see HOCHSTETTER, 1864b: 475, b.]	No. 2 (Melchior & Meyer) [see HOCHSTETTER, 1864b: 475, a.]
Silica	55.01	53.01
Alumina	13.66	10.83
Iron oxide	3.52	7.18
Manganese oxide	0.00	0.00
Lime	--	12.40
Magnesia	21.62	14.50
Potash	1.42	0.97
Water and Loss on Ignition	5.04	1.11

Nephrite No. 1 does not contain lime, both minerals only contain potash and no soda.

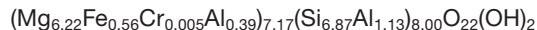
Stuttgart Feb 1861, Dr. Fehling".

Analyses of the two pounamu varieties, nephrite and tangiwai, produced between 1851 and 1880 are listed in Table 1, and their compositions are plotted in terms of mol.% CaO-MgO-FeO*, where Fe* = all iron as FeO (Text-Fig. 12). All nephrite analyses except 3 and 4 plot within the nephrite field defined in Text-Figure 2. Analyses 3, 4, 5, 6 and 7 show notable deviations from the tremolite-ferroactinolite tie-line, and with reference to the vector diagram (inset in Text-Fig. 12), indicating the presence of diopside (6, 7), and analyses plotting below the tie-line indicating the presence of hydrous Mg-Fe silicates and magnetite (3, 4, 5). The only compositional variation of tangiwai is along the MgO-FeO base of the triangle. The high Fe in analyses 11 and 12 implies the presence of magnetite (Fe₃O₄) rather than Cr-spinel ([Fe,Mg][CrAl]₂O₄) as only trace amounts of Cr₂O₃ and Al₂O₃ are recorded. The high Al in analysis 13 could suggest the presence of Al-serpentine, rather than Mg-chlorite which would tend to reduce the silica and water content. Analyses of serpentine in a tangiwai sample indicated between 2.2–4.5 % Al₂O₃ (GRAPES, unpublished analyses).

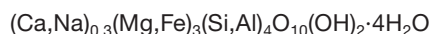
29 Except for the analyses of Schafhäütl¹² (II and III), the nephrite analyses listed and discussed by Hochstetter are not pure minerals of the tremolite-actinolite series with the ideal Ca-amphibole site occupancies, $A_{0-1}M_4(M_3,M_2,M_1)_5T_8O_{22}(OH)_2$, and the following com-

positions can be made on these compositions when recalculated on an anhydrous basis of 23 oxygens with all iron as FeO.

I. With high Al₂O₃ and no CaO, the analyses of Kastner¹³ approximates an *orthoamphibole* composition $A_{0-1}(M_4,M_3,M_2,M_1)_7T_8O_{22}(OH)_2$ (all M-sites combined) of the *anthophyllite-gedrite* series:



Kastner's analysis (in DE SAUSSURE¹⁴, 1806) is often quoted in the old literature as the composition of nephrite (e.g. MITCHELL, 1823; SHORTLAND, 1851). He described the sample as a "greasy nephrite", but there are no details as to where it came from, although probably Germany, and no physical properties are recorded. According to FISCHER (1875: 165) the analysis closely approximates the poitin or Hochstetter's incorrectly analysed "kawakawa" mineral from New Zealand with the formula:

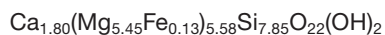


II and III. The two analyses from Schafhäütl closely approach the basic Ca-amphibole formula, being, respectively,



However, the presence of K₂O and no Na₂O, and the very low H₂O in both analyses is questionable.

IV, V, VI. These three analyses from Rammelsberg, Damour and Scheerer, respectively, are the least monomineralic nephrites. Their structural formulae are as follows:



All show cation deficiencies in T-sites, excess in M1, 2, 3 sites, excess (IV) and deficiency (V, VI) in the M4 site. In analysis IV, the low H₂O of 0.68 % is questionable and the high MnO of 1.39 % is unusual.

VII. See text comment 25.

30 *Meerschaum* (*sea-foam* in German) is now known as *sepiolite* with the ideal formula Mg₄Si₆O₁₅(OH)₂·6H₂O, i.e., wt.% SiO₂ = 55.65; MgO = 24.89; H₂O = 19.26. *Soapstone*¹⁵, also known as *steatite*, is an ultramafic rock essentially composed of talc with various amounts of chlorite, amphiboles, (e.g. tremolite-actinolite, anthophyllite, cummingtonite), trace chromite, and is formed by metamorphism of protoliths such as dunite, serpentinite, or dolomite. The soapstone composition quoted from Rammelsberg by Hochstetter is that of *talc* (Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂), and if alumina is accounted for possibly *saponite* (Ca_{0.3}(Mg,Fe)₃(Si,Al)₄O₁₀(OH)₂·4H₂O).

12 Karl Franz Emil von Schafhäütl (1803–1890), German physicist, geologist, librarian and musicologist.

13 Karl Wilhelm Gottlob Kastner (1783–1857), professor of physics and chemistry at the University of Heidelberg between 1805 and 1812.

14 Nicolas-Theodore de Saussure (1767–1845), professor of mineralogy and geology at the University of Geneva.

15 An old name for *saponite* (from the Latin for *soap*, and therefore *soapstone* alluded to by Hochstetter at the end of his paper).

**Berwerth's paper in Sitzungsberichte der
kaiserlichen Akademie der Wissenschaften,
mathematisch-naturwissenschaftliche
Classe,
Vol. LXXX, 1880: 102–115 (Text-Fig. 13)**

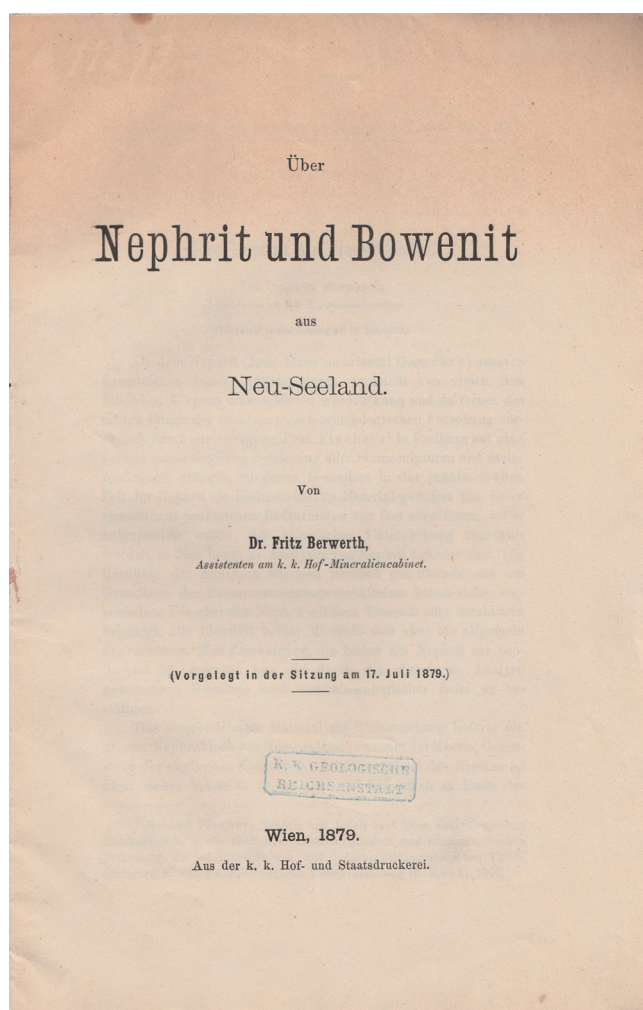
**On nephrite from New Zealand
by Dr Fritz Berwerth**

Assistant at the Imperial Royal Mineralogical
Court Museum

Since nephrite (**Damour's jade blanc ou oriental**) lacks external characteristics by means of which it can easily be distinguished from many similar bodies, and furthermore since the suggestion of Prof. **Fischer**¹ in Freiburg urging that diligent care be undertaken, a precise mineralogical distinction of all stone sculptures and stone tools, for which nephrite provides a highly valued material, especially in prehistoric times, where it was mostly used for practical reasons in almost all places where it was found, so that today 27 analyses of nephrite are known. The results of the analyses agree fairly well and on the basis of the composition, various researchers have therefore equated nephrite with tremolite or actinolite. Previously the identity of these minerals in nephrite had not been observed, but now the results obtained from chemical analysis allows them to also be confirmed from the mineralogical point of view.

The excellent material for this investigation was provided from a large block of nephrite from New Zealand (*pounamu* of the Maori, *greenstone* of the English colonists). The provenance of the block is not known for certain; but according to a letter from Dr Julius Ritter von **Haast** [1] to Hofrat F. v. **Hochstetter** relating information from Gerhard **Müller** in Westland (New Zealand), it was probably found at the end of the 1850s in Greenstone Creek [2], a tributary of the Taramakau River in the area of Hokitika on the West Coast of the South Island and purchased in Auckland by an English captain². He brought the block to London, where in the autumn of 1877, Dr Carl **Fischer** from Sydney happened to find it in an antique dealer's store. At the behest of Hofrat F. v. **Hochstetter**, Dr **Fischer** took the block to Vienna, and by the generosity of Heinrich Ritter

- 1 Heinrich **Fischer**: *Nephrite and jadeite according to their mineralogical properties, as well as their prehistoric and ethnographic importance*. With 131 woodcuts and 3 chromo-lithographic plates, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlags-handlung (E. Koch), 1875. [FISCHER, 1875]
- 2 In this letter, Julius v. **Haast** relates the following valuable remarks by Gerhard **Müller** on the purchase price of nephrite in New Zealand: "In this stream, as well as in the upper course of the Arahura River, blocks of nephrite were often collected, which are 6" to 5" in diameter. In 1869 I myself collected between 300 to 400 pounds of greenstone from the Arahura River between the mouth of the Kawhaka and Mt. Tuhua [4], consisting of float up to 1½ in. diameter. As for the rivers between Ross and Greymouth, I have never heard that a piece of greenstone has been found in any of them. To the south of Hokitika, nephrite is found in three places, namely 1. in the Hope River, 2. in Barn Bay, and 3. in Clinton [sic; Anita] Bay, Milford Sound [5]. In the first two places it was only found as scree, while in Clinton [Anita] Bay, where it is also found in large cobbles on the beach, it is said to occur in a layer 6' to 8' thick striking in a south direction into the mountain. I could not get reliable news of which type of rock the layer is bounded by on either side. As for the value of nephrite, it can only be approximately determined. It is more a matter of wasting time and the trouble of carrying the stone to the harbour than of any real value; but I think that if I put the value at £ 100 a ton (20 hundred weight), I am not far wrong. Finally I want to say that the nephrite from the Hope River is considered the best quality that can be procured on this coast."



Text-Fig. 13.
Title page of Friedrich Berwerth's papers on New Zealand "nephrite and bowenite" (S Nolden Collection). Note that the date is 1879 rather than 1880. At the (18th) meeting of the mathematical and natural sciences section of the Viennese Academy of Science on 17 July 1879 Hochstetter presented the two papers on behalf of the author, Friedrich Berwerth, with the request that they might be published in the proceedings of the Imperial Viennese Academy of Sciences, which they were in 1880.

von **Drasche-Wartinberg** it was purchased and presented as an outstanding display piece to the Imperial Royal Mineralogical Court Museum [3].

The block represents the larger half of a huge rolled boulder in which the smaller half has a 23 centimetre deep borehole drilled into it. Its shape was approximately that of an ellipsoid bulging on one side. The friction surfaces are smoothly polished, only in the places protected against impact and abrasion is a light grey decomposition product developed up to a thickness of several lines (steatitic?) thick. Traces of such a change can only be seen on the surface. The original weight of the block was 123.32 kilos. The block now has two cut surfaces and the weight of the main piece has been reduced to 109.85 kilos. The section, which is a mirror image of the main piece, weighs 7.90 kilos. The cut surfaces have been polished. Both are characterized by a deep green, intense colour and highly mirrored surface measuring 47 cm, the short 22 cm. The nephrite mass turns out to be relatively pure on these surfaces. As an admixture, there are some black grains that have been exposed under the surface due to the grind-

ing and that are consistently clustered into several larger or smaller groups. The hardness on the smooth surfaces is close to that of quartz. The fresh fracture surfaces appear as a result of the excellent splintery fracture. The colour nuances range from deep green through grass green to mountain green and leek green, depending on the degree of transparency, which is noticeable in splinters up to several centimetres thick. Close attention was paid to the appearance of crystalline parts on the fracture surface created by impact which had a stronger refraction and which glistened from the nephrite matrix in sharply defined contours. A proper examination of these crystals was therefore justified, since their genesis must be related to the dense mass of the nephrite. All these crystalline areas are composed of clusters of small, up to 5 mm long columns, which appear confused and are randomly imbedded in the dense nephrite matrix. Isolated crystals are seldom separated. With the aid of a magnifying glass, it was possible to establish that several small crystals are split into columnar surfaces which show an excellent glassy lustre. Most of the crystals can be removed individually from the matrix, leaving an impression of their crystal form in the dense mass. In several examples, the shape of these impressions resembles a hornblende prism, narrowly truncated on the sharp edge of the prism. The exact proof that actinolite is present is provided by crystal particles, which I succeeded in extracting from the mass, which was stubborn against the hardest steel instruments, in that sufficient material was required for an analysis. The separated crystals were all fractured pieces. A complete crystal could not be obtained. Although the habit, cleavage, lustre, and colour characterise these small crystals as actinolite, I undertook measurements of the obtuse prism angles of the cleavage of two fragments at Hofrat **Tschermak's** mineralogical petrological institute at the University [6]. In both cases, the results are the mean of several measurements. I obtained:

- 1., $1\bar{1}0 : 110 = 54^\circ 38'$, resp. $125^\circ 22'$
- 2., $1\bar{1}0 : 110 = 54^\circ 35'$ " $125^\circ 25'$.

The habit of these crystals, which occur within the dense mass of nephrite, corresponds to a variety of hornblende.

Under the microscope in a thin section made from a piece of the crystal-like part, all cross-sections of the tiny prisms appear almost colourless. Their inclusion in the dense nephrite is porphyry-like. Dichroism is weakly recognizable. The characteristic parting of the straight cleavage of the hornblende cannot be seen even under strong magnification. In some cases, the inclusion of lamellae can be clearly identified according to the well-known law of trillings. Microscopically, the same phenomenon can be seen in these small crystals as can be observed especially in the large dark crystals enclosed in talc and chlorite schist. The formation of these segregation surfaces, according to which the separation into many short columns on large crystals in slates is common, is due to the great pressure to which these slates have been subjected. A further analogy with the large actinolites of the slate could be seen in a defect kink in one of the tiny crystals. As an unusual inclusion, I was able to see a flake of a brownish colour when it was very much enlarged.

Before the blowpipe splinters of the crystals become white and melt into a shiny dark bead. Pure transparent crystal particles were used for the analysis. With the excep-

tion of the water determination, which was carried out according to the instructions given by [Ludwig] **Sipöcz**, the usual methods were used. The amount of dried material at 105 °C was 0.3493 g, alumina 0.0069 g, iron oxide 0.0241 g (Iron oxide was calculated from the oxide), lime 0.0475 g, magnesium pyrophosphoric acid 0.1015 g, corresponding to magnesia 0.0891 g, water 0.0098 g.

In percentage:

SiO ₂	56.55
Al ₂ O ₃	0.21
FeO	6.21
CaO	13.60
MgO	19.78
H ₂ O	2.81
	<u>99.16</u>

The specific gravity of splinters in the pycnometer at 16 °C, determined from two experiments, is 0.4866 g = 3.095 and 0.4768 g = 3.094; on average 3.0895. Other components have not been tested. Given the integrity of the crystals, the water content of 2.81 % must be taken as bonded water. A discussion of the role of water with respect to actinolite is not possible based of this single analysis. This must be postponed until new investigations into known types of hornblende are available, and in which the presence of water has been checked with appropriate accuracy. (The results of the following nephrite [actinolite] analyses can be used to confirm an analysis, but not as starting points for dealing with theoretical questions.)

In order to compare my analysis, I use an analysis carried out by **Rammelsberg** of the radiating fibrous (actinolite) from Arendal [7]:

- I. Actinolite crystals from nephrite.
- II. Arendal actinolite. Specific weight = 3.026 **Rammelsberg**.

	I.	II.
SiO ₂	56.55	56.77
Al ₂ O ₃	0.21	0.97
FeO	6.21	5.88
CaO	13.60	13.56
MgO	19.78	21.48
H ₂ O	2.81	2.20.

In both cases the following relative proportion of the constituent parts corresponds to the results of the analysis:



The numbers determined and calculated show the following agreement:

I.	Found	Calculated	± Difference
SiO ₂	56.55	56.66	- 0.11
FeO	6.21	6.80	- 0.59
CaO	13.60	13.22	+ 0.38
MgO	19.78	20.77	- 0.99
H ₂ O	2.81	2.55	+ 0.26

II.	Found	Calculated	± Difference
SiO ₂	56.77	56.66	0.11
FeO	5.88	6.80	-0.92
CaO	13.56	13.22	0.34
MgO	21.48	20.55	-0.61
H ₂ O	2.20	2.77	0.35

From the formula Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₆ O₆₁ it can be seen that compared to the normal silicate Si R''O₃ there is an excess of silica and a water content that is in the ratio of 2 : 3 to the excess of silica.

As the examination indicated that small crystals enclosed in the nephrite were actinolite, it was also important to examine the dense nephrite matrix.

A very thinly prepared section of the stone appears colourless in transmitted light. The fibrous-crystalline composition is obvious between crossed nicols. The arrangement of the fibres is random. Only in individual tufts of fibres, from which the whole mass appears to be braided and compressed, are the fibres evenly arranged. One thus observes a kaleidoscopic effect between crossed nicols from which identifiable elements rarely emerge when enlarged. I noted cross-sections of hornblende prisms, and here and there oblong cross-sections in unpredictable fissures of microscopic actinolite crystals. **Kenngott** [8] made similar observations on pounamu nephrite. He writes: "It is extremely rare to observe individuals marked by an elongated oblong section. Interference of blue and yellow colours that merge into each other and alternate when rotated. The rare oblong sections show no noticeable difference but quite the same colours." The material for **Kenngott's** investigation was obtained from Edmund von **Fellenberg** [9], who had obtained it from a sample weighing 180 pounds that had been brought to Idar-Oberstein. It is not unlikely that the Idar-Oberstein stone was the smaller missing half of the Vienna nephrite specimen.

The nephrite has very few foreign inclusions and must be regarded as extremely pure. Under very high magnification I found one black, indeterminable grain. Apart from a thin film of substance infiltrated into the mass, there was only once found a foreign component, enclosed in black flakes, within the nephrite. This foreign substance is not compact, it appears powdery. Under high magnification, one can observe yellowish light shining through it. According to this behaviour, the inclusion does not seem to belong to an ore compound.

Before the blowpipe splinters melt with a weak blistering, forming a pale light green-coloured bead. The material of the analysis consisted of light green, pure translucent fragments selected using a hand lens. The composition was found from the following provisions.

- 0.6508 g sample dried at 110 °C, contained: silica 0.3721 g (iron oxide digested), lime 0.0886 g, magnesium pyrophosphoric acid 0.3723 g.
- 5229 g sample dried at 110 °C gave: silica 0.3009 g, iron oxide 0.0345 g, alumina 0.0012 g, lime 0.0698 g, magnesium pyrophosphoric acid 0.3021 g corresponding to magnesia 0.1088 g.
- 4847 g sample dried at 120 °C, gave 0.0152 g water.
- In 0.7980 g a trace of potassium was detected.

These determinations correspond to the following percentage ratios in Analysis **III**.

	1.	2.	3.	III. Average
SiO ₂	57.17	57.54	–	57.35
Al ₂ O ₃	–	0.22	–	0.22
FeO	–	5.95	–	5.94
CaO	13.61	13.34	–	13.47
MgO	20.60	20.80	–	20.70
H ₂ O	–	–	3.13	<u>3.12</u>
				100.81

The following formula are calculated from these numbers:



Observation and calculation are in the following satisfactory agreement:

	Found	Calculated	± Difference
SiO ₂	57.35	57.03	+ 0.32
FeO	5.94	5.32	+ 0.62
CaO	13.47	13.31	+ 0.16
MgO	20.70	20.86	- 0.16
H ₂ O	3.13	3.42	- 0.29.

The above formula also shows an excess of silicic acid and a water content that is in a ratio of 1 : 2 to the excess of silicic acid.

The mixture of the dense mass of nephrite would then contain one more molecule of water than that of the crystals.

Following the examination of the dense and crystallized part of the nephrite block, I undertook at the request of Hofrat F. v. **Hochstetter** a new analysis of the New Zealand nephrite variety that he called "kawakawa". An analysis of the "kawakawa" nephrite was carried out by **Melchior** and **Meyer** in the laboratory of Prof. von **Fehling** in Stuttgart. The result of this analysis did not correspond to any known compound. Various doubts concerning the correctness of this analysis appear to be justified by the new investigation. The material for analysis was taken from the same piece from which Hofrat von **Hochstetter** had provided Prof. von **Fehling** a sample specimen. Hofrat von **Hochstetter** described this as follows:³ For examination I had before me an elongated piece of five inches long, three quarters of an inch wide, and half an inch thick, the sides of which were polished. Colour dark leek green. Cloudy, only translucent at the edges. The structure is like the tangiwai variety; the differences in hardness are also similar: In general the hardness values are greater: on the scaly-slate fracture 5.5, on the fibrous fracture 6–6.5, and on a polished transverse surface almost 7. The specific gravity is notably higher = 3.02. Melts before the blowpipe, although only with difficulty, becomes discoloured and opaque."[sic]

The composition was determined on the basis of the following results:

- 0.8242 g sample dried at 105 °C gave: silica 0.4730 g, alumina 0.0018 g, iron oxide 0.0324 g, lime 0.1128 g,

³ Sitzb. d. Ak. d. Wissensch. Wien 1864. XLIX. Bd., 1. Abth., p. 474 [HOCHSTETTER, 1864b: 474]

magnesium pyrophosphoric acid 0.5108 g, corresponding to magnesia 0.1840 g.

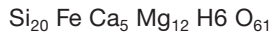
2. 0.3751 g of sample dried at 105 °C, digested in a glass tube with purified hydrofluoric acid and sulphuric acid in a carbon dioxide atmosphere, titrated with a chamal-con solution, of which 1 CC. 0.0056827 g iron equivalent, – 0.315 g equal to 0.01315 g iron oxide.
3. 0.5630 g of sample dried at 120 °C gave 0.0147 g water.
4. 0.5528 g of sample dried at 120 °C gave 0.0164 g water.
5. 0.6358 g dried sample gave 0.0230 g potassium platinum chloride, corresponding to 0.0044 g potash.

This results in the following proportional ratios of the components in Analysis IV.

	1	2	3	4	5	IV. Average	Melchior & Meyer ⁴
SiO ₂	57.38	–	–	–	–	57.38	55.01
Al ₂ O ₃	0.22	–	–	–	–	0.22	13.66
FeO	3.51	3.50	–	–	–	3.50	Fe ₂ O ₃ 3.52
CaO	13.68	–	–	–	–	13.68	–
MgO	22.31	–	–	–	–	22.32	21.62
K ₂ O	–	–	–	–	0.69	0.69	1.42
H ₂ O	–	–	2.61	2.96	–	2.78	5.04
						100.57	100.27.

The specific gravity was measured using fragments in pycnometers at 16 °C from 0.7838 g found to be 3.031. Using the hydrostatic balance I obtained from a 16.2688 g fragment 2.996.

The following formula results for kawakawa:



have the same molecular ratio as that of pure actinolite. The correspondence between the determined and calculated values is shown in the following table:

	Found	Calculated	± Difference
SiO ₂	57.38	57.52	- 0.14
FeO	3.50	3.45	+ 0.05
CaO	13.68	13.42	+ 0.26
MgO	22.32	23.01	- 0.69
H ₂ O	2.78	2.58	+ 0.20.

Only those nephrite analyses in which a sufficient water content is indicated can be used to compare the analyses carried out recently. Since, however, in these analyses Loss on Ignition was usually measured as water, new investigations should be carried out on a somewhat different water content. The fact that almost all analyses show only a trace of water Loss on Ignition can be attributed to the fact that previously, attainment of intense heating levels was not possible.

The following analyses are used for comparison:

- V.** Punamustein (pounamu) from New Zealand. **Scheerer.** [SCHEERER, 1851: 379, LIII.]

⁴ The main mistake in this analysis can be attributed to a typographical error by the analysts in exchanging the lime content for alumina.

- VI.** Nephrite adze from Meilen, specific weight 2.98 L.R. von **Fellenberg** [10]. [FELLENBERG, 1866: 121, No. 3]

- VII.** Nephrite fragment from Meilen. L.R. von **Fellenberg.** [FELLENBERG, 1866: 121, No. 1]

- VIII.** Nephrite fragment from Meilen, specific gravity 3.03. L.R. von **Fellenberg.** [FELLENBERG, 1866: 121, No. 2]

- IX.** Nephrite from Concise, specific gravity 2.874. L.R. von **Fellenberg.** [FELLENBERG, 1866: 121, No. 5]

	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO ₂	57.10	56.90	57.10	56.50	56.14
Al ₂ O ₃	0.72	–	–	–	0.48
FeO	3.39	7.06	6.30	6.75	4.66
MnO	–	0.67	0.65	0.42	1.13
CaO	13.48	12.94	12.76	13.27	11.12
MgO	23.29	20.37	20.60	20.09	22.68
H ₂ O	2.50	2.80	3.25	3.50	3.72.

The relative proportion of the components in these analyses [11], compared with analyses I–IV, shows the following juxtaposition:

- I. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₆ O₆₁
- II. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₆ O₆₁
- IV. Si₂₀ Fe Ca₅ Mg₁₂ H₆ O₆₁
- V. Si₂₀ Fe Ca₅ Mg₁₂ H₆ O₆₁
- VI. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₆ O₆₁
- III. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₈ O₆₂
- VII. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₈ O₆₂
- VIII. Si₂₀ Fe₂ Ca₅ Mg₁₁ H₈ O₆₂
- IX. Si₂₀ Fe₅ Ca₄ Mg₁₂ H₈ O₆₂

Analyses V–IX show the following correspondence between observation and calculation. The manganese oxide is combined with iron oxide.

	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO ₂	- 0.87	+ 0.24	+ 0.07	- 0.53	- 0.46
FeO	+ 0.68	+ 0.93	+ 1.63	+ 1.86	- 1.01
CaO	+ 0.04	- 0.28	- 0.55	- 0.04	+ 0.56
MgO	+ 0.10	- 0.37	- 0.26	- 0.07	+ 0.04
H ₂ O	- 0.11	+ 0.25	- 0.17	+ 0.08	+ 0.32

The attempt to calculate the appropriate amount of serpentine for the water content does not give any result.

The foregoing chemical results may serve as preliminary work for a later investigation of the more important members of the hornblende group, but the observations made so far on the large block of nephrite have shown the complete identity of the nephrite with actinolite.

Since nephrite is by its very nature a “dense actinolite slate”, the answer to the question of geognostic occurrence can now be given more decisively than before. Especially for the nephrite tools found in Europe, at least in Switzerland, the assertion of many researchers that the introduction of even a small piece of nephrite on trade routes from the Orient to Switzerland occurred at the time of the Pfahlbau [Neolithic stilt-house/lake dwellings] period, or the assumption that the lake dwellers brought their stone tools with them from the Orient is doubtful from the geognostic point of view. News of the discovery of nephrite in

the Alps, which one would more correctly call “nephritic actinolite slate”, has not yet become known. The discovery of the same in the Alps, especially in the mountains of the cantons Wallis and Bunden composed of “green rocks”, can still be expected, given the fact that the Alps have not yet been completely explored in recent extensive geological investigations. Information from **Schlagintweit** and **Stoliczka** concerning the occurrence of the high quality nephrite in Khotan [12] and the report by **Hochstetter** from Dr **Hector** concerning the occurrence of nephrite in Milford Sound in the South Island of New Zealand is unfortunately incomplete. However, this observation that the greenstone (diorite) hornblende gneiss or hornblende slate are associated with nephrite, agrees with the geological reports of the greenstone regions of the Alps.

If the Swiss lake dwellers ever made nephrite tools from “nephritic actinolite outcrops” from the Alps, this was very seldom as large quantities of nephrite are unknown in the prehistoric period, and the finds of nephrite tools relatively rare. The assertion that nephrite, if it was once present in the Alps, can still be found there, is doubtful, but not totally refuted, as before the historical period there was a need to find the precious stone. In the Wiser collection in Zürich there is a nephrite that was found in the moraine of the Grindelwald Glacier, Canton Bern. When describing two worked nephrites, **Fischer** expressly emphasizes their strong similarity with actinolite from Zermatt.

If these observations are considered together with many comparable studies, the assumption of an importation of nephrite to Europe exclusively from the Orient can no longer be supported from the geognostic point of view [13].

Berwerth's paper in Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, Vol. LXXX, 1880: 116–118

On bowenite from New Zealand by Dr Fritz Berwerth

Assistant at the Imperial Royal Mineralogical Court Museum

Dana gave the name bowenite to the noble, hard serpentine from Smithfield Rhode Island, North America, which **Bowen** had described as nephrite, but was recognized as serpentine by **Smith** and **Brush**. According to a new investigation requested by Ferdinand von **Hochstetter** and carried out by me, the mineral called “tangiwai” in the Maori language, is also bowenite. According to Ferdinand von **Hochstetter**⁵ the term “*tangiwai*” is used by the Maori of New Zealand to describe the noblest type of the many varieties of greenstone (nephrite) that can be found there. A vibrant green colour and high transparency characterise tangiwai. Because of its lesser hardness, it is used more for ornamental objects than for weapons or tools. Some pieces of the “variety of pounamu” known as “tangiwai”

5 Sitzb. d. Akad. d. Wiss. XLIX. 1864. Mai. Über das Vorkommen und die verschiedenen Abarten von neuseeländischem Nephrit (Punamu der Maoris). [HOCHSTETTER, 1864b]

were personally acquired in New Zealand by Ferdinand von **Hochstetter** and described as follows: The piece examined was an ear ornament in the form of a 4.5 inch long and 0.5 inch thick, rounded and a smoothly polished rod, with a hole piercing the upper thinner end. The colour is a beautiful celadon green, close to an emerald green, with a hint of yellow in some parts. The stone is extremely translucent, almost transparent, so much so that one can clearly see printed text through a section of 3 lines thickness. Cracks running through in a parallel direction indicate the peculiar, scaly or irregular-slaty structure, and platelets can be split off in this direction with considerable ease. The scaly structure, however, is not so perfect as that of antigorite, which is very similar in many respects; the displacement surfaces are therefore not as smooth as with this mineral, but rather uneven with scaly-slaty fractures. Perpendicular to the scaly-slaty fracture, although not very clearly, a fibrous fracture may be recognized. The hardness shows very striking differences. On the parting surface of the undulating, slaty fracture, it is the least 4–5, without noticeable variation, whether one tries to cut perpendicularly to the direction of fracture or parallel to it. On a surface that corresponds to the fibre break, the hardness is somewhat greater, namely, in the direction of the oblique break it is 5; perpendicular to the oblique and fibrous break, the hardness is greatest and reaches 6.

A second, smaller piece of tangiwai, also in the form of an ear ornament, resulted in similar **differences** in hardness, but the hardness itself was consistently one level lower, that is from 3.5–5.

The specific gravity of both pieces was found to be equal to 2.61.

Before the blowpipe the tangiwai variety is infusible, even in the thinnest splinters, but it burns white and becomes opaque.

Ferdinand von **Hochstetter** gave a sample from the larger, more fully described piece to Professor von **Fehling** in Stuttgart for analysis, in whose laboratory the investigation was carried out by Messrs **Melchior** and **Meyer**. The composition determined, however, is in contradiction with the newly observed physical properties, according to which “tangiwai” was characterized as a harder serpentine. There was also no similarity in composition with nephrite and jadeite. According to this analysis, “tangiwai”, like “kawakawa”, should have been a new composition. The differences between the analysis by **Melchior** and **Meyer** and the new one suggest that on the part of Messrs **Meyer** and **Melchior** only a confusion with another analysis can have occurred. ⁶ The result of the new tangiwai analysis using material from the same pieces which **Meyer** and **Melchior** had at their disposal, is found from the following determinations.

6 Tangiwai [sic; Tangiwai] analysis from Melchior and Meyer

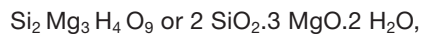
SiO ₂	53.01
Al ₂ O ₃	10.83
FeO	7.18
MnO	Trace
CaO	12.40
MgO	14.50
K ₂ O	0.97
H ₂ O + LOI	1.11
	100.00

At 105 °C dried substance contained 0.6455 g: silica 0.2890 g, iron oxide 0.0241 g, magnesium pyrophosphoric acid 0.7019 g, corresponding 0.2529 g, magnesia, water 0.835 g. (Water was determined according to **Sipöcz's** method).

Composition according to the percentages:

SiO ₂	44.77
FeO	3.35
MgO	39.17
H ₂ O	12.94
	100.23

For “tangiwai”, if the iron oxide is combined with magnesia, the formula is:



which is that of serpentine. The specific gravity with splinters in the pycnometer at 16° C. from 0.8154 g. was determined = 2.6067.

The variety of their pounamu called “tangiwai” by the Maori is therefore a “false-nephrite” and belongs to the serpentine variety called “bowenite” [14].

Notes on Berwerth's papers

- 1 See text comment 10 in section “Notes on Hochstetter's paper”.
- 2 See Text-Fig. 6 for locations.
- 3 See Text-Fig. 14.
- 4 See Text-Fig. 6 for locations.
- 5 See Text-Figs. 5, 7, 8 for locations.
- 6 Gustav Tschermak von Seysenegg (1836–1927), professor of mineralogy and petrography at the University of Vienna.
- 7 Actinolite in granite from the Arendal district, Norway (RAMMELSBURG, 1860). The structural formula based on 23(O) is: $\text{Ca}_{2.01}(\text{Mg}_{4.42}\text{Fe}_{0.68})_{5.10}(\text{Si}_{7.83}\text{Al}_{0.16})_{7.99}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Rammelsberg refers to actinolite by the old name *stralstein* (RAMMELSBURG, 1860: 461).
- 8 Gustav Adolph Kenngott (1818–1897), professor of mineralogy at ETH Zurich and at the University of Zurich. The quotation in BERWERTH (1880a) is from KENNGOTT (1870).
- 9 Edmund von Fellenberg (1838–1902), Swiss alpinist and geologist. Son of Ludwig Rudolf von Fellenberg.
- 10 Ludwig Rudolf von Fellenberg (1809–1878), Swiss chemist and mineralogist in Bern.
- 11 Structural formulae of the comparative analyses are:
 I: $\text{Ca}_{2.06}(\text{Mg}_{4.17}\text{Fe}_{0.73}\text{Al}_{0.03})_{4.93}(\text{Si}_{7.99}\text{Al}_{0.01})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 II: $\text{Ca}_{2.00}(\text{Mg}_{4.42}\text{Fe}_{0.68})_{5.10}(\text{Si}_{7.83}\text{Al}_{0.16})_{7.99}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 VI: $\text{Ca}_{1.94}(\text{Mg}_{4.25}\text{Mn}_{0.08}\text{Fe}_{0.83})_{5.16}\text{Si}_{7.96}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 VII: $\text{Ca}_{1.91}(\text{Mg}_{4.30}\text{Mn}_{0.08}\text{Fe}_{0.74})_{5.12}\text{Si}_{7.99}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 VIII: $\text{Ca}_{2.00}(\text{Mg}_{4.22}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}_{0.80})_{5.07}\text{Si}_{7.97}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 IX: $\text{Ca}_{1.67}(\text{Mg}_{4.75}\text{Mn}_{0.13}\text{Fe}_{0.55})_{5.43}(\text{Si}_{7.89}\text{Al}_{0.08})_{7.97}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

12 In the area near Khotan (Heitan), southern Xinjiang Province in western China, dolomite-hosted nephrite from the Khunlun Mountains, was, and still is, collected from the Yurdungkash and Karakash rivers flowing from them (translated as the rivers of white jade and black jade, respectively). Nephrite was formerly obtained from quarries in the Khunlun Mountains where it occurs as veins and nodules. These ancient workings were visited by Herman von Schlagintweit, a German explorer of Central Asia, in 1856 (described and published in SCHLAGINTWEIT, 1873), and the Moravian palaeontologist, Ferdinand Stoliczka, in 1874.

13 In his initial presentation on the Khotan nephrite deposits to the Royal Bavarian Academy of Sciences on 5 July 1873, SCHLAGINTWEIT refers to the then current scientific discussion, “Die Nephritfrage” (the nephrite question). This scientific controversy concerned the nephrite source of Neolithic stone axes discovered in large numbers in European lake-dweller sites. Some argued that as nephrite deposits were unknown in Europe, it could have come from the Khunlun Mountains area, although this was disproved in 1907 by ERNST KALKOWSKI, Jena.

14 Berwerth's paper introduced the term *bowenite* for the variety of jade-like serpentine known to the Maori as tangiwai. His reference to tangiwai as “false-nephrite” is because although serpentine, it has a felted, nephritic texture (the “remarkable closeness of grain” referred to by HECTOR & SKEY, 1866), and the observation of George T. Bowen who originally described the rock from Rhode Island as being akin to nephrite (possessing a dense, felt-like aggregate of fine fibers of serpentine) and its jade-like colours, i.e., “bright apple green – sometimes tinged with blue” (BOWEN, 1822: 346). On the basis of Bowen's analysis which included 4.25 % CaO (due to the presence of tremolite contamination), JAMES DWIGHT DANA (1850: 265) coined the term *bowenite*. Subsequent analysis of the Rhode Island occurrence by SMITH & BRUSH (1853) found “bowenite” to have the same composition as serpentine (trace to 0.63 % CaO), as Berwerth found for tangiwai, and in Dana's *System of Mineralogy* (E.S. DANA, 1892), *bowenite* was relegated to a varietal status.

The term *bowenite* was first used (tentatively) in New Zealand in 1890 by Georg Heinrich Friedrich Ulrich (1830–1900): “Among the specimens from the Cascade River at the foot of the Olivine Range [South Westland; Text-Fig. 8] are pieces of a hard nephrite-like serpentine (*bowenite* ?), containing small specks of Awaruite embedded in it. The specimens are evidently portions of rolled pebbles” (ULRICH, 1890: 629). For the well-known Maori tangiwai collecting site at Anita Bay, Milford Sound, originally mentioned by HECTOR (1863) as “jade”, MARSHALL (1904: 482) provides the first petrographic observation of a hand-specimen of what he termed “*bowenite*” as “clear transparent green, with a splintery fracture and small opaque inclusions. Microscopically a dense mesh of minute needles of colourless transparent serpentine, occasional small unaltered cores of olivine, and some grains of chromite”. In the Southern Alps, BELL & FRASER (1906) seem to have confused the properties of tangiwai and regarded it as being different from bowenite: “There are several distinct varieties of nephrite which are known to the Maoris as ‘pounamu,’ ‘tangiwai,’ ‘kawakawa,’ etc. Pounamu is the most common variety [...] Tangiwai is of a greenish-grey or dull



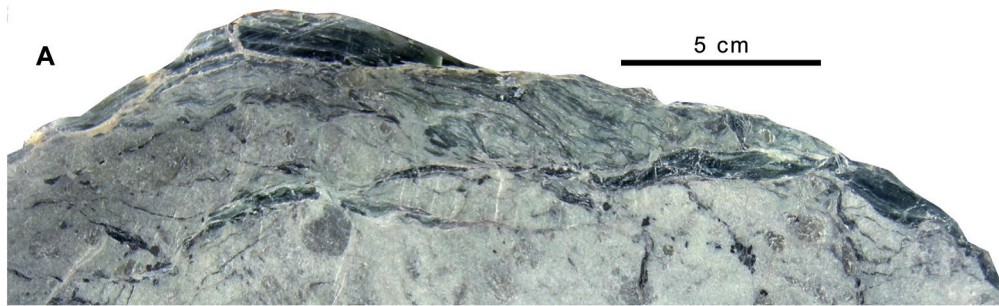
Text-Fig. 14. Sawn block of kawakawa variety of pounamu on display in the Natural History Museum, Vienna. The history of the stone is described in BERWERTH (1880a) (Photo: Alice Schumacher).

green colour, is harder than pounamu and most frequently occurs fissiliform. Not infrequently bowenite is associated with it, which makes it much softer" (BELL & FRASER, 1906: 70). On the other hand, MORGAN (1908) records a talc-serpentine in the Southern Alps, as "a dark-green semi-transparent rock, containing a brown weathering carbonate, which does not effervesce with cold dilute hydrochloric acid, and is probably ferriferous magnesite. The rock has a uniform hardness of about 2.5 to 3, and therefore the talc present must be harder than typical talc. On the joint surfaces, which are also movement planes, there are thin flakes of a fairly hard, transparent, green substance, which may be called bowenite (*tangiwai* of the Maoris)" (compare with Text-Fig. 15B). None of the above authors refer to Berwerth's publication, which is first referenced in the New Zealand context by FINLAYSON (1909).

In addition to the term bowenite, the earliest record of the name *tangiwaite* appears in the Dictionary of Chemistry (WATTS, 1869: 659) and described as "a variety of nephrite from Tangiwai in New Zealand. In the Catalogue of Minerals and Synonyms (EGLESTON, 1887: 86), *tangiwaite* is erroneously regarded as synonymous with "jadeite" (sodic pyroxene) as is "poenamou" [sic] and "tangiwaite" [sic]; bowenite is listed as a variety of serpentine synonymous with nephrite (EGLESTON, 1887: 156). In DANA (1892: 686), under "bowenite" it is regarded as a "similar kind from New Zealand called *tangiwaite* or *tangawaite*", and in CHESTER's Dictionary of the Names of Minerals (1896: 265), it is referenced to BERWERTH's 1880a paper on Hochstetter's *tangiwai*. The name is also recorded by Rudolf KOECHLIN (1862–1939), the brother-in-law of Friedrich Berwerth, in the *Mineralogisches Taschenbuch* (2nd edition, 1911: 55) which presented tables sorted by mineral names with appendant chemical formula, crystal system and all important physical properties, and was a benchmark for students and mineral collectors of that time; it is listed in SPENCER

(1919: 388), who references Koechlin as the source. In the 1928 edition of the *Mineralogisches Taschenbuch* under the section "Directory of Names" "*tangawait* (*tangiwai*)" is stated as "like bowenite. New Zealand" (page 61), and on page 13 bowenite is listed separately as "bowenite, variety serpentine, like nephrite". Smithfield R.I. Bowenite was designated as the official state mineral of Rhode Island in 1966.

Thus, although the nephritic texture of *bowenite* and *tangiwaite* varieties of antigorite serpentine have similar physical properties (texture, hardness, density), and their composition is the same, their lithological association and mode of origin is entirely different as detailed below. Furthermore, bowenite and *tangiwaite* have a different appearance in terms of their colour as seen in Text-Figure 16. *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology* (BOWES, 1989: 548) describes bowenite along with *tangiwaite* in the New Zealand context in terms that are distinctly different from the Rhode Island occurrence: "*Bowenite* (*tangiwaite*, *tangawaite*, *tangiwai* – Maori) is the name given in New Zealand to a particular type of serpentine composed of a dense felt-like aggregate of serpentine fibers with flakes of talc, grains of chromite, and associated patches of magnesite: occurrence is as veins in a foliated rock containing the same minerals but having talc as the major constituent". Therefore, it is on the basis of origin and visual appearance that reinstatement of the more culturally appropriate petrographic name *tangiwaite* in place of *bowenite* is proposed for the *tangiwai* variety of pounamu exclusive to New Zealand.



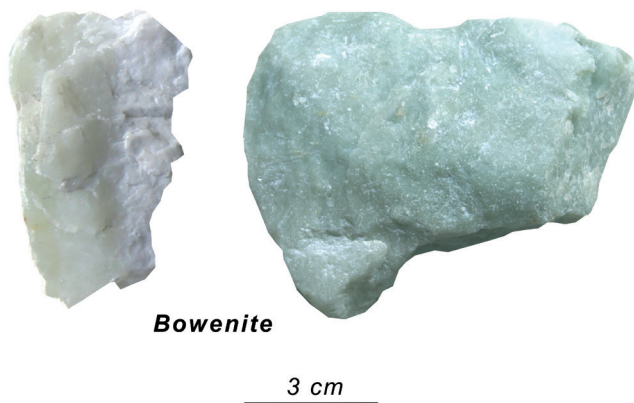
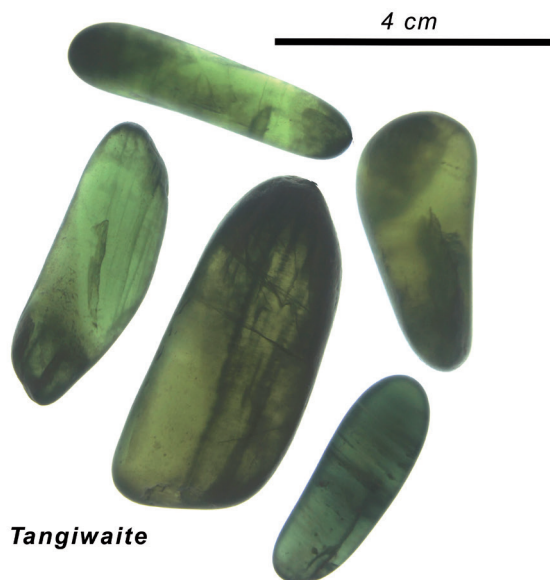
Text-Fig. 15.
Origin of tangiwaite pounamu. **A.** Sectioned slab of pale yellowish-green mylonitised talcose dunite with dark-green segregations (shear zones) of tangiwaite, Anita Bay, Milford Sound. **B. Left:** Surface appearance of river cobble of tangiwaite with red-brown streaks of Fe-magnesite; any talc has been eroded. **Right:** Cleaved surface exposing centre of cobble showing a core of fine-grained black serpentine, Arahura River, north Westland (Photos: Rodney Grapes).

Discussion

Nomenclature and correction

Five years after the publication of Hochstetter's paper on pounamu, Ludwig von Fellenberg in Bern published an analysis of New Zealand nephrite obtained from the stone-cutters of Idar-Oberstein in Germany. The sample was described as "blackish-green in colour, beautiful celadon green when viewed against the light" (translated from FELLEBERG, 1869: 97), and therefore analogous to Hochstetter's kawakawa. Based on this and analyses of nephrite samples from elsewhere, Fellenberg proposed that because of the confusing nomenclature applied to the naming of nephrite, such as "jade, jade nephritique, nephrit, punamu, beilstein", etc., that nephrite should be retained for all compositions equating to a tremolite-actinolite formula, and all the others discarded. However, he accepted that the names of "those variants Tangiwaite and Kawakawa, made famous by Hochstetter and differing greatly in their composition" should be adopted (translated from FELLEBERG, 1870: 104). In HEINRICH FISCHER's monumental work of nephrite and jadeite of 1875, and reprinted in 1880, the problem with the analyses published by Hochstetter was still not known; "In the paper by F. v. Hochstetter, published in 1865 [sic], the latter, thanks to the analyses he had carried out by Melchior and Meyer, provided

important evidence that the nephrite-like grass-green stones of New Zealand, called by the natives Tangiwaite and Kawakawa, have a completely different composition, compared to nephrite, so that great caution is required in the mineralogical diagnosis of the objects coming from there; for example, according to Hochstetter's letter to me, the tiki he acquired in New Zealand, which corresponds perfectly to the one shown in Fig. 7 (sketch of tiki), is not made of nephrite, but from the Kawakawa mineral" (translated after FISCHER, 1875: 20). Even as late as 1882, DANA refers to Hochstetter's "aluminous nephrite" analyses as "probably mere mixtures, as well be true of such massive substances" (DANA, 1882: 802). It was only when both pounamu variants were re-analysed by BERWERTH in 1879 at Hochstetter's behest, and published in 1880, that the errors in the original compositions, that had been accepted by Fellenberg, Fischer, and presumably everyone else, were discovered.



Text-Fig. 16.

Examples of tangiwaite and bowenite. **Upper:** Backlit beach pebbles of tangiwaite, Anita Bay, Milford Sound. Note the elongate, flattened habit that reflects their occurrence in shear zones within mylonitised talcose dunite as shown in Text-Figure 15 (Photo: Rodney Grapes). **Below:** Samples of Rhode Island bowenite, Conklin Limestone Quarry, Lime Rock, Lincoln, Providence County, USA (Photo: Rodney Grapes).

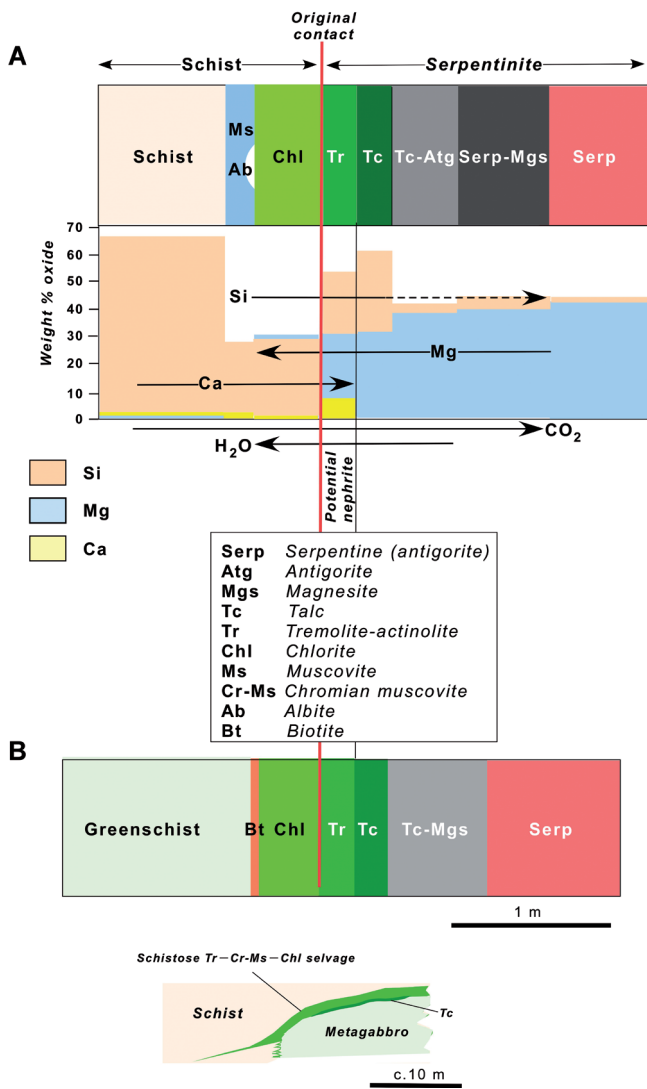
Origin of pounamu

In New Zealand, *nephrite* pounamu is a metasomatic rock¹ exclusively associated with (and derived from) serpentinised ultramafic-mafic rocks (e.g., HECTOR, 1863; MCKAY, 1893; DIESELDORFF, 1901; BELL & FRASER, 1906; MORGAN, 1908; FINLAYSON, 1909; TURNER, 1935; COLEMAN, 1966; WOOD, 1972; COOPER, 1976, 1995; KOONS, 1981; COOPER & REAY, 1983; IRELAND et al., 1984). In the Southern Alps, these intensely deformed rocks are known as the Pounamu Ultramafic Belt (REAY & COOPER, 1983). Hochstetter's 1864 paper was the first to recognise this close relationship between the occurrence of pounamu and ultramafic-mafic rocks. Where he fortuitously found a nephrite pebble on the beach fronting the Current Basin between Rangitoto ki te Tonga/D'Urville Island and Croisilles Harbour, Nelson Province (Text-Fig. 10), he noted the nearby presence of serpentine (his great serpentine dyke of the Dun Mountain mineral belt; GRAPES & NOLDEN, 2020) associated with "numerous different metamorphosed layers of slate", and he mentions that the contact rocks of pounamu in Westland, are "green slate, perhaps talc, chlorite slate, or serpentine". At that time, the only known in-

situ locality of pounamu was at Anita Bay, Milford Sound (HECTOR, 1863, quoted by Hochstetter), and where the associated rocks were described as hornblende schist and felsite, now recognised as hornblendite and meta-diorite, respectively (CZERTOWICZ et al., 2016).

An ideal metasomatic zonal sequence and the chemical changes involved developed between quartzo-feldspathic schist (metagreywacke) and serpentinite in the Southern Alps (Arahura Valley area) is shown in Text-Figure 17A, with the development of a near monomineralic tremolite-actinolite zone formed at the contact of the two lithologies (COOPER, 1976; KOONS, 1981; COOPER & REAY, 1983). Two-way diffusion of the main tremolite-actinolite-forming oxides occurs, with Mg and H₂O from serpentinite decreasing towards the schist; Si, Ca and CO₂ from schist increasing towards the serpentinite. It is likely that Ca necessary for growth of the tremolite-actinolite zone in the serpentinite is mainly provided by dissociation of calcite in the schist according to the reaction $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$, with CO₂ diffusing further into the serpentinite (the most rapidly moving metasomatic front) to form magnesite (MgCO₃). Metamorphic conditions under which this metasomatic sequence formed are estimated as 450 °C ± 50 °/6 ± 1 kb/~20 km depth (transitional between greenschist-amphibolite facies) (e.g. GRAPES & WATANABE, 1992). A similar metasomatic zonal sequence may also develop between metabasaltic greenschist and serpentinite (Text-Fig. 17B).

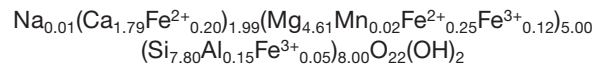
¹ Replacement by a process of simultaneous solution and deposition of minerals in rocks by others of different mineralogical and chemical composition through the infiltration of an externally-derived hydrothermal fluid (the metasomatising agent).



Text-Fig. 17. Origin of nephrite pounamu. **A**: Schematic diagram to illustrate a metasomatic zoning profile developed at the contact between quartzo-feldspathic schist and serpentinite, northern Southern Alps (adapted from KOONS, 1981). The width of the tremolite-actinolite zone at the margin of the serpentinite is between 0.5–1.5 m and composed of 95–98 % tremolite-actinolite, < 2 % chlorite + talc, < 2 % chromite + magnetite. Wt. % concentrations of SiO₂, MgO and CaO in the different zones are shown below together with arrowed directions of element + volatile movement between schist and serpentinite (see text for details). **B**: Schematic diagram to illustrate metasomatic zoning developed at the contact of metabasaltic greenschist and serpentinite (adapted from Fig. 4. of COOPER, 1976); sketch showing part of a schistose nephrite selvage developed along the margin of a metagabbro pod within quartzo-feldspathic schist (modified from Figure 2 of COOPER, 1995).

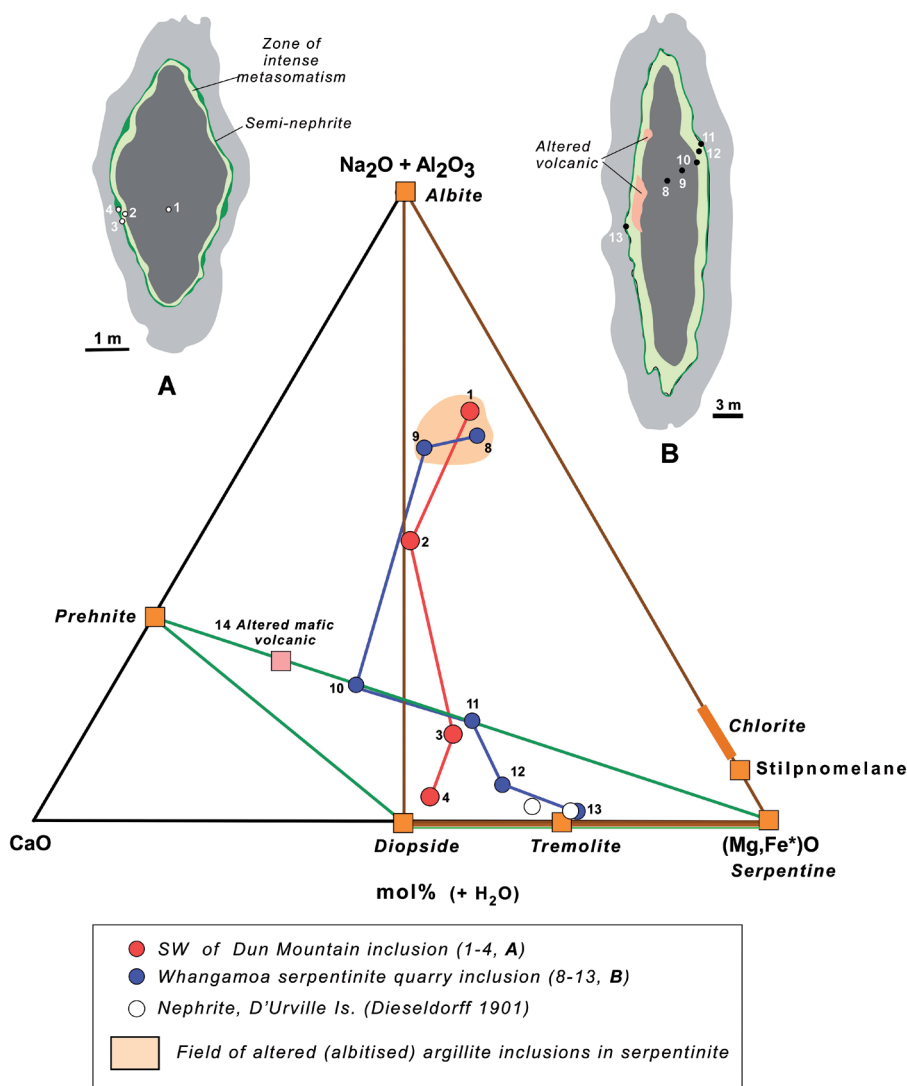
The mode of formation of semi-nephrite at the margins of inclusions of altered (sodic) argillite (slate) inclusions in serpentinite from the Dun Mountain Ophiolite Belt, Nelson Province, such as that collected by Hochstetter, is analogous with that described above from the Southern Alps, except that a semi-nephrite zone forming irregular lenses along the sheared/cataclastic contact between argillite-serpentinite is less well-developed and typically only 2.5–10 cm wide, with veins extending into the serpentinite (COLEMAN, 1966). Talc and chlorite zones developed in the Southern Alps example are lacking. The altered argillite is characterised by a matrix of albite crowded with a felted network of tremolite-actinolite fibres to produce a particularly hard rock called *pakohe* by the Maori and used for the manufacture of stone tools (REED, 1959; JOHNSTON,

2011). HOCHSTETTER (1859) refers to these rocks as altered slates that are “grey, hard, cherty, and fractured into small pieces”, and considered that they had been included and altered by the ultramafic rocks. Metamorphic conditions for recrystallisation of these rocks are those of prehnite-pumpellyite to greenschist facies; ~2–3kb/~250 ± 50 °C. Bulk chemical changes within two argillite inclusions leading to the formation of semi-nephrite at their margins are shown in a mol. % (Al₂O₃, Na₂O) – CaO – (Mg,Fe*)O + H₂O diagram with Fe* = all iron as FeO (Text-Fig. 18). The composition trends can be explained by diffusion of Mg from the serpentinite into the inclusions, migration of Ca towards the serpentinite contact to form tremolite-actinolite ± diopside, and Na enrichment in the internal part of the inclusion to form albite. Because the argillite inclusions may contain macroscopic to microscopic mafic volcanic fragments (e.g. inclusion **B** in Text-Fig. 18), additional Ca is provided from the breakdown of Ca-plagioclase in this lithology to form diopside and prehnite (e.g., compositions 2, 4 in **A**, 10, 11, 12 in **B** in Text-Fig. 18). Thus, the nephritic selvages plot within compositional triangles delineating both mafic volcanic-serpentinite and Ca-poor argillite-serpentinite rocks as shown in Text-Figure 18. It can be noted that the nephrite compositions determined by DIESELDORFF (1901) from D’Urville Island (and almost certainly the same as Hochstetter’s sample), equates with the non-diopside-bearing part of the nephrite selvage developed around inclusion **B** in Text-Fig. 18, a true nephrite with a composition on the basis of 23(O) of:



Petrographic investigations by FINLAYSON (1909) and TURNER (1935) suggest that the formation of nephrite pounamu involves two stages, a chemical (metasomatic) change to produce a tremolite-actinolite rock, such as that shown in Text-Figure 17, followed by the mechanical formation (during shearing stress) of a nephritic microstructure. This microstructure is characterised by a felted, asbestos-like mass fibre habit of tremolite-actinolite that seems to have involved recrystallisation and growth of new submicroscopic short lath-like fibres, even though macroscopically nephrite appears glassy and massive. It might also be expected that in some instances the metasomatic sequences in Text-Figure 17 will be tectonically disrupted or even partly excised during second stage deformation. This would explain the observation by BELL & FRASER (1906) of nephrite occurring as “rounded segregations in talc rock or talc-serpentine rocks”. Given the “lubricating” effect of “soft” chlorite, talc and serpentine rocks, it can be concluded that recrystallisation of tremolite-actinolite zones/selvages occurred during post-metamorphic/metasomatic deformation (shearing) (Text-Fig. 17B).

The earliest known tangiwai pounamu is associated with mylonitic dunite-harzburgite of the *Anita Ultramafites* (WOOD, 1972), now known as the *Anita Peridotite* – a component of the 3–4 km wide, 30 km long *Anita Shear zone* (HILL, 1995; KLEPEIS et al., 1999) (Text-Fig. 8). Tangiwai pounamu was later recognised in association with other bodies of serpentinised ultramafic rocks such as those in the Southern Alps (BELL & FRASER, 1906; MORGAN, 1908), South Westland (ULRICH, 1890; FINLAYSON, 1909; TURNER, 1935), and in the Cobb ultramafics of northwest Nelson (HENDERSON et al., 1959) (Text-Fig. 5). *Tangiwaite* is initially



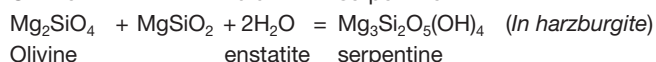
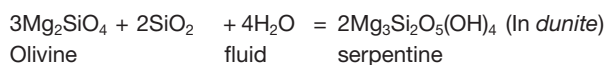
Text-Fig. 18. Origin of nephrite pounamu. Plot of semi-nephrite and associated compositions from tectonic inclusions in serpentinite of the *Dun Mountain Ophiolite Belt* in terms of mol.% $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) - \text{CaO} - (\text{Mg,Fe}^*)\text{O}$ (a modified ACF diagram) where Fe^* = all iron as FeO . Sample numbers refer to analyses listed in Table 12 of COLEMAN (1966); sketches of tectonic altered argillite inclusions (dark grey), their metasomatised rims (light green), and semi-nephrite selvages (dark green). **A:** Dun Mountain. **B:** Whangamoia serpentinite quarry, are redrawn from Text-Figures 7 and 18, respectively, of COLEMAN (1966). Brown composition triangle = altered argillite; green composition triangle = altered volcanic (see text for details).

Main mineral compositions:

A.	B.
<i>Qz-Ab-Stp-(Tr-Act)</i> (1)	<i>Qz-Ab-Chl-(Tr-Act)</i> (8, 9)
Higher <i>(Tr-Act)</i> content (2)	<i>(Tr-act)-Diop-Prh</i> (10)
<i>(Tr-Act)-Diop</i> (3)	<i>(Tr-Act)-Diop</i> (11)
<i>(Tr-Act)-Diop</i> (4)	<i>(Tr-Act)</i> (12)
(semi-nephrite)	(semi-nephrite)
	<i>(Tr-Act)</i> (13)
	(semi-nephrite)

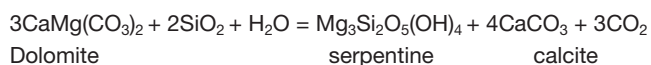
(*Qz* = quartz; *Ab* = albite; *Stp* = stilpnomelane; *(Tr-Act)* = tremolite-actinolite; *Diop* = diopside; *Chl* = chlorite; *Prh* = prehnite).

formed by serpentinisation of ultramafic rocks such as dunite or harzburgite according to the reactions,



followed by recrystallisation with the growth of bundles of short fibres of serpentine that produces the same compact texture as nephrite pounamu, but without having the same hardness, during a late deformation (shearing) event as shown in Text-Figure 15.

In contrast the dominantly apple or yellow green bowenite (the name applied to tangiwai pounamu by Berwerth), which occurs as veins and nodules in dolomitic marble of northeastern Rhode Island, Massachusetts, USA, can be explained by the introduction of silica, or perhaps the presence of chert nodules, and water into dolomite to form serpentine according to the following reaction,



Acknowledgements

The authors would like to acknowledge and thank the following colleagues for their helpful comments and suggestions: THOMAS HOFMANN, CHRISTIAN CERMAK, CHRISTOPH JANDA, ALBERT SCHEDL, and ROBERT KRICKL.

References

- ALLEN, C.L. (1882): On the composition of two specimens of jade. – *Chemical News and Journal of Physical Science*, **46**, 216–217, London.
- ANDERSON, W. (1777): Journal. – In: BEAGLEHOLE, J.C. (1967): The journals of Captain James Cook on his voyages of discovery, Volume 3: The voyage of the ‘Resolution’ and ‘Discovery’ 1776–1780. – *Hakluyt Society Extra Series*, No. **36**, Cambridge (Hakluyt Society).
- BARTON, P.L. (1998): Maori Cartography and the European Encounter. – In: WOODWARD, D. & LEWIS, G.M. (Eds.): *The History of Cartography, Volume 2, Book 3, Cartography in Prehistoric, Ancient, and Medieval Europe and the Mediterranean*, 493–523, Chicago – London (The University of Chicago Press).
- BAYLISS, P. (1987): Mineral nomenclature: scapolite. – *Mineralogical Magazine*, **51**, 176, London.
- BEAGLEHOLE, J.C. (1967): The journals of Captain James Cook on his voyages of discovery, Volume 3: The voyage of the ‘Resolution’ and ‘Discovery’ 1776–1780. – *Hakluyt Society Extra Series*, No. **36**, Cambridge (Hakluyt Society).
- BEATTIE, J.H. (1920): The southern Maori and greenstone. – *Transactions of the New Zealand Institute*, **52**, 45–52, Wellington.
- BECK, R. & MASON, M. (2010): The jade of New Zealand – Pounamu. – 237 pp., North Shore/Auckland Region (Penguin Group).
- BELL, J.M. & FRASER, C. (1906): The geology of the Hokitika sheet, North Westland Quadrangle. – *New Zealand Geological Survey Bulletin*, **1**, 101 pp., Wellington.
- BERWERTH, F. (1880a): Über Nephrit aus Neu-Seeland. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **80**, 102–115, Wien.
- BERWERTH, F. (1880b): Über Bowenit aus Neu-Seeland. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **80**, 116–118, Wien.
- BEST, E. (1974): The stone implements of the Maori. – *Dominion Museum Bulletin*, **4**, 445 pp., Wellington, New Zealand. [Reprint of 1912 first edition].
- BISHOP, H.R. (1906): *Investigations and studies in Jade*. – 2 volumes, New York (Privately printed).
- BOWEN, G.T. (1822): Analysis of a variety of nephrite from Smithfield, R.I. – *American Journal of Science*, **5**, 346–348, New Haven.
- BOWES, D.R. (Ed.) (1989): *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology*. – 666 pp., New York (Van Nostrand Reinhold).
- CHAPMAN, F.R. (1891): On the working of greenstone or nephrite by the Maoris. – *Transactions of the New Zealand Institute*, **24**, 479–539, Wellington.
- CHESTER, A.H. (1896): *A dictionary of the names of minerals, including their history and etymology*. – XV + 320 pp., New York (John Wiley & Sons).
- CHRISTIE, A.B., BAKER, R.G. & BRAITHWAITE, R.I. (2010): Mineral resources of the West Coast region, New Zealand. – *GNS Science Report* **2010/61**, 235 pp., Lower Hutt.
- CLARKE, F.W. & MERRILL, G.P. (1888): On Nephrite and Jadeite. – *Proceedings of the United States National Museum*, **11**, 115–130, Washington, D.C.
- COLEMAN, R.G. (1966): New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. – *New Zealand Geological Survey Bulletin*, **70**, 102 pp., Wellington.
- COOPER, A.F. (1976): Concentrically zoned ultramafic pods from the Haast Schist zone, South Island, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **19**, 603–623, Wellington.
- COOPER, A.F. (1995): Nephrite and metagabbro in the Haast Schist at Muddy Creek, northwest Otago, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **38**, 325–332, Wellington.
- COOPER, A.F. & REAY, A. (1983): Lithology, field relations, and structure of the Pounamu Ultramafics from the Whitcombe and Hokitika rivers, Westland, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **26**, 359–379, Wellington.
- COX, S.H. (1882): Notes on the mineralogy of New Zealand. – *Transactions of the New Zealand Institute*, **15**, 361–409, Wellington.
- CZERTOWICZ, T.A., SCOTT, J.M., WAIGHT, T.E., PALIN, J.M., VAN DER MEER, Q.H.A., LE ROUX, P., MÜNKER, C. & PIAZOLO, S. (2016): The Anita Peridotite, New Zealand: ultra-depletion and subtle enrichment in sub-arc mantle. – *Journal of Petrology*, **57**, 717–750, Oxford.
- DAMOUR, A. (1846): Analyse dur jade Oriental réunion de cette substance à la tremolite. – *Annales de Chimie et de Physique*, Ser. 3, **16**, 469–474, Paris.
- DAMOUR, M.A. (1863): Notice et analyse sur le jade vert. Réunion de cette matière minérale à la famille des Wernerites. – *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l’Académie des sciences*, **LVI**, 861–865, Paris.
- DAMOUR, A. (1865): Sur la composition des haches en pierre trouvées dans monuments celtiques et chez les sauvages. – *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences*, **61**, 357–368, Paris.
- DANA, E.S. (1892): *The system of mineralogy of James Dwight Dana* (6th edition) – 1134 pp., New York (John Wiley & Sons).
- DANA, J.D. (1850): *A system of mineralogy* (3rd edition). – 876 pp., New York (G.P. Putnam).
- DIESELDORFF, A. (1901): *Beträge zur Kenntniss der Gesteine und Fossilien der Chathaminseln sowie einiger Gesteine und neuer Nephritfundort Neu-Seelands*. – Dissertation, Philosophische Fakultät der Universität Marburg, 57 pp., Marburg.
- DUPARC, L. & MRAZEC, L. (1892): Notice sur la composition chimique de la néphrite de la Nouvelle-Zélande. – *Archives des Sciences, Société de Physique et d’Histoire Naturelle de Genève*, ser. 3, **27**, 115–121, Genève.
- EGLSTON, T. (1887): *Catalogue of minerals and synonyms*. – *Bulletin of the United States National Museum*, **33**, 197 pp., Department of the Interior, Government Printing Office, Washington.
- FELLENBERG, L.R. VON (1866): *Analysen einiger Nephrite aus den schweizerischen Pfahlbauten*. – *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern*, **1865/580–602**, 112–125, Bern (H.P. Haller). <http://doi.org/10.5169/seals-318774>
- FELLENBERG, L.R. (1869): *Analysen einiger Nephrite und Jadéite*. – *Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Solothurn*, **53**, 88–104, Bern.
- FINLAYSON, A.M. (1909): The nephrite and magnesian rocks of the South Island of New Zealand. – *Quarterly Journal of the Geological Society*, **65**, 351–381, London.
- FISCHER, H. (1875): *Nephrit und Jadeit nach ihren mineralogischen Eigenschaften sowie nach ihrer urgeschichtlichen und ethnographischen Bedeutung*. [Translated in English: *Nephrite and jadeite according to their mineralogical properties as well as their prehistoric and ethnographic importance*] – 2 volumes, 427 pp., Stuttgart (E. Schweizerbart’sche Verlagshandlung).
- FLEMING, C.A. (1959): *Ferdinand von Hochstetter: Geology of New Zealand*. – 320 pp., Wellington (R.E. Owen, Government Printer).
- FORSTER, J.R. (1778): *Observations made during a voyage round the world, on physical geography, natural history, and ethnic philosophy*. – 649 pp., London.

- GRAPES, R. & NOLDEN, S. (2020): Ferdinand von Hochstetter's 1864 description of Dunite – a scholarly annotated English translation. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 409–422, Wien.
- GRAPES, R. & WATANABE, T. (1992): Metamorphism and uplift of Alpine Schist in the Franz Josef-Fox Glacier area of the Southern Alps, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **10**, 171–180, Wellington.
- GRAPES, R.H. & YUN, S-T. (2010): Geochemistry of a nephrite weathering rind. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **53**, 413–426, Wellington.
- HADINGER, W.K. v. (1848): Ueber den Zusammenhang der Körperfarben, oder des farbig durchgelassenen, und der Oberflächenfarben, oder des farbig zurückgeworfenen Lichtes gewisser Körper. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien*, **8**, 97–133, Wien.
- HEAPHY, C. (1846): Notes of an expedition to Karatiri and Arahura, on the western coast of the Middle Island, performed by Messers. Heaphy and Brunner. – *Nelson Examiner and New Zealand Chronicle*, vol. **5**, October 10.
- HEAPHY, C. (1862): A visit to the greenstone country. – *Chapman's New Zealand Magazine*, October 1862: 107–111; November 1862: 166–171, Auckland.
- HECTOR, J. (1863): Geological expedition to the West Coast of Otago, New Zealand. – *Otago Provincial Government Gazette*, **6/274**, 435–438 + map, Dunedin.
- HECTOR, J. & SKEY, W. (1866): Supplementary report on Class I: Coals, building stones, basaltic rocks, limestones, freestones, metals and metallic ores, magnesian rocks, graphite, clays, cements, economic minerals, bitumen, resins. – Appendix A in *N.Z. Exhibition, 1865: Reports and Awards of the Jurors*, 371–452, Dunedin (Mills, Dick & Co.).
- HENDERSON, J., MACPHERSON, E.O. & GRANGE, L.I. (1959): The geology of the Motueka subdivision. – *New Zealand Geological Survey Bulletin*, **35**, 26 pp., Wellington.
- HILL, E.J. (1995): The Anita Shear Zone: A major, middle Cretaceous tectonic boundary in northwestern Fiordland. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **38/1**, 93–103, Wellington. <http://doi.org/10.1080/00288306.1995.9514641>
- HOCHSTETTER, F. (1859): Lecture on the geology of the Province of Auckland, New Zealand. – *Auckland Provincial Government Gazette*, **8/14**, 88–100, 8. July.
- HOCHSTETTER, F. (1864a): Reise der Österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wüllerstorff-Urbair: Geologischer Theil. Erster Band, Erste Abtheilung: Geologie von Neu-Seeland: Beiträge zur Geologie der Provinzen Auckland und Nelson. – 274 pp., Wien (Verlag k. k. Hof- und Staatsdruckerei).
- HOCHSTETTER, F. (1864b): Über das Vorkommen und die verschiedenen Abarten von neuseeländischem Nephrit (Punamu der Maoris). – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **49**, 466–480, Wien.
- HUMBLE, W. (1843): *Dictionary of geology and mineralogy*. – 294 pp., London.
- HUTTON, F.W. & ULRICH, H.F. (1875): Report on the geology and goldfields of Otago. – 244 pp., Dunedin (Mills, Dick & Co.).
- IRELAND, T.R., REAY, A. & COOPER, A.F. (1984): The Pounamu Ultramafic Belt in the Dierdrich Range, Westland, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **27**, 247–256, Wellington.
- JOHNSTON, M.R. (1983): Nephrite in the Pounamu Formation, McArthur Crags, Olderog Creek, Arahura Valley, Westland. – *Industrial Rocks and Minerals*, **8**, 5–8, New Zealand Geological Survey, Department of Industrial and Scientific Research, Lower Hutt.
- JOHNSTON, M.R. (2011): Pakohe – a rock that sustained early Maori society in New Zealand. – In: ORTIZ, J., PUCHE, O., RABANO, I. & MAZADIEGO, L.F. (Eds.): *History of research in mineral resources*. – *Cuadernos del Museo Geominero*, **13**, 61–74, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- JOHNSTON, M.R. & NOLDEN, S. (2011): *Travels of Hochstetter and Haast in New Zealand 1858–1860*. – 336 pp., Nelson (Nikau Press).
- KALKOWSKI, E. (1907): Geologische Deutung des Nephrites von Gulbashen. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **1907.F**, 159–168, Stuttgart.
- KENNGOTT, A. (1870): Nephrit (punamu) aus Neuseeland. – *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **15/4**, 372–377, Zürich.
- KINNICUTT, L.P. (1889): Nephrite and jadeite. – *Proceedings of the American Antiquarian Society*, **6** (New Series), 84–90, Worcester.
- KLEPEIS, K.A., DACZKO, N.R. & CLARKE, G.L. (1999): Kinematic vorticity and tectonic significance of superposed mylonites in a major lower crustal shear zone, northern Fiordland, New Zealand. – *Journal of Structural Geology*, **21**, 1385–1405, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00091-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00091-7)
- KOECHLIN, R. (1911): Tabellarische Übersicht und Namenverzeichnis der Mineralien. – In: LOEHR, A.R. VON, BECKE, F., KOECHLIN, R. & ROTKY, O. (Eds.): *Mineralogisches Taschenbuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft*, 7–121, Wien.
- KOECHLIN, R. (1928): Namenverzeichnis und Tabellarische Übersicht der Minerale. – In: HIBSCH, J.E., HIMMELBAUER, A., KOECHLIN, R., MARCHET, A., MICHEL, H. & ROTKY, O. (Eds.): *Mineralogisches Taschenbuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft*, 1–126, Wien.
- KOONS, P.O. (1981): A study of natural and experimental metasomatic assemblages in an ultramafic-quartzofeldspathic metasomatic system from the Haast schist, South Island, New Zealand. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 189–195, Berlin. <https://doi.org/10.1007/BF00373780>
- MALING, P.B. (1969): Early charts of New Zealand, 1542–1851. – 134 pp., Wellington (Reed).
- MARSHALL, P. (1904): Magnesian rocks at Milford Sound. – *Transactions of the New Zealand Institute*, **37**, 481–484, Wellington.
- MCKAY, A. (1893): Geological explorations of the northern part of Westland. – Appendix to the Journals of the House of Representatives of New Zealand, **C-3**, 132–186, Wellington.
- MITCHELL, J. (1823): *Dictionary of chemistry, mineralogy and geology*. – 630 pp., London.
- MONRO, D. (1844): Notes of a journey through a part of middle island of New Zealand. – *The Nelson Examiner, and New Zealand Chronicle*, 5 October 1844, 123–124.
- MORGAN, P.G. (1908): The geology of the Mikonui subdivision, south Westland, New Zealand. – *Geological Survey Bulletin*, **6** (New Series), X + 175 pp., Wellington.
- NAGY, B. & FAUST, G.T. (1956): Serpentine: natural mixtures of chrysotile and antigorite. – *American Mineralogist*, **41**, 817–838, Washington, D.C.
- NATHAN, S. (2014): James Hector and the first geological maps of New Zealand. – *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **44**, 88–100, Wellington.

- NATHAN, S., RATTENBURY, M.S. & SUGGATE, R.P. (Compilers) (2002): Geology of the Greymouth area. – Institute of Geological & Nuclear Sciences 1:250 000 geological map 12, 1 sheet + 58 pp., Lower Hutt.
- NUTTALL, T. (1822): Observations on the serpentine rocks of Hoboken, in New Jersey, and on the minerals which they contain. – *American Journal of Science* (1st Series), **4**, 15–23, New Haven.
- RAMMELSBURG, C.F. (1844): Beiträge zur Mineralchemie. – *Annalen der Physik und Chemie*, **62**, 137–158, Leipzig.
- RAMMELSBURG, C.F. (1860): *Handbuch der Mineralchemie*. – 1st edition, 1038 pp., Leipzig (W. Engelmann).
- RATTENBURY, M.S., JONGENS, R. & COX, S.C. (Compilers) (2010): Geology of the Haast area. – Institute of Geological & Nuclear Sciences 1:250 000 geological map 14, 1 sheet + 58 pp., Lower Hutt, New Zealand.
- REAY, A. & COOPER, A.F. (1984): The Pounamu Ultramafic Belt, and ophiolite within the Torlesse Terrane, New Zealand. – *Ofioliti*, **9**, 135–144, Bologna.
- REED, J.J. (1959): Soda-metasomatised argillite associated with the Nelson ultramafic belt. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **2**, 905–915, Wellington.
- SAUSSURE, N.T. DE (1806): Analyse des Jade. – *Journal für die Chemie und Physik und Mineralogie*, **2**, 450–462, Berlin.
- SCHAFHÄUTL, C. (1843): Chemisch-mineralogische Untersuchungen. – *Annalen der Chemie und Pharmazie*, **46**, 325–347, Leipzig.
- SCHEERER, T. (1851): Beiträge zur näheren Kenntniss des polymeren Isomorphismus. – *Annalen der Physik und Chemie*, **3**, 321–410, Halle.
- SCHLAGINTWEIT, H. (1873): Über Nephrit nebst Jadeit und Saussurit im Künlün-Gebirge. – *Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der k. b. Akademie der Wissenschaften zu München*, **3**, 227–267, München.
- SHORTLAND, E. (1851): The southern districts of New Zealand. A journal with passing notices of the customs of the Aborigines. – XIV + 315 pp., London (Longman, Brown, Green and Longmans).
- SKINNER, H.D. (1935): New Zealand greenstone. – *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, **65**, 211–220, Wellington.
- SMITH, J.L. & BRUSH, G.J. (1853): Reexamination of American minerals: Part I. Emerylite; euphyllite; Litchfield mica; unionite; kero-lite; bowenite; williamsite; lancasterite; hydromagnesite; magnesite. – *American Journal of Science*, **15**, 207–215, New Haven.
- SPENCER, L.J. (1919): Eighth list of new mineral names. – *Mineralogical Magazine and journal of the Mineralogical Society*, **18**, 373–390, London.
- STOLICZKA, F. (1874): Note regarding the occurrence of jade in the Karakash Valley on the southern borders of Turkestan. – *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **30**, 568–570, London.
- TAYLOR, R. (1848): A leaf from the natural history of New Zealand: or a vocabulary of its different productions, etc., etc., and their native names. – J. Williamson, “New Zealander Office”, 102 pp., Auckland.
- TAYLOR, R. (1855): Te Ika-a-Maui or New Zealand and its inhabitants. – 530 pp., London (Wertheim & MacIntosh).
- TENNANT, W.C., CLARIDGE, R.F.C., MCCAMMON, C.A., SMIRNOV, A.L. & BECK, R.J. (2005): Structural studies of New Zealand pounamu using Mossbauer spectroscopy and paramagnetic resonance. – *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **35**, 385–398, Wellington.
- TSIEN, H.H. (1996): Crystal growth and whitening of archaic tremolite yu. – *Acta Geologica Taiwanica*, **32**, 131–147, Taipei.
- TURNER, F.J. (1935): Geological investigations of nephrites, serpentinites and related “greenstones” used by the Maori of Otago and South Canterbury. – *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, **65**, 187–210, Wellington.
- ULRICH, G.H.F. (1890): On the discovery, mode of occurrence, and distribution of the nickel-iron alloy awaruite, on the West Coast of the South Island of New Zealand. – *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **46**, 619–632, London.
- WATTS, H. (1869): A dictionary of chemistry and the allied branches of other sciences. Volume **5**. – 1118 pp., London (Longmans, Green).
- WHITTAKER, E.J.W. & ZUSSMAN, J. (1956): The characterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction. – *Mineralogical Magazine*, **31**, 107–126, London.
- WILKINS, C.J., TENNANT, W.C., WILLIAMSON, B.E. & MCCAMMON, C.A. (2003): Spectroscopic and related evidence on the coloring and constitution of New Zealand jade. – *American Mineralogist*, **88**, 1336–1344, Washington, D.C.
- WOOD, B.L. (1972): Metamorphosed ultramafites and associated formations near Milford Sound, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **15**, 88–128, Wellington.

Die Vorlesungen von Eduard Suess an der Universität Wien von 1858 bis 1901

THOMAS HOFMANN*

6 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
59 Wien / NM 33-12-20 Wien

Eduard Suess (1831–1914)
Wissenschaftsgeschichte
Universität Wien
Vorlesung

Inhalt

Zusammenfassung	125
Abstract	125
Einleitung	126
Zur akademischen Karriere von Eduard Suess	126
Die Vorlesungen im Kontext	128
Die Studenten und Studentinnen von Suess	132
Chronologie der Vorlesungen	132
Dank	137
Literatur	137

Zusammenfassung

Die systematische Erhebung der Vorlesungen von Eduard Suess (1831–1914) zeigt neben Querverbindungen zu seinem Werk als Geologe im Kontext mit anderen Lehrveranstaltungen das zunehmend vielfältiger werdende Angebot erdwissenschaftlicher Vorlesungen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts an der Universität Wien. Suess hielt neben einigen Spezialvorlesungen in erster Linie einführende Grundvorlesungen. Bevorzugt las er in der Früh, erst gegen Ende seiner Lehrtätigkeit verlegte er diese Vorlesungen auf den späteren Nachmittag, ausgenommen war der Donnerstag, der für Sitzungen an der Akademie der Wissenschaften reserviert war. Lehrveranstaltungen an Abenden, bevorzugt Montag und Samstag, ergänzten seine Lehrtätigkeit.

The lectures of Eduard Suess at the University of Vienna from 1858 to 1901

Abstract

The systematic survey of the lectures by Eduard Suess (1831–1914) shows, in addition to cross connections to his work as a geologist in the context of other courses, the increasingly diverse range of geological lectures in the second half of the 19th century at the University of Vienna. In addition to some special lectures, Suess primarily held introductory basic lectures. He preferred to read in the morning, and only towards the end of his teaching activity he moved these lectures to the later afternoon, with the exception of Thursday, which was reserved for meetings at the Academy of Sciences. Courses in the evenings, preferably Monday and Saturday, supplemented his teaching activities.

* THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geologie.ac.at

Einleitung

Eduard Suess (1831–1914) wurde in London geboren, wuchs in Prag auf und wurde in Wien ausgebildet, wo er auch tätig war und verstarb. Sein Leben wurde synoptisch in zahlreichen Aufsätzen dargestellt, unter anderem auch im Zusammenhang mit der 650-Jahrfeier der Universität Wien (SEIDL, 2015). Er gehört zu den großen Geologen des 19. Jahrhunderts, manche zählen ihn zu den größten Geologen, die je lebten – „probably the greatest geologist who ever lived“ (ŞENGÖR, 2015: 181).

Suess (Abb. 1) war nicht nur als Geologe, er war auch als Politiker tätig und gilt als „Vater“ der ersten Wiener Hochquellenleitung. Neben der Habilitationsschrift von JOHANNES SEIDL (2008) und der Edition umfangreicher Aufsatzsammlungen (SEIDL, 2009) wurden die vielen Facetten seines Schaffens anlässlich der Wiederkehr seines 100. Todestages 2014 (HOFMANN et al., 2014a) in zahlreichen Publikationen bzw. Themenbänden gewürdigt (ANGETTER et al., 2014; HOFMANN et al., 2014b; WAGREICH & NEUBAUER, 2014). Alleine eine Bibliografie jener Arbeiten über Suess, die in den letzten Dekaden erschienen sind, wäre eine lohnende Aufgabe.

Was seine Lehrtätigkeit an der Universität Wien betrifft, so existiert von SUESS (1902) eine Rückschau, die mit folgenden, legendär gewordenen Worten endet: „Als ich Lehrer geworden war, habe ich nicht aufgehört, ein Lernender zu bleiben, und jetzt, da ich aufhöre ein Lehrer zu sein, möchte ich auch nicht aufhören ein Lernender zu sein, so lang meine Augen sehen, meine Ohren hören und meine Hände greifen können. Mit diesem Wunsche trete ich nicht ab, sondern trete ich zurück in meine frühere Stellung.“ (SUESS, 1902: 8).

Suess, dessen Karriere als Paläontologe in den ausgehenden 1850er Jahren begann, widmete sich ab den 1860er Jahren zunehmend der Geologie. Die Lehrtätigkeit von Suess als Paläontologe wurde jüngst von STEININGER et al. (2018) in einer Monografie über die Geschichte der Paläontologie umfassend bearbeitet. Daraus ergab sich das Desiderat, auch die geologische Lehrtätigkeit von Eduard Suess synoptisch darzustellen, wenngleich vor allem von Johannes Seidl bereits zahlreiche, höchst detailreiche Arbeiten existieren.

In dieser Arbeit wird in lückenloser Reihe die gesamte Vorlesungstätigkeit von Eduard Suess, beginnend mit dem Jahr 1858 bis zu seiner letzten Vorlesung im Jahr 1901, dargestellt. Gleichzeitig wird der Versuch unternommen, Verbindungen zwischen den Vorlesungen und seinen Forschungsarbeiten zu schaffen.

Grundlage für die Erhebung der Vorlesungen waren die Vorlesungsverzeichnisse der Universität Wien (Archiv der Universität Wien; Signatur Z-84). Über viele Jahre sind sie auch im Amtsblatt der *Wiener Zeitung* veröffentlicht worden. Hier wird unterschieden zwischen dem Wintersemester (WS), das sich über zwei Kalenderjahre erstreckt, und dem Sommersemester (SS). Sie sind über ANNO (AustriaN Newspapers Online)¹ in der Österreichischen Nationalbibliothek online verfügbar.

¹ <https://anno.onb.ac.at/>



Abb. 1. Eduard Suess im Jahr 1869, damals war er ordentlicher Professor für Geologie.

Zur akademischen Karriere von Eduard Suess

Die vorbereitenden Schritte für die Vorlesungstätigkeit von Suess waren verbunden mit Ansuchen an die k. k. Geologische Reichsanstalt (Schreiben vom 1. März 1857; Aktenzahl 245), wie SEIDL (2001) zeigen konnte. Suess beginnt sein Schreiben an die „Hochlöbliche Direction“ wie folgt „Der ergebenst Gefertigte wünscht, namentlich um jüngere Kräfte für das Studium der Palaeontologie zu gewinnen, im kommenden October Vorlesungen über diesen Gegenstand an der k. k. Universität zu eröffnen.“ Seine konkrete Bitte betraf die Räumlichkeiten und die Sammlungen für diese Zwecke, „von Zeit zu Zeit“ verwenden zu können. Direktor Wilhelm Haidinger (1795–1871) hatte dem zugestimmt, wie auch Suess’ unmittelbarer Vorgesetzter am Hofmineralienkabinett, Moriz Hoernes (1815–1868), zugleich sein Schwager, dem Schreiben mit selbem Inhalt von Suess (ebenfalls vom 1. März 1857) zugestimmt hatte (SEIDL, 2001: 62). In diesem Zusammenhang ist auch die Anmerkung „Erläuternde Demonstrationen im k. k. Hofmineralien-Kabinett und an der k. k. geologischen Reichsanstalt“ im Vorlesungsverzeichnis der Universität Wien für die erste Vorlesung von Eduard Suess („Über allgemeine Paläontologie“) im Sommersemester (SS) 1858 zu verstehen.

In seinen *Erinnerungen* schreibt SUESS (1916: 114) über sein erfolgloses Ansuchen vom 20. Mai 1857 um Habilitation als Privatdozent für Paläontologie. Der Grund des abgelehnten Anschens war ein Schreiben von Franz Xaver Zippe (1791–1863). Zippe meinte, „daß dieser Gegenstand an der Hochschule durch die Vorlesungen des Dozenten Lucas Friedrich Zekeli [1823–1881] genügend vertreten sei“ (SEIDL, 2000: 55). Eine detailreiche Studie mit Transkription der Originalkorrespondenz zu Suess’ Ansuchen um die Professur liegt von SEIDL (2002) vor.

Als Reaktion auf die Ablehnung wandte sich Suess am 7. Juni 1857 (SEIDL, 2002: 51ff.) an den zuständigen Minister, Leo Graf Thun-Hohenstein (1811–1888), der ihn zum unbesoldeten Extraordinarius für Paläontologie ernannte (SUESS, 1916: 115). Die formale Ernennung erfolgte am 10. August 1857 und wurde in der *Wiener Zeitung* am 27. August 1857² veröffentlicht („Se. [Seine] k. k. Apostolische Majestät haben mit Allerhöchster Entschliebung vom 10. August d. J. [des Jahres] den ersten Kustosadjunkten an Allerhöchst ihrem Hof-Mineralienkabinete, Eduard Süß, zum außerordentlichen Professor der Paläontologie an der Wiener Universität, mit Belassung in seiner Anstellung am gedachten Hofkabinete allergnädigst zu ernennen geruht.“).

Damit war der Grundstein für die spätere Entwicklung der Geologie an der Universität mit ihrer internationalen Bedeutung gelegt worden (SCHÜBL, 2010: 180).

Der nächste Karriereschritt war die Ernennung zum außerordentlichen Professor der Geologie mit Entschliebung vom 24. Juli 1862, die am 9. August 1862³ in der *Wiener Zeitung* erschien („Se. k. k. Apostolische Majestät haben mit der Allerhöchsten Entschliebung vom 24. Juli d. J. den ersten Kustosadjunkten am kaiserlichen Hof- und Mineralienkabinete und a.o. Professor für Paläontologie an der Wiener Universität Eduard Sueß gegen Enthebung von ersterer Dienstleistung zum außerordentlichen Professor der Geologie an derselben Universität allergnädigst zu ernennen geruht.“).

Fünf Jahre später erfolgte die Ernennung zum ordentlichen Professor für Geologie mit Entschliebung vom 11. Mai 1867 (*Wiener Zeitung*, 21. Mai 1867)⁴: „Se. k. k. Apostolische Majestät haben mit Allerhöchster Entschliebung vom 11. Mai d. J. den außerordentlichen Professor der Geologie an der Wiener Universität Eduard Sueß zum ordentlichen Professor dieses Faches an der genannten Hochschule allergnädigst zu ernennen geruht.“

Da Suess nicht promoviert hatte, verlieh das Professoren- und Doktorenkollegium der philosophischen Fakultät der Universität Wien ihm, zusammen mit anderen verdienten Gelehrten, darunter Friedrich Simony (1813–1896), zu Ende des Jahres 1869 den Ehrendoctorat „honoris causa“ (*Wiener Zeitung*, 4. Dezember 1869)⁵.

Im nächsten universitären Karriereschritt wurde Suess zum Dekan für das Studienjahr 1873/74 ernannt. „Bei der philosophischen Facultät wurde als Decan des k. k. Professorenkollegiums Herr Phil. Dr. Eduard Sueß, k. k. o. ö. Universitätsprofessor der Geologie, wirkliches Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, correspondirendes Mitglied der brittischen geologischen Gesellschaft und der Akademien zu Vicenza, Coronza und Catania, zu Philadelphia und Saint-Louis, Ehrenmitglied der holländischen Societät der Wissenschaften, Mitglied der deutschen geologischen Gesellschaft, der „Societät Linnéenne de Normandie“ ec., gewählt.“ (*Wiener Zeitung*, 8. Oktober 1873)⁶.

Am 26. Juni 1888 wurde Suess zum Rektor für das Studienjahr 1888/89 gewählt. Als Reaktion darauf schrieb *Das Vaterland* auf der Titelseite vom 28. Juni 1888⁷ unter der Überschrift „Von der Wiener Universität“ eine bitterböse Kritik zur Wahl von Suess als Rektor, wo unter anderem zu lesen war: „Auch ist es wohlgethan, daß die Herren, um sich noch deutlicher auszusprechen, den Semiten Herrn Professor Sueß zum Rector gewählt haben, dessen petulante Aeüßerungen über die katholische Religion des Volkes unter dem und von dem er lebt, dessen freche Drohungen gegen jedes Unternehmen, welches darauf abzielt der Volksschule wieder einen christlichen Charakter zu geben bekannt sind. Bisher hat man über die Verjudung unserer Universität geklagt, von jetzt an wird man sich damit vertraut machen müssen, daß diese katholische Stiftung dem Antichrist dienstbar geworden ist“. Das konservative *Vaterland* hatte nicht damit gerechnet, dass bei der Wahl des Rektors, bei der damals turnusmäßig die vier Fakultäten zum Zug kamen, und bei der Wahl 1888 ein Vertreter der katholischen Fakultät als Rektor erwartet wurde, ausgerechnet ein Liberaler, ein Nicht-Katholik, gewählt wurde. Ungeachtet dessen trat Suess am 22. September 1888 das höchste Amt der Universität an und hielt am 16. Oktober 1888 seine Antrittsrede, „Über den Fortschritt des Menschengeschlechtes“ (SUESS, 1888a). Die Rede begeisterte den Chirurgen Theodor Billroth (1829–1894), noch am selben Tag schrieb er seinem Freund, dem Komponisten Johannes Brahms (1833–1897): „Ich schicke Dir unter Kreuzband [= Drucksache] die heutige Rede von Sueß. [...], von pag. 21 muß Du lesen. Wie geistvoll und fein alles, wie packend die gewählten Beispiele, wie maßvoll alles, was zwischen den Zeilen abgelehnt wird.“ (GOTTLIEB-BILLROTH, 1935: 430).

Doch in der zweiten Märzhälfte 1889 legt er sein Amt zurück. Suess sah eine Unvereinbarkeit mit den Ansichten des ihm vorgesetzten Unterrichtsministers Paul Gautsch von Frankenthurn (1851–1918), die nicht den seinen entsprachen. „Am 24. [März 1889] genehmigte der Minister meine Resignation, [...]“ (SUESS, 1916: 393). Dazu die *Neue Freie Presse* (Abendblatt) vom 26. März 1889⁸: „Wie verlautet, liegt der Grund dieser Resignation darin, daß Professor Sueß als Abgeordneter sich verpflichtet fühlt, gegen die Erklärungen des Unterrichtsministers Dr. v. Gautsch über die Schulreform zu opponiren, und daß er in Folge dessen seine amtliche Stellung als Rector, die ihn zu einem regen Geschäftsverkehre mit dem Minister verpflichtet, mit der Stellung als Abgeordneter nicht mehr für vereinbar hielt. Um frei von allen Bedenken in der Unterrichts-Debatte auftreten zu können, hat sich Professor Sueß zu dem angeführten Schritte veranlaßt gesehen.“

Über seine ersten Jahre als Lehrender schreibt Suess am 1. Oktober 1885 (zitiert nach TOLLMANN, 1963: 16): „Als ich vor nun 28 Jahren zum Professor ernannt wurde, wies man mir keine Dotation und kein Locale an und ich war darauf angewiesen in den Souterrain-Localitäten des k. k. Hofminers. Cabinets meine Vorlesungen zu eröffnen, wo mir ... die reiche Sammlung des k. k. Hofminers. Cabinets zur Verfügung stand. Die Zahl der Zuhörer vermehrte sich und fünf Jahre später, als ich die Stellung am k. k. Hofmuseum ver-

2 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18570827&seite=1&zoom=33>

3 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18620809&seite=6&zoom=33>

4 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18670521&seite=1&zoom=33>

5 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18691204&seite=2&zoom=33>

6 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18731008&seite=2&zoom=33>

7 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18880628&seite=1&zoom=33>

8 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=18890326&seite=11&zoom=33>



Abb. 2. Blick vom Universitätsplatz (heute Dr.-Ignaz-Seipel-Platz) in die Bäckerstraße. Die Räumlichkeiten, in denen Suess unterrichtete, befanden sich zwischen den beiden Durchgängen in der Bäckerstraße (heute Nr. 20).

ließ, erhielt ich ein sehr kleines aber ein selbständiges Locale im alten Universitätsgebäude, zwei alte Schränke und eine Dotation von 300 fl. [Gulden, heute ca. 3.700 €]⁹. Die Tätigkeit dieser Lehrkanzel fand aber noch weitere Anerkennung und Zuspruch und abermals 5 Jahre später wurde ich zum Ordinarius ernannt. Beiläufig um dieselbe Zeit wurden mir die ehemaligen Turn-Localitäten im alten Univ. Gebäude angewiesen, in welchen die Sammlung bis zu ihrer Übersiedlung in das neue Univ. Gebäude, d. i. durch beiläufig 18 Jahre geblieben ist. Dort bestanden die Localitäten aus einem Sammlungs-Saal und einem Hörsaal, welcher letzterer auch Doubletten-Kasten enthielt und einer Kammer für den Professor.“ Die zoologischen und mineralogischen Sammlungen wurden im zweiten Stock über dem Akademischen Gymnasium zu einem „Naturhistorischen Museum“ vereint. Die Sammlungen des geologischen Instituts befanden sich seit 1862 in zwei einfenstrigen Zimmern, wo auch Suess wirkte (GALL, 1970: 118). Die hier erwähnte Übersiedlung fand wenige Tage vor der feierlichen Eröffnung des Universitätsgebäudes im Oktober 1884 statt, durch Verzögerungen bedingt, begann der Umzug erst am 26. Oktober 1884 (TOLLMANN, 1963). Hier gab es genug Platz, neben Hörsaal 4 standen vier Sammlungsräume und sechs Arbeitszimmer zur Verfügung.

Die in den Vorlesungsverzeichnissen angegebenen Adressen (Akademisches Gymnasium, Bäckerstraße 28) entsprechen keineswegs den heutigen Gegebenheiten. Die Korrelation der damaligen Adressen mit den heutigen enthüllt WINTER (1996: 22): „In dem Gebäude [in der Bäckerstraße], das seit 1915 die Nummer 20 hat, befand sich jedenfalls bis zum Umzug in das heutige Gebäude auf dem Beethovenplatz (1866) das allgemein „Jesuitenschul“ genannte Gymnasium, eng benachbart der Universität. Als zu Zeit Maria Theresias die Häusernummerierung Wiens eingeführt wurde, lautete die Adresse „Stadt, Nr. 756“, später „Bäckerstraße 28““ (Abb. 2).

⁹ <https://www.eurologisch.at/docroot/waehrungsrechner/#/> (zuletzt abgerufen am 11.10.2021)

Der Bauzustand des Gebäudes in der Bäckerstraße war nach einer Begehung des städtischen Bauamtes Anfang 1882 „in keinen besonders guten Zustande [...], aber doch immerhin einige Jahre noch bewohnbar [...]“. Stellenweise hat es Handlungsbedarf: „[...] nur in einzelnen Hörsälen, wie z.B. des Professors Schrauf, Professors Eduard Sueß, ferner auf dem Dachboden müssen noch Sicherheitsvorkehrungen getroffen werden.“ (Das Vaterland, 5. Februar 1882: 9)¹⁰.

Das Hauptgebäude der Universität auf der Ringstraße war nach Plänen Heinrich von Ferstls (1828–1883) erbaut und am 11. Oktober 1884 feierlich eröffnet worden (MÜHLBERGER, 2007: 39). Das geologische Institut wurde durch fünf großformatige Landschaftsbilder namhafter Künstler, wie Eduard Peithner von Lichtenfels (1833–1913) oder Robert Russ (1847–1922) ausgestattet, „welche nicht nur zur Ausschmückung des Institutes, sondern auch als Hilfsmittel des Unterrichtes dienen“ (Das Vaterland, 17. Juli 1885: 3)¹¹. Die Bilder waren 1875 seitens der Universität bei den Künstlern bestellt und Ende der 1870er (P. v. L.: Die Schlerngruppe bei Bozen, 1877)¹² bzw. Anfang der 1880er Jahre (P. v. L.: Der Vesuv, 1881)¹³ fertig. Heute befinden sie sich in der Sammlung des Belvederes.

Die Vorlesungen im Kontext

Als Suess im Jahr 1857 zum außerordentlichen Professor der Paläontologie ernannt wurde, bedeutet das keineswegs den Beginn erdwissenschaftlicher Vorlesungen an der Universität Wien. Über deren Anfänge im Bereich der

¹⁰ <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18820205&seite=9&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

¹¹ <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18850717&seite=3&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

¹² <https://sammlung.belvedere.at/objects/4583/die-schlerngruppe-bei-bozen?> (abgerufen am 11.10.2021)

¹³ <https://sammlung.belvedere.at/objects/4584/der-vesuv> (abgerufen am 11.10.2021)

Paläontologie berichteten jüngst STEININGER et al. (2018) bzw. GRUNERT (2006). Einmal mehr muss betont werden, dass Sammlungen damals einen wesentlichen Anteil bei der Lehre hatten. Dies zeigt sich nicht nur bei der Anmerkung der ersten Vorlesung von Suess (SS 1858), wo er auf erläuternde Demonstrationen im Hofmineralienkabinett und der Geologischen Reichsanstalt hinweist, sondern auch bei den Räumen, wo die Vorlesungen stattfanden. Fast ausschließlich fanden sie im „Museum“ bzw. in den „Sammlungen“ statt, wobei hier wahrscheinlich für dieselbe Lokalität nur zwei Begriffe gewählt wurden.

Die Antrittsvorlesung von Eduard Suess fand am 9. Oktober 1857 statt, er sprach „Ueber das Wesen und den Nutzen Palaeontologischer Studien“ (Suess, 1857). Seine Lehrtätigkeit kann erst im Sommersemester 1858 belegt werden. Als Eduard Suess im Sommersemester 1858 seine Lehrtätigkeit mit einer zweistündigen Vorlesung (Montag und Freitag jeweils eine Stunde) begann, bot auch Friedrich Zekeli „Praktische Uebungen in Geologie und Paläontologie, verbunden mit Exkursionen in die Nähe und Ferne“ an (Sa. 10–12 Uhr, *Wiener Zeitung*, 15. April 1858: 108)¹⁴. Zekeli (GRUNERT, 2006) las im Wintersemester (WS) 1858/59 („Die Fossilien der Erdrinde“, 3x / Woche) und verabschiedete sich nach dem Wintersemester 1859/60 („Grundzüge der Geologie“, 3x / Woche) aus Wien.

Neben seiner ersten Vorlesung, die am Akademischen Gymnasium (damals: Bäckerstraße 28; heute: Bäckerstraße 20) stattfand, bot Suess auch Übungen an. Diese fanden an seiner Dienststelle, dem k. k. Hofmineralien-Kabinett, das sich im Augustinertrakt der Wiener Hofburg befand, und an der k. k. Geologischen Reichsanstalt in der Rasumofskygasse 23 statt.

In den nächsten Jahren las Suess eine „Allgemeine Paläontologie“ und zwei Vorlesungen mit entwicklungsgeschichtlichen Inhalten: „Ueber die Aufeinanderfolge der Thierformen“ und die „Geschichte der Thierwelt“. Bereits im Sommersemester 1859 bot er die Lehrveranstaltung „Über die neuesten Fortschritte in der Paläontologie“ an, was heute wohl einem Seminar entspricht. Diese Lehrveranstaltung findet sich später (ab WS 1872) als „Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (Abb. 3). Hält er sie zunächst alleine, bietet er sie vom Wintersemester 1877 bis zum Wintersemester 1879 mit Melchior Neumayr (1845–1890) an. Neumayr war ab dem Wintersemester 1873/74 zum „Professor Extraordinarius für Paläontologie“ an der Universität Wien ernannt worden (STEININGER et al., 2018: 33f.). Nach einer langen Unterbrechung fand vom Wintersemester 1893 bis 1897 die Veranstaltung als „Geologisches Conversatorium“ gemeinsam mit Theodor Fuchs (1842–1925) und Franz Wähner (1856–1932) statt. Gegen Ende seiner Lehrtätigkeit steigt die Anzahl der hier beteiligten Lehrenden unter wechselndem Titel der Lehrveranstaltung. Im Wintersemester 1900 sind sechs weitere Personen genannt. Neben Theodor Fuchs, Franz Wähner, Karl Diener (1862–1928), Gustav von Arthaber (1864–1943) und Franz Kossmat (1871–1938) auch sein Sohn Franz Eduard Suess (1867–1941), der bereits im Wintersemester 1899 erstmals mit seinem Vater (zusammen mit anderen) diese Lehrveranstaltung abhält.

14 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18580415&seite=28&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

[Naturwissenschaftliches.] Mit den vom Professor Dr. Eduard Sueß eingeführten und seit mehreren Jahren geleiteten geologischen Conversatorien wurde am 21. d. M. bei sehr zahlreicher Betheiligung wieder begonnen und werden dieselben jeden Montag, Abends 6 Uhr, im Universitäts-Hörsaale für Geologie fortgesetzt werden. Den ersten Vortrag hielt diesmal der Gymnasial-Lehramts-Candidat Alfred Burgerstein über die Besteigung des Vesuv, welche Professor Sueß im heurigen Frühjahre, wenige Tage vor der Eruption, in Gesellschaft einiger jüngerer Naturforscher, zu denen auch der Vortragende zählte, unternommen. Hierauf berichtete der Custos des Mineralien-Cabinetts, Theodor Fuchs; über eine eigenthümliche Erdbewegung an der Küste von Ouito.

Abb. 3.
Zeitungsausschnitt (*Die Presse*) vom 23. Oktober 1872¹⁵ über das Conversatorium, eine erfolgreiche Lehrveranstaltung von Suess.

Im Sommer 1862 war Suess zum außerordentlichen Professor der Geologie ernannt worden. Naturgemäß zeichnet sich dies auch in seinen Vorlesungen ab, so las er neben der „Allgemeinen Paläontologie“ (2x / Woche) auch zwei geologische Vorlesungen. Wenn die Vorlesung „Über die geologischen Erscheinungen der Gegenwart, als Einleitung in das Studium der Geologie“ (3x / Woche) als Einführungsvorlesung betrachtet werden kann, so zeigt die zweite, „Über den geologischen Bau der Niederung von Wien“ (1x / Woche), den direkten Bezug zu seinem im Frühjahr 1862 veröffentlichten Buch „Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben: Eine geologische Studie“ (Suess, 1862). Mit dieser Publikation erlangte er in der breiteren Öffentlichkeit Bekanntheit (Abb. 4).

15 <http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=apr&datum=18721023&seite=9&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

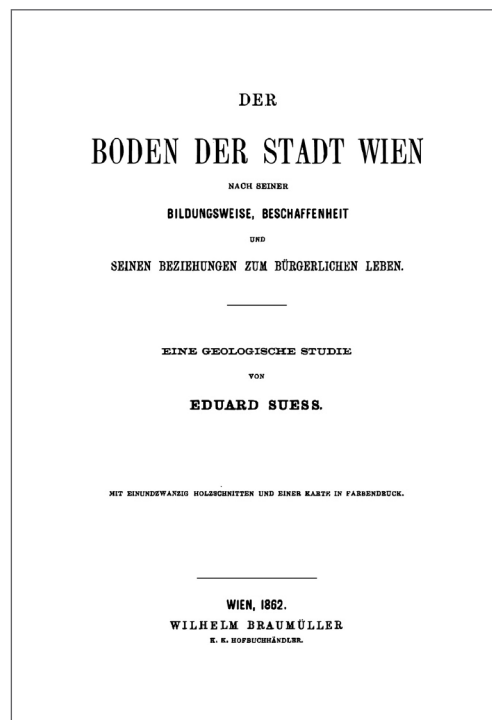


Abb. 4.
„Der Boden der Stadt Wien“ (1862) eröffnete Suess eine breite Leserschaft.

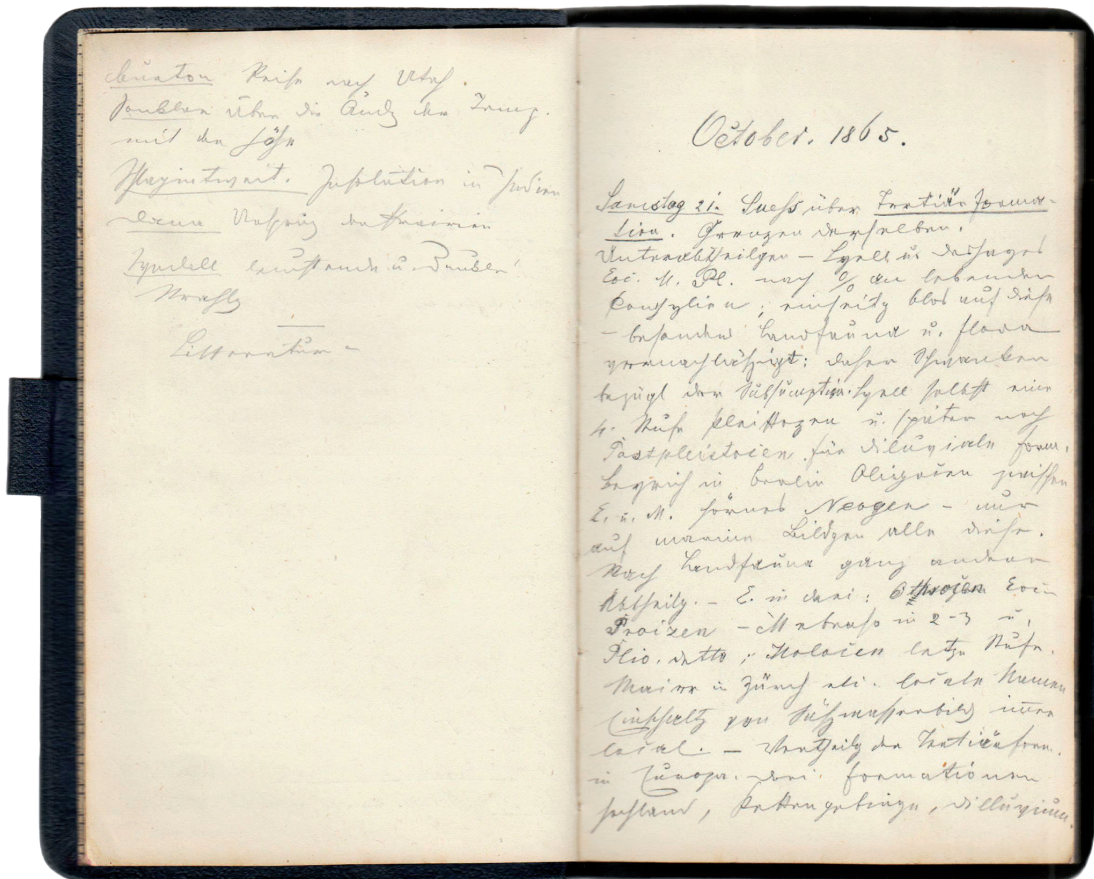


Abb. 5. Studentische Vorlesungsmitschrift von Samstag, dem 21. Oktober 1865; Suess las „Über [die] Tertiärformation“.

Im Sommersemester 1864 liest er „Spezielle Stratigraphie“, ein Jahr später (SS 1865) „Über die Tertiärformation“ (Abb. 5). Kenntnisse dazu hatte er sich durch zahlreiche Arbeiten über das Wiener Becken (Suess, 1858, 1860, 1861, 1863) erworben.

Eine Einzelstellung nimmt die Vorlesung (SS 1864) „Über fossile Reptilien“ ein. Zum einen, weil Suess dieses Thema nur einmal ankündigt, und zum anderen, weil in seinem Schaffen kein signifikanter Bezug zu Reptilien besteht.

Im Sommersemester 1865 folgt eine Spezialvorlesung „Über fossile Brachiopoden“, jene Tiergruppe, über die Suess seit 1851 in mehr als 20 Publikationen berichtet hatte. Neben Graptolithen waren Brachiopoden jene Tiergruppe, über die Suess in die Paläontologie einstieg. Im darauffolgenden Wintersemester 1865 liest er „Über fossile Cephalopoden“ und behandelt damit eine weitere Tiergruppe, wobei auch hier in seinem Werk kein signifikanter Bezug zu dieser Fossilgruppe zu erkennen ist.

Die Frage, warum Suess in den nächsten vier Jahren, 1866 bis 1869, im Sommersemester nicht las, muss derzeit unbeantwortet bleiben. In den Wintersemestern 1866 und 1868 las er jeweils „Über allgemeine Paläontologie“ während er im Wintersemester 1867 „Über allgemeine Geologie“ las. Ab dem Wintersemester 1869 widmet er sich erstmals der Geologie Europas, die er dann 1873 bis 1880 meist als fünfstündige Lehrveranstaltung liest. Erst zehn Jahre später erscheint eine Arbeit *Über die Structur Europas* (Suess, 1890).

In der Reihe seiner Vorlesungen fällt im Sommersemester 1870 ein angewandtes Thema, „Ueber unterirdische Hydrographie“, auf. Es liegt nahe, dass er hier seine Er-

fahrungen, die er im Zuge des Baues der Wiener Hochquellenwasserleitung (Eröffnung Oktober 1873) sammelte, eingebracht hatte.

Im Wintersemester 1871 liest zweimal in der Woche Edmund Mojsisovics von Mojsvár (1839–1907) „Die Geologie der Alpen“. Mojsisovics, Geologe an der k. k. Geologischen Reichsanstalt, hatte zweifelsfrei die Kompetenz über dieses Thema vorzutragen, auch wenn man a priori eine derartige Vorlesung bei Suess suchen würde, der ein Buch über die Entstehung der Alpen verfasst hatte (Suess, 1875). Mojsisovics las öfters, so auch im WS 1872, WS 1876, WS 1878 und WS 1886 über die Alpen, ehe diese Vorlesung Franz Wähner übernahm, der ab dem SS 1887 und WS 1887 und auch im WS 1889 und SS 1890 und im WS 1892 die „Geologie der Alpen“ las.

Mojsisovics war der erste, der im Sommersemester 1874 Kartierungsübungen im Gelände anbot und damit das Lehrangebot im praktischen Bereich erweiterte: „Geologisches Practicum, Uebungen im Beobachten im freien Felde und im geologischen Mappiren. Vorbereitungsstunden an Freitagen von 6–7 Uhr Abends im Hörsaale der geologischen Sammlung, und ganztägige Excursionen in die Umgebungen Wiens an Samstagen. Von dem Privatdocenten und Chefgeologen der k. k. geologischen Reichsanstalt Herrn Bergrath Dr. Edmund von Mojsisovics. (Sechswöchentlich. Honorar 3 fl. [Gulden] 15 kr. [Kreuzer])“ [heute etwa 40 €]¹⁶ (*Wiener Zeitung*, 7. Mai 1874: 724)¹⁷.

16 <https://www.eurologisch.at/docroot/waehrungsrechner/#/> (zuletzt abgerufen am 11.10.2021)

17 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18740507&seite=26&zoom=33>

Im Wintersemester 1874 liest Mojsisovics die „Geologie der österreichisch ungarischen Monarchie“ (2x / Woche). Im Wintersemester 1877 läuft die Veranstaltung unter dem Titel „Geologische Geographie der österreichisch ungarischen Monarchie“ (1x / Woche). Im Sommersemester 1882 übernimmt Suess die Geologie der Monarchie in einer fünfständigen Vorlesung. Im darauffolgenden Wintersemester 1882 liest Mojsisovics die „Geologische Geschichte des Alpensystems“ (zweistündig) und erweitert die Vorlesung um ihre historische Komponente, ehe er im Wintersemester 1883 eine geografische Dimension dazu fügt („Geologische Geschichte von Europa“). Im Wintersemester 1887 las Victor Uhlig (1857–1911), ein Dissertant von Suess, die „Geologie der Karpathenländer“ (1x / Woche), parallel las Suess im Wintersemester 1887 die „Übersicht des Baues der Erdoberfläche“. Damit gewann das Studium der Geologie einmal mehr an fachlicher Breite. Die Geologie der Monarchie liest ab dem Sommersemester 1894 Karl Diener (1832–1928), der sie bis zum Sommersemester 1895 jedes Semester liest.

In dem Zusammenhang muss auch Eduard Reyer (1849–1914) erwähnt werden, der ab dem Wintersemester 1876 fast in jedem Semester über Vulkane, Vulkanismus und vulkanische Gesteine im weiteren Sinne und ab dem Wintersemester 1888 auch über „Theoretische Geologie“ (bis WS 1896) las.

Mit Alexander Bittner (1850–1902), der sich im Herbst 1876 als Privatdozent für allgemeine Geologie habilitiert hatte (*Wiener Zeitung*, 19. Dezember 1876: 7)¹⁸, hält der erste Dissertant von Suess ab dem Wintersemester 1877 Vorlesungen. Seine Vorlesung „Jüngere Tertiärbildungen mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Wiener Beckens“ (zweistündig) findet sich thematisch bereits bei Suess im Sommersemester 1865 unter dem Titel „Über die Tertiärformation“. Im Wintersemester 1879 las Bittner „Über die alttertiären Ablagerungen der Südalpen“ (zweistündig), im Wintersemester 1880 folgten „Eocaene Ablagerungen der Südalpen“ (zweistündig).

Mit der „Geologie der weiteren Umgebung von Wien“ im Sommersemester 1888 hatte Wähner, ebenfalls Dissertant von Suess, einen Bereich übernommen, den zuerst Mojsisovics (SS 1881) und später Suess selbst (SS 1883) gelesen hatte. Auch die „Anleitung zu geologischen Beobachtungen“ (1x / Woche) im Sommersemester 1889 von Wähner ist in dem Kontext zu nennen. Wähner liest 1891 die „Stratigraphie der mesozoischen Formationen“ (4 Std. / Woche), mit dem Wintersemester 1893 („Der geologische Bau der österreichisch ungarischen Monarchie“; 2 Std. / Woche) steigt Wähner vollends in die Fußstapfen von Mojsisovics.

Im Sommersemester 1879 könnte man aus dem Titel der Vorlesung „Ueber die Ursachen, welche der heutigen Verbreitungsart der Lebensformen zu Grunde liegen“, paläogeografische Inhalte ableiten.

Im Sommersemester 1881 taucht im Vorlesungstitel der Name seines Lebenswerkes auf, er liest fünf Mal pro Woche „Über das Antlitz der Erde“, dessen erster Band zwei Jahre später (SUSS, 1883) erscheint, den Verlagsvertrag hatte er am 14. März 1883 unterzeichnet (SUSS, 1916: 323). Damit erschließt er nach der europäischen (ab

WS 1869) die globale Dimension der Geologie. Als „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche“ bzw. als „Bau der Erdoberfläche“ wird diese Vorlesung bis in das ausgehende 19. Jahrhundert neben der Grundvorlesung („Allgemeine Geologie“) fixer Teil seines Unterrichts (Abb. 6).

Neben oben erwähnten paläontologischen Vorlesungen („Über fossile Reptilien“, „Über fossile Cephalopoden“), die eine Sonderstellung einnehmen, sei im Bereich der Geologie im Sommersemester 1888 die Vorlesung „Über die Veränderungen der Meere“ erwähnt. Suess hatte im Jahr zuvor eine Arbeit über dieses Thema (SUSS, 1887) publiziert, die er am 23. Juni 1887 bei der Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften vorgelegt (= eingereicht), und am 3. Jänner 1888 einen vielbeachteten Vortrag an der k. k. Geologischen Reichsanstalt über die Geschichte der Meere gehalten hatte (SUSS, 1888b). Zu Jahresbeginn 1888 erschien Band 2 seines mehrbändigen Werkes „Das Antlitz der Erde“, mit dem Untertitel „Die Meere der Erde“ (SUSS, 1888c). Angeboten wurde es unter anderem in R. Lechner's k. k. Hof- und Universitätsbuchhandlung am Graben 31 im 1. Wiener Gemeindebezirk um 15 Gulden [heute ca. 217 €]¹⁹ (*Neue Freie Presse*, 16. Februar 1888: 6)²⁰. Damit verfügte er über reichliches Unterrichtsmaterial für seine Vorlesung im darauffolgen-

19 <https://www.eurologisch.at/docroot/waehrungsrechner/#/> (zuletzt abgerufen am 11.10.2021)

20 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=18880216&seite=6&zoom=33>

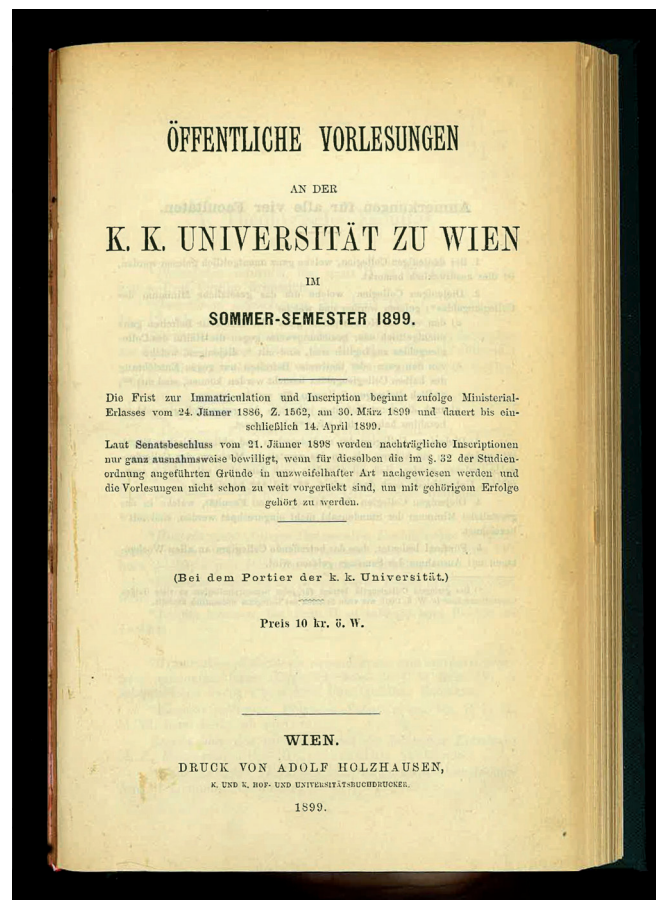


Abb. 6. Titelseite des Vorlesungsverzeichnisses der Universität Wien vom Sommersemester 1899.

18 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18761219&seite=7&zoom=33>

den Sommersemester. Zudem zeigt sich, dass Suess seine neuesten Forschungsergebnisse unmittelbar an seine Schüler in Vorlesungen weitergab (Persönliche Mitteilung [email] Celal Şengör vom 28. September 2021).

Hinzuweisen gilt es auf eine signifikante Änderung beim Beginn der fünfständigen Grundvorlesungen. Setzte er deren Beginn über Jahrzehnte um 8:00 bzw. 9:00 Uhr an, verlegte er sie ab dem Wintersemester 1898 auf den Nachmittag (17:00), wobei er am Donnerstag nicht las (stattdessen am Samstag), da der Donnerstagnachmittag mit Sitzungen der Akademie der Wissenschaften, dessen Präsident er ab 1898 war, belegt war.

Ehe sich Eduard Suess von seiner Vorlesungstätigkeit zurückzog, war sein Sohn Franz Eduard in den universitären Betrieb eingestiegen. Im Sommersemester 1899 las er „Über Erdbeben“ (zweistündig). Die dafür notwendigen Kenntnisse hatte Franz Eduard Suess durch das Studium der Schäden des katastrophalen Erdbebens von Laibach am 14. April 1895 vor Ort erworben. Die Ergebnisse flossen in eine große Monografie ein, die bis heute mustergültig für dieses Beben ist (Suess, 1897).

Schlussendlich gilt es zu erwähnen, dass Suess in den Sommersemestern 1866 bis 1869 nicht las, was in den Vorlesungsverzeichnissen vermerkt war. Angekündigt, aber abgesagt, wurde die Vorlesung im Wintersemester 1883. Suess kam auf Grund seiner politischen Verpflichtungen, „als Reichsraths- und Landtags-Abgeordneter, als Mitglied der österreichischen Delegation und als Gemeinderath“ (*Die Presse*, 14. Oktober 1883: 14)²¹ nicht dazu, die Lehrveranstaltung zu halten.

Die Studenten und Studentinnen von Suess

Die Liste der Dissertanten von Eduard Suess kommt einem „Who is Who“ der Geowissenschaften gleich, wie den Publikationen von SEIDL & PERTLIK (2006, 2007) zu entnehmen ist. Unter den 33 hier genannten Dissertanten, bei denen Suess Erstbetreuer war, haben Alexander Bittner, Franz Wähner, Gustav von Arthaber, Franz Kossmat und Victor Uhlig ebenfalls zeitgleich, bzw. zusammen mit ihm bei gemeinsamen Lehrveranstaltungen (Konversatorien) an der Universität Wien unterrichtet.

Anlässlich seiner 25-jährigen Vorlesungstätigkeit planten „seine vielen Freunde und Schüler“ ihn „durch eine Ovation zu feiern“. Suess erfuhr davon und verbat sich diese Feier aber, da er zu diesem Anlass kein Fest wollte (*Neue Freie Presse*, 2. Juli 1882: 4)²².

Von Interesse ist auch der Frauenanteil am Studium der Geologie. So konnten SEIDL & LEIN (2015: 195) nach umfangreichen Erhebungen dokumentieren, „dass in dem kurzen Zeitraum von WS 1897/98 bis SS 1901 insgesamt 12 Frauen die fünfständige Hauptvorlesung von Eduard Suess zumindest ein Semester lang besuchten.“

Einzigartig ist ein Fotoalbum, das im Archiv der Universität Wien (Signatur: 106.I.2500) verwahrt wird. Es wurde Suess zum 70. Geburtstag und der damit verbunde-

nen Emeritierung von seinen Schülerinnen und Schülern überreicht und enthält nicht weniger als 332 (!) Fotos seiner Schüler, Schülerinnen und ihm verbundenen Freunde (SEIDL, 2006). Erwähnenswert sind die Bildnisse der beiden Suess-Schülerinnen Maria Mettinger und Lusomira Sita-Novicka (LEIN & SEIDL, 2013: Abb. 1), die zu den ersten Hörerinnen an der philosophischen Fakultät der Universität Wien gehörten.

Chronologie der Vorlesungen

Quelle für die im folgenden aufgelisteten Lehrveranstaltungen von Suess sind die Vorlesungsverzeichnisse der Universität Wien (Archiv der Universität Wien; Signatur Z-84). SS (Sommersemester).

WS (Wintersemester): Beispiel: WS 1858 = von Oktober 1858 – Jänner 1859.

Ab dem Wintersemester 1863 wird Eduard Suess bis zum Ende seiner Laufbahn an der Universität Wien als Vorsteher des „Geologischen Museum“ in einer eigenen Rubrik über Institute in den Vorlesungsverzeichnissen angeführt mit der Anmerkung: „Um die Erlaubniß zum fortgesetzten Besuche und näherer Benützung dieser Institute hat man sich an die betreffenden Vorsteher zu wenden.“

Das Museum wurde anlässlich des Staatsbesuches vom brasilianischen Kaiser am 25. März 1877 besucht. „Der Kaiser besichtigte nach den stattgefundenen Vorstellungen das geologische Museum des Professors Sueß, das zoologische des Professors Schmarda, das mineralogische des Professors Schrauf, das petrographische Institut des Professors Tschermak und die paläontologische Sammlung des Professors Neumayer. Der Besuch dauerte über eine Stunde, [...]“ (*Die Presse*, 25. März 1877, Beilage zur Nr. 82: 13)²³

SS 1858: „Über allgemeine Paläontologie“ (2x / Woche)
Mo. & Fr. 15:30–16:30; Hörsaal der Naturgeschichte Akademisches Gymnasium
Erläuternde Demonstrationen im k. k. Hofmineralien-Kabinet und an der k. k. Geologischen Reichsanstalt (Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 21)

WS 1858: „Allgemeine Paläontologie“ (4x / Woche)
Di., Mi., Do. & Fr. 08:00–09:00; Akademisches Gymnasium (Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 21)

SS 1859: „Über die Aufeinanderfolge der Thierformen“ (3x / Woche)
Di., Do. & Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der Naturgeschichte Akademisches Gymnasium
„Über die neuesten Fortschritte in der Paläontologie“ (1x / Woche)
Mi. 18:00–19:00; Hörsaal der Naturgeschichte Akademisches Gymnasium (Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 22)

21 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=apr&datum=18831014&seite=14&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

22 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=18820702&seite=4&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

23 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=apr&datum=18770325&seite=13&zoom=33> (abgerufen am 11.10.2021)

WS 1859: „Allgemeine Paläontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Akademisches Gymnasium
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 22)

SS 1860: „Über die Aufeinanderfolge der Thierformen“
(3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr., 08:00–09:00; Hörsaal der Naturgeschichte
Akademisches Gymnasium
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 23)

WS 1860: „Geschichte der Thierwelt“ (3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 17:00–18:00; Saal Nr. 11
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 22)

SS 1861: „Über die Aufeinanderfolge der Thierformen“
(3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 17:00–18:00; Saal Nr. 11
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 22)

WS 1861: „Geschichte der Thierwelt“ (3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 17:00–18:00; Saal Nr. 11
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 24)

SS 1862: „Geschichte der Thierwelt“ (3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 17:00–18:00; Saal Nr. 11
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 23)

WS 1862: „Über die geologischen Erscheinungen der Ge-
genwart, als Einleitung in das Studium der Geologie“ (3x /
Woche)
Mo., Mi. & Fr. 09:00–10:00; Naturhistorischer Hörsaal
„Allgemeine Paläontologie“ (2x / Woche)
Di. & Do. 09:00–10:00; Naturhistorischer Hörsaal
„Über den geologischen Bau der Niederung von Wien“
(1x / Woche)
Sa. 18:00–19:00; Saal Nr. 12
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 25)

SS 1863: „Über allgemeine Paläontologie“ (3x / Woche)
Di., Do. & Fr. 09:00–10:00; Saal Nr. 15
„Über neue Erfahrungen im Gebiete der Geologie und Pa-
läontologie“ (1x / Woche)
Mi. 18:00–20:00; Saal Nr. 15
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 25)

WS 1863: „Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; geologischer Hörsaal Nr. 13
„Über die Diluvialzeit und ihre Beziehungen zur Jetztzeit“
(1x / Woche)
[Später zu bestimmender Tag und Stunde]; geologischer
Hörsaal Nr. 13
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 25f., 34)

SS 1864: „Specielle Stratigraphie“, (3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 09:00–10:00; Saal geologisches Museum zu
ebener Erde Nr. 1
„Über fossile Reptilien“ (2x / Woche)
Di. & Do. 09:00–10:00; Saal geologisches Museum zu ebe-
ner Erde Nr. 1
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 24)

WS 1864: „Allgemeine Palaeontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; geologischer Hörsaal
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 26)

SS 1865: „Über die Tertiärformation“ (3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 09:00–10:00; Saal der geologischen Samm-
lung zu ebener Erde Nr. 1
„Über fossile Brachiopoden“ (2x / Woche)
Di. & Do. 09:00–10:00; Saal der geologischen Sammlung
zu ebener Erde Nr. 1
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 26)

WS 1865: „Über allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00, geologischer Hörsaal
„Über fossile Cephalopoden“ (2x / Woche)
Di. & Fr. 09:30–10:30; geologischer Hörsaal
„Über Tertiärformation“ (1x / Woche)
Sa. 17:00–18:00; geologischer Hörsaal
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 27)

SS 1866: „Anmerkung: *Der Herr [...] Professor Eduard
Sueß [wird] im Sommer-Semester 1866 nicht lesen.*“
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 28)²⁴

WS 1866: „Über allgemeine Paläontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; geologisches Cabinet im Universi-
tätsgebäude
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 28)²⁵

SS 1867: Anmerkung: „*Der Herr [...] Professor Eduard
Sueß [wird] im Sommer-Semester 1867 nicht lesen.*“
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 29)²⁶

WS 1867: „Über allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Saal Nr. 14
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 27)²⁷

SS 1868: Anmerkung: „*Der Herr [...] Professor Eduard
Sueß [wird] im Sommer-Semester 1868 nicht lesen.*“
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 31)²⁸

WS 1868: „Über allgemeine Paläontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 31)²⁹

SS 1869: Anmerkung: „*Der Herr [...] Professor Eduard
Sueß [wird] im Sommer-Semester 1869 nicht lesen.*“
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 32)³⁰

24 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb10683664/bsb:3851126?page=7>
(abgerufen am 11.10.2021)

25 <https://onb.digital/result/107C1D68> (abgerufen am 11.10.2021)

26 <https://onb.digital/result/107C1D5F> (abgerufen am 11.10.2021)

27 <https://onb.digital/result/107C1D46> (abgerufen am 11.10.2021)

28 <https://onb.digital/result/107C1D3D> (abgerufen am 11.10.2021)

29 <https://onb.digital/result/107C1D24> (abgerufen am 11.10.2021)

30 <https://onb.digital/result/107C1D1B> (abgerufen am 11.10.2021)

WS 1869: „Über den geologischen Bau des mittleren Europa“ (2x / Woche)

Mo. & Mi. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
[Fußnote]: Herr Landesschulrath Dr. Eduard Sueß wurde durch Erlaß des hohen Ministeriums für Kultus und Unterricht vom 20. Juni 1869 zur Abhaltung von Vorträgen über Geologie an der k. k. Universität ermächtigt.
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 32)

SS 1870: „Über die letzten Abschnitte der Erdgeschichte (vom Beginne der Tertiärformation bis zur Gegenwart)“ (5x / Woche)

Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Über unterirdische Hydrographie“ (1x / Woche)
Sa. 19:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 29)

WS 1870: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 32)

SS 1871: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 30f.)

WS 1871: „Allgemeine Paläontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 34)³¹

SS 1872: „Allgemeine Paläontologie (wirbellose Thiere)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 33)³²

WS 1872: „Allgemeine Paläontologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (1x / Woche)
[ohne Angabe; wahrscheinlich Mo.] 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 36)³³

SS 1873: „Allgemeine Geologie (Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 36)³⁴

WS 1873: „Ueber den geologischen Bau von Europa“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (1x / Woche)
Mo. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 38f)³⁵

SS 1874: „Ueber den geologischen Bau Europa's, Fortsetzung“ (5x / Woche)

Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 30)³⁶

WS 1874: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (1x / Woche)
Mo. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 37)³⁷

SS 1875: „Allgemeine Geologie (Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 37)

WS 1875: „Der geologische Bau Europas“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (1x / Woche)
Mo. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 40)³⁸

SS 1876: „Geologischer Bau Europas (Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 40)³⁹

WS 1876: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 43)⁴⁰

SS 1877: „Allgemeine Geologie, II. Hälfte“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum, I. Bäckerstraße Nr. 28
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 40)

WS 1877: „Geologischer Bau Europas“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum, I. Bäckerstraße Nr. 28
„Conversatorium über neue Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und Paläontologie“ (mit Melchior Neumayr) (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum, I. Bäckerstraße Nr. 28
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien; S. 41)⁴¹

31 <https://onb.digital/result/107C1D02> (abgerufen am 11.10.2021)

32 <https://onb.digital/result/107C1CF5> (abgerufen am 11.10.2021)

33 <https://onb.digital/result/107C1CEC> (abgerufen am 11.10.2021)

34 <https://onb.digital/result/107C1CD3> (abgerufen am 11.10.2021)

35 <https://onb.digital/result/107C1CCA> (abgerufen am 11.10.2021)

36 <https://onb.digital/result/107C1CB1> (abgerufen am 11.10.2021)

37 <https://onb.digital/result/107C1CA8> (abgerufen am 11.10.2021)

38 <https://onb.digital/result/10395D59> (abgerufen am 11.10.2021)

39 <https://onb.digital/result/10395D62> (abgerufen am 11.10.2021)

40 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb11352146/bsb:3851134?page=1> (abgerufen am 11.10.2021)

41 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb11352147/bsb:3851135?page=1> (abgerufen am 11.10.2021)

SS 1878: „Der geologische Bau Europa's“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 41)⁴²

WS 1878: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über neue Fortschritte auf dem Gebiete
der Geologie und Palaeontologie“ (mit Melchior Neumayr)
(1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 43)⁴³

SS 1879: „Allgemeine Geologie (II. Theil)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
„Ueber die Ursachen, welche der heutigen Verbreitungsart
der Lebensformen zu Grunde liegen“ (1x / Woche)
Mo. 18:00–19:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Publicum)
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 40)⁴⁴

WS 1879: „Specielle Geologie (geologischer Bau Europa's
und speciell der österreichischen Monarchie)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete
der Geologie und Palaeontologie“ (mit Melchior Neumayr)
(1x / Woche)
Mo. 18:00–20:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 44)

SS 1880: „Specielle Geologie (geologischer Bau Europas
und speciell der österreichischen Monarchie) Fortsetzung“
(3x / Woche)
Mo., Mi. & Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen
Sammlung
„Kritik der Lehre von den geologischen Epochen“ (1x / Wo-
che)
Do. 19:00–21:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 41)

WS 1880: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 43)

SS 1881: „Ueber das Antlitz der Erde“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 43)

WS 1881: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 48)

SS 1882: „Geologischer Bau der österreichischen Monar-
chie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 44)

WS 1882: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche“
(5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal der geologischen Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 46)

SS 1883: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche
(Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum,
I. Bäckerstraße 28
„Geologische Beschreibung der Umgebung Wien's“ (Pub-
licum) (1x / Woche)
Do. 16:00–17:00; Hörsaal geologisches Museum, I. Bä-
ckerstraße 28
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 43)

WS 1883: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung des
neuen Universitätsgebäudes
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 45)
Diese Vorlesung wurde abgesagt (*Die Presse*, 14. Oktober
1883: 14)⁴⁵.

SS 1884: „Physische Geschichte der Alpen und des Mittel-
meeres“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Neues Universitätsgebäude)
„Der Bau Asien's“ (1x / Woche)
Mo. 17:00–18:00; Hörsaal geologische Sammlung (Neues
Universitätsgebäude)
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 44)

WS 1884: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 48)

SS 1885: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 45)

WS 1885: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche“
(5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 49)

SS 1886: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche
(Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 47)

42 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb11365561/bsb:3851137?page=1>
(abgerufen am 11.10.2021)

43 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb11383198/bsb:3851138?page=1>
(abgerufen am 11.10.2021)

44 <https://opacplus.bsb-muenchen.de/Vta2/bsb11383199/bsb:3851139?page=1>
(abgerufen am 11.10.2021)

45 <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=apr&datum=18831014&seite=14&zoom=33>
(abgerufen am 11.10.2021)

WS 1886: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 56)

SS 1887: „Allgemeine Geologie (Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 52)

WS 1887: „Übersicht des Baues der Erdoberfläche“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 56)

SS 1888: „Bau der Erdoberfläche II. Theil (Fortsetzung: Bau von Europa)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
„Über die Veränderungen der Meere“ (1x / Woche)
Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 53)

WS 1888: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 55)

SS 1889: „Allgemeine Geologie, II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 54)

WS 1889: „Der geologische Bau der Erdoberfläche“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 57)

SS 1890: „Der geologische Bau der Erdoberfläche (Fortsetzung und Schluß)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 54)

WS 1890: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologische Sammlung
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 58)

SS 1891: „Allgemeine Geologie (Fortsetzung)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 67f.)

WS 1891: „Der Bau der Erdoberfläche“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 77)

SS 1892: „Über den Bau der Erdoberfläche (Fortsetzung: Eurasien)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 71)

WS 1892: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 53)

SS 1893: „Allgemeine Geologie, II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 47)

WS 1893: „Über den geologischen Bau der Erdoberfläche“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner) (2 Std. / Woche).
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 53)⁴⁶

SS 1894: „Geologischer Bau der Erdoberfläche II. Theil (Bau von Europa)“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 48)⁴⁷

WS 1894: „Allgemeine Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 08:00–09:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner) (2 Std. / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 54)⁴⁸

SS 1895: „Bau der Alpen“ (1x / Woche)
Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner) (2 Std. / Woche).
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 50)⁴⁹

WS 1895: „Geologische Beschreibung der Erde“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner)
[ohne weitere Angaben]; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 58)

SS 1896: „Geologische Beschreibung der Erde, II. Theil, Asien, Australien, Afrika, Amerika“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 53)⁵⁰

WS 1896: „Allgemeine Geologie, I. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum

46 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

47 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

48 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

49 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

50 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner) (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 52)⁵¹

SS 1897: „Allgemeine Geologie, II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 41)

WS 1897: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche, I. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs und Franz Wähner) (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 41)⁵²

SS 1898: „Geologische Beschreibung der Erdoberfläche, II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Fr. 09:00–10:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 40)

WS 1898: „Allgemeine Geologie, I. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum
„Geologisches Conversatorium“ (mit Theodor Fuchs, Karl Diener und Franz Wähner) (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 42)

SS 1899: „Allgemeine Geologie, II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 39)

WS 1899: „Geologischer Bau der Erdoberfläche I. Theil“ (5x / Woche) (Abb. 6)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum

51 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

52 <https://books.google.com.bo/books?id=ZZMoAQAAIAAJ&hl=de&pg=PA1#v=onepage&q&f=false> (abgerufen am 11.10.2021)

„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie und verwandter Fächer“ (mit Theodor Fuchs, Karl Diener, Franz Wähner, Gustav G. v. Arthaber & Franz E. Suess) (1x / Woche)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 40)

SS 1900: „Geologischer Bau der Erdoberfläche II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 41)

WS 1900: „Geologie“ (5x / Woche)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Museum
„Conversatorium über neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie“ (mit Theodor Fuchs, Karl Diener, Franz Wähner, Gustav v. Arthaber, Franz E. Suess & Franz Kossmat)
Sa. 18:00–20:00; Hörsaal geologisches Museum
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 43)

SS 1901: „Geologie II. Theil“ (5x / Woche)
Mo.–Mi. & Fr.–Sa. 17:00–18:00; Hörsaal geologisches Institut
(Öffentliche Vorlesungen an der k. k. Universität zu Wien;
S. 39)

Dank

Für Unterstützung bei der Erhebung von Daten und Korrekturen bedanke ich mich bei LUKAS SCHWEIGL, für das Lektorat bei CHRISTIAN CERMAK, für Bildbearbeitungen bei ELFRIEDE DÖRFLINGER (alle GBA). Für Assistenz bei der Recherche am Archiv der Universität Wien gilt mein Dank NINA KNIELING, sowie STEPHEN SUESS (Neuseeland) für die Zurverfügungstellung der studentischen Vorlesungsmitschrift (Abb. 5). CELAL ŞENGÖR (Istanbul) danke ich für Hinweise zu Suess' Werk „Das Antlitz der Erde: Die Meere der Erde“. Bei BERNHARD GRAEMANN und MARGRET HAMILTON (beide Geologisches Institut der Universität Wien) bedanke ich mich für Hinweise zu den Landschaftsbildern.

Literatur

ANGETTER, D., GASCHKE, W. & SEIDL, J. (Hrsg.) (2014): Eduard Suess (1831–1914) – Wiener Großbürger – Wissenschaftler – Politiker. Zum 100. Todestag. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 41 S., Wien.

GALL, F. (1970): Die alte Universität. – 133 S., Wien (Zsolnay).

GOTTLIEB-BILLROTH, O. (Hrsg.) (1935): Billroth und Brahm im Briefwechsel. – 528 S., Berlin und Wien (Urban & Schwarzenberg).

GRUNERT, P. (2006): Lukas Friedrich Zekeli (1823–1881): Leben und Werk eines nahezu vergessenen Pioniers des paläontologischen Unterrichts in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/3–4**, 195–215, Wien.

HOFMANN, T., PILLER, W.E. & SEIDL, J. (2014a): Österreichische Aktivitäten anlässlich des 100. Todesjahres von Eduard Suess – eine Chronologie. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 50–56, Wien.

HOFMANN, T., BLÖSCHL, G., LAMMERHUBER, L., PILLER, W.E. & ŞENGÖR, C. (2014b): The Face of the Earth: The Legacy of Eduard Suess. – 104 S., Baden (Edition Lammerhuber).

LEIN, R. & SEIDL, J. (2013): Eduard Suess und der Beginn des Frauenstudiums an der Wiener Universität. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **103**, 67–68, Wien.

- MÜHLBERGER, K. (2007): Palast der Wissenschaft – Ein historischer Spaziergang durch das Hauptgebäude der Alma Mater Rudolphina Vindobonensis. – 172 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).
- SCHÜBL, E. (2010): Mineralogie, Petrographie, Geologie und Paläontologie: Zur Institutionalisierung der Erdwissenschaften an österreichischen Universitäten, vornehmlich an jener in Wien, 1848–1938. – *Scripta geo-historica*, **3**, 304 S., Graz (Leykam).
- SEIDL, J. (2000): Einige Inedita zur Frühgeschichte der Geowissenschaften an der Universität Wien: Die Bewerbung von Eduard Sueß um die Venia legendi für Paläontologie (1857). – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **1**, 55, Graz.
- SEIDL, J. (2001): Einige Inedita zur Frühgeschichte der Paläontologie an der Universität Wien: Die Bewerbung von Eduard Sueß um die Venia legendi für Paläontologie (1857). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **53**, 61–67, Wien.
- SEIDL, J. (2002): Die Verleihung der außerordentlichen Professur für Paläontologie an Eduard Sueß im Jahre 1857: Zur Frühgeschichte der Geowissenschaften an der Universität Wien. – *Wiener Geschichtsblätter*, **57**, 38–61, Wien.
- SEIDL, J. (2006): Ein Fotoalbum für Eduard Suess aus dem Jahre 1901 in der Fotosammlung des Archivs der Universität Wien. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/3–4**, 253–263, Wien.
- SEIDL, J. (2008): Eduard Suess (1831–1914) und die Entwicklung der modernen Erdwissenschaften in Österreich: Bausteine zu einer Biographie. – *Habilitation, Karl-Franzens-Universität*, 401 S., Graz.
- SEIDL, J. (Hrsg.) (2009): Eduard Suess: und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – *Schriften des Archivs der Universität Wien*, **14**, 430 S., Göttingen (V & R unipress).
- SEIDL, J. (2015): Eduard (Carl Adolph) Suess: Geologe, Techniker, Kommunal-, Regional- und Staatspolitiker, Akademiepräsident. – In: ASH, M.G. & EHMER, J. (Hrsg.): 650 Jahre Universität Wien – Aufbruch ins neue Jahrhundert, Band 2: Universität – Politik – Gesellschaft, 217–223, Göttingen (V & R unipress).
- SEIDL, J. & LEIN, R. (2015): Eduard Suess und der Beginn des Frauenstudiums an der Wiener Universität. – In: KÄSTNER, I. & KIEFER, J. (Hrsg.): Von Maimonides bis Einstein – Jüdische Gelehrte und Wissenschaftler in Europa. – *Europäische Wissenschaftsbeziehungen*, **9**, 179–202, Erfurt (Shaker).
- SEIDL, J. & PERTLIK, F. (2006): Die Schüler von Eduard Sueß. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **69**, 57–59, Wien.
- SEIDL, J. & PERTLIK, F. (2007): Eduard Sueß als akademischer Lehrer: Eine Synopsis der unter seiner Anleitung verfassten Dissertationen. – *Res montanarum*, **40**, 40–47, Leoben.
- ŞENGÖR, A. (2015): The Founder of Modern Geology Died 100 Years Ago: The Scientific Work and Legacy of Eduard Suess. – *Geoscience Canada*, **42**, 181–246, Ottawa.
- STEININGER, F., ANGETTER, D. & SEIDL, J. (2018): Zur Entwicklung der Paläontologie in Wien bis 1945. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **72**, 160 S., Wien.
- SUESS, E. (1857): Ueber das Wesen und den Nutzen Palaeontologischer Studien: Ein Vortrag gehalten am 9. October 1857 beim Antritte der außerordentlichen Professur für Palaeontologie an der Hochschule zu Wien. – 16 S., Wien (Hölzel).
- SUESS, E. (1858): Studien an den Säugethierresten der verschiedenen Stockwerke der Wiener Tertiärbildungen [fingierter Titel]. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1858**, 87–88, Wien.
- SUESS, E. (1860): Eine auffallende Schichtenstörung in der zweiten Ziegelgrube von Nussdorf bei Wien. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **11**, 84, Wien.
- SUESS, E. (1861): Faune du bassin neo-tertiaire de Vienne (Extrait). – *Bulletin de la Société Géologique de France: Serie II*, **18**, 168–175, Paris.
- SUESS, E. (1862): Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben: Eine geologische Studie. – VII + 326 S., Wien (Braumüller).
- SUESS, E. (1863): Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, I. Abtheilung*, **47**, 306–331, Wien.
- SUESS, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. – IV + 168 S., Wien (Braumüller).
- SUESS, E. (1883): Das Antlitz der Erde: Erste Abtheilung. – 779 S., Prag (Tempisky).
- SUESS, E. (1887): Schwankungen der Wassermenge in umschlossenen Meerestheilen. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **24**, 180–182, Wien.
- SUESS, E. (1888a): Über den Fortschritt des Menschengeschlechtes: Inaugurationsrede gehalten am 16. October 1888. – 29 S., Wien (Konegen).
- SUESS, E. (1888b): Prof. Eduard Suess über die Meere. – *Neue Freie Presse*, **Nr. 8390**, 4. Jänner 1888, 2, Wien.
- SUESS, E. (1888c): Das Antlitz der Erde: Die Meere der Erde. – 703 S., Prag–Wien–Leipzig (Tempisky-Freytag).
- SUESS, E. (1890): Über die Structur Europas. – *Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien*, **30**, 21 S., Wien (Braumüller).
- SUESS, E. (1902): Abschieds-Vorlesung des Professor Eduard Suess bei seinem Rücktritte vom Lehramte. – *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, **14**, 1–8, Wien (Braumüller).
- SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig (Hirzel).
- SUESS, F.E. (1897): Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **46**, 411–890, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien (1862–1962). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien*, **13**, 8–40, Wien.
- WAGREICH, M. & NEUBAUER, F. (Eds.) (2014): The Face of the Earth revisited. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **107/1**, 232 S., Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- WINTER, R. (1996): Das akademische Gymnasium in Wien – Vergangenheit und Gegenwart. – 415 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).



Geologen unter Wiens Straßennamen

MARTIN KRENN*

6 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

40 Stockerau / NM 33-12-19 Tulln an der Donau

41 Deutsch Wagram / NM 33-12-20 Wien

58 Baden / NM 33-12-25 Baden

59 Wien / NM 33-12-26 Schwechat

Wien

Landeskunde

Stadtgeschichte

Straßenbenennungen

Geologische Reichsanstalt

Geologische Bundesanstalt

Inhalt

Zusammenfassung	139
Abstract	139
Einleitung: Straßenbenennungen in Wien im historischen Kontext	140
Methodische Bemerkungen	140
Ein „Gattungsname“: Die Wiener Geologengasse	141
Direktoren der Geologischen Reichsanstalt/Bundesanstalt und ihre Straßen	142
Geologen der Reichsanstalt/Bundesanstalt und Straßennamen	144
Zwischenresümee	145
Straßennamen von Geologen außerhalb der Geologischen Reichs-/Bundesanstalt:	
Von Hörnes über Humboldt zu Born (1.–13. Bezirk)	146
Die Wiener Eduard-Sueß-Gasse (15. Bezirk)	148
Von Penck bis Toulou (16.–23. Bezirk)	149
Zwei Exkurse: Die Mohsgasse und die Alfred-Wegener-Gasse	150
Schlussbetrachtungen	150
Dank	151
Anhang	151
Quellen	152
Forschungsliteratur	152
Zeitungsartikel	154
Einträge aus Wien Geschichte Wiki	154

Zusammenfassung

Der Beitrag beleuchtet am Beispiel der Stadt Wien jene Straßennamen, die nach Geologen benannt sind. Neben kurzen Biografien der Namensgeber wird auch auf die näheren Umstände sowie die Rezeption der Straßenbenennung im gegenwärtigen historischen Diskurs eingegangen. Abgerundet wird die Untersuchung durch eine statistische Auswertung, die einige prägnante Kennzahlen im Zusammenhang mit den „Geologenstraßen“ Wiens präsentiert.

Geologists among Vienna's street names

Abstract

Using the example of the city of Vienna, the article covers those street names that are named after geologists. In addition to brief biographies of the namesake, the more detailed circumstances and the reception of the street naming in the current historical discourse are discussed. The investigation is rounded off by a statistical analysis that presents some concise key figures in connection with Vienna's "geologists' roads".

* MARTIN KRENN, Naturhistorisches Museum Wien/Archiv für Wissenschaftsgeschichte, Burgring 7, 1010 Wien. martin.krenn@nhm-wien.ac.at

Einleitung: Straßenbenennungen in Wien im historischen Kontext

Straßennamen – und damit verbunden das System der Häusernummerierung – sind aus dem Erscheinungsbild moderner Kommunen nicht mehr wegzudenken, erfüllen sie doch eine unerlässliche Orientierungs- und Ordnungsfunktion. Auf der aktuellen Straßenkarte Wiens finden sich auch einige Verkehrsflächen, die nach Geologen benannt sind. Diesen Namensgebungen soll, ähnlich vergleichbaren Untersuchungen der jüngeren Vergangenheit zu Geografen oder Schauspielern unter Wiens Straßennamen (AUTENGRUBER, 2013; HÖLLWARTH, 2014), in den folgenden Ausführungen nachgegangen werden.

Allgemein ist zunächst zu bemerken, dass nähere Orientierung bereits in den Städten des Mittelalters notwendig geworden war: Die Geschichte der Wiener Straßennamen reicht daher zurück bis in das 13. Jahrhundert, als topografische Merkmale (z.B. *Graben*, *Salzgries*), Märkte (z.B. *Hoher Markt*, *Fleischmarkt*) oder handwerkliche Berufe (z.B. *Bäckerstraße*, *Naglergasse*) namensstiftend wurden (CSENDES & MAYER, 1987: 6f.; WIEN GESCHICHTE WIKI: STRAßENNAMEN). In Ermangelung einer individuellen Adressierung durch Hausnummern dienten bis in das 18. Jahrhundert oft Hausnamen der näheren Bezeichnung von Objekten – mit dem evidenten Problem, dass gleichlautende Hausnamen zu Verwechslungen anleiteten: So gab es im Wien des ausgehenden 18. Jahrhunderts allein im Bereich der Innenstadt sechs Häuser, die den Namen „zum goldenen Adler“ trugen, in den damals noch nicht eingemeindeten Vorstädten führten weitere 23 (!) Häuser diesen Namen (TANTNER, 2007: 10). Insgesamt konnten in diesem exemplarischen Fall, wie Anton Tantner resümiert, nicht weniger als „29 Häuser miteinander verwechselt werden, wenn sie über den Hausnamen adressiert werden“ (TANTNER, 2007: 10). Die Einführung eines Hausnummer-Konkriptionssystems schien somit in einer wachsenden Stadt wie Wien dringend geboten, im Jahr 1770 wurde sie gegen eine anfangs skeptische Ortsbevölkerung nicht zuletzt mit dem bereits vorher ventilierten Argument eingeführt, auf diese Weise „*liederlich[e] und gefährlich[e] Leu[te]*“ besser ausfindig machen zu können (zitiert nach TANTNER, 2007: 17). Konkreten Anlassfall für dieses „Hausnummern-Patent“ des österreichischen Mitregenten Joseph II. (1741–1790) vom 10. März 1770 bildete jedoch die obrigkeitliche Initiierung eines neuen militärischen Rekrutierungssystems, das die „Seelenkonkription“ (Volkszählung) auf neue, solidere Grundlagen stellen sollte (THERESIANISCHES GESETZBUCH: PATENT NR. 1178 vom 10. März 1770). 1782 folgte in Wien auf Anordnung Josephs II. – nach dem Tod seiner Mutter Maria Theresia (1717–1780) nunmehr Alleinregent – die verbindliche Anbringung von Straßentafeln mit dem Straßennamen am Anfang und Ende eines jeden Straßenzuges (UHL, 1946: 1; allgemein WOHLRAB & CZEIKE, 1972).

Personennamen spielten dabei für Straßenbenennungen lange Zeit keine Rolle. Mittelalter und (frühe) Neuzeit hatten noch einen gänzlich anderen Begriff des Einzelnen und entwickelten daher kein Bedürfnis nach individualistischen Ehrungen im Straßennamen. Die älteste nachweisbare Benennung nach einer Person in Wien geht auf das Jahr 1796 zurück: die *Neumanngasse* in Wien-Wieden (4. Bezirk), benannt nach dem Landkutscher, Hausbesitzer und

Mitglied des Äußeren Rats der Stadt, Joseph Neumann (1764–1849) (WIEN GESCHICHTE WIKI: NEUMANNGASSE; AUTENGRUBER, 2013: 267). Erst der Liberalismus des 19. Jahrhunderts und die damit verbundene Neupositionierung des Individuums in der Gesellschaft schufen die Voraussetzungen für die Benennung von Straßen nach verdienten Persönlichkeiten der jüngeren wie älteren Vergangenheit. Nicht zufällig kam es daher im liberal dominierten Wiener Gemeinderat im Jahr 1862 zu einer „*ersten großen Benennungswelle*“ (AUTENGRUBER, 2013: 267). Man könnte hier wie folgt resümieren: Am Beginn der Straßennamen stand die Orientierung, am Ende die Ehrung. Auch die nach Geologen benannten Straßen stellten somit für diese „*Endstationen ewigen Ruhms*“ dar (vgl. HOFMANN, 2020: 253; siehe dort das ganze diesbezügliche Kapitel).

Mit der Ehrung verbunden ist auch die eminent politische Konnotation, die Straßennamen seither zukommt. Den Straßennamen ist das historische Erbe einer Stadt gewissermaßen „eingeschrieben“. Ähnlich wie Denkmäler oder andere Gedenkort lassen sich Straßennamen als „*verhandelte Erinnerungen*“ (FRESE & WEIDNER, 2018) und damit als Ausdruck des kollektiven Bewusstseins einer Stadt greifen. Saskia Handro spricht angesichts aktueller Debatten um die Revision „belasteter“ Bezeichnungen gar von „*geschichtspolitischen Kampfzonen*“ (HANDRO, 2018: 274). Selten jedenfalls haben politische Zäsuren *keinen* Niederschlag in der Geschichte der Straßennamen gefunden. Die rasanten Entwicklungen der „großen“ Politik in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts sollten richtiggehende „*Benennungskonjunkturen*“ bedingen (PÖPPINGHEGE, 2012: 21), mussten doch die sichtbaren Spuren der jeweils untergegangenen politischen Systeme, im Fall von 1918 sogar einer ganzen Epoche, möglichst effektiv „entsorgt“ werden (SCHLÖGEL, 2003: 312).

Methodische Bemerkungen

Im Fokus steht nunmehr nicht die „Kampfzone“, sondern die schlichte faktografische Frage, welche Geologen Niederschlag im Wiener Straßennamenbild gefunden haben. Methodische Beschränkungen ergaben sich insofern, als primär Personen, nicht aber geologische Formationen aufgenommen wurden. Die *Alpengasse* (10. Bezirk) weist zweifellos ebenso wie die *Sandgasse* (19. Bezirk) oder die an das Gebäude der Geologischen Bundesanstalt angrenzende *Tongasse* (3. Bezirk) geologische Bezüge auf; es bleibt jedoch einer späteren Untersuchung vorbehalten, diese Bezüge näher zu erforschen (siehe für den deutschen Raum exemplarisch KÜMMERLE, 2019). Jüngeren (Benennungs-)Datums – nämlich 2014 – ist die *Tethysgasse* in Wien-Leopoldstadt (2. Bezirk) zwischen *Afrikanergasse* (Abb. 1) und *Praterstraße* (WIEN GESCHICHTE WIKI: TETHYSGASSE). Bei dieser in Anlehnung an den „Urozean“ des Erdmittelalters benannten Gasse handelt es sich tatsächlich um Wiens kürzesten Straßenzug (11 Meter), der sich gegenüber den 14,8 Kilometern der Höhenstraße, Wiens längster Straße, vornehm bescheiden ausnimmt (STADT WIEN, 2021). Anlassfall für die Straßenneubenenennung war der 100. Todestag von Eduard Sueß (1831–1914) im Jahr 2014 (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2014), dessen Wiener Wohn- und Sterbehause in der *Afrikanergasse* (Nr. 9) lag und der verantwortlich für die Namensge-



Abb. 1. Die Tethysgasse in der Leopoldstadt (2. Bezirk) verbindet als kürzeste Gasse Wiens die Praterstraße mit der Afrikanergasse, wo auf Nummer 9 Eduard Sueß viele Jahre wohnte und auch verstarb.

bung des Urozeans zeichnete. Anleihe nahm Sueß hierfür in der griechischen Mythologie, wo Tethys bekanntlich die Schwester (und pikanterweise auch Gemahlin) des Titanen Okeanos ist.

Hinsichtlich der Personen wurden nur jene aufgenommen, die hauptsächlich als Geologen tätig waren. Mineralogen wie Gustav Tschermak-Seysenegg (1836–1927), nach dem eine Gasse im 19. Bezirk benannt ist (*Gustav-Tschermak-Gasse*), fanden ebenso wenig Berücksichtigung wie „reine“ Geografen, Geophysiker oder Meteorologen. Der an der Wiener Universität tätige deutsche Geograf, Gletscher- und Eiszeitforscher Eduard Brückner (1862–1927; *Eduard-Brückner-Gasse* im 20. Bezirk) blieb daher wie Karl von Terzaghi (1883–1963; *Terzaghigasse* im 22. Bezirk), der wesentliche Impulsgeber für die Ausbildung eines akademischen Fachs Bodenmechanik, ausgespart. Eine strikte disziplinäre Trennung ist hier allerdings nur schwer möglich. Der stark geologisch arbeitende Geograf Friedrich Simony (1813–1896) wurde nicht zuletzt aufgrund seiner (wenn auch nur knappe zwei Jahre währenden) Beschäftigung an der Geologischen Reichsanstalt im Folgenden mit einbezogen; für den akademischen „Grenzgänger“ Alfred Wegener (1880–1930) wurden ebenso wie für den Mineralogen Friedrich Mohs (1773–1839) zumindest kurze Exkurse vorgesehen. Die biografischen Angaben zu den Personen speisen sich zum größten Teil aus einschlägigen lexikalischen Arbeiten wie dem Österreichischen Biographischen Lexikon oder der Neuen Deutschen Biographie. Diese hier angeführte Kurzbiografie kann naturgemäß keine gesamtheitliche Betrachtung der jeweiligen Person ersetzen.

Nicht aufgenommen wurden zudem um das Bergwesen verdiente Persönlichkeiten, Montanisten bzw. „Bergpraktiker“ wie beispielsweise Ferdinand Pálffy von Erdöd (1774–1840, *Palfyigasse* im 17. Bezirk) oder Adolf Gstöttner

(1874–1943, *Adolf-Gstöttner-Gasse* im 20. Bezirk). Während die schillernde Biografie des späteren Theaterdirektors Pálffy von Erdöd gut erforscht ist (MARKTL, 1977), liegt jene von Gstöttner noch weitgehend im Dunkeln. Spannend erscheint allemal, dass die Adolf-Gstöttner-Gasse im Jahr 1956 durch Umbenennung entstand, zuvor lag hier die 1878 nach Johann Strauß Vater (1804–1849) benannte *Straußgasse*. Damit verlor Johann Strauß Vater „seine“ Verkehrsfläche in Wien, da die 1899 nach Johann Strauß (Sohn, 1825–1899) benannte *Johann-Strauß-Gasse* am letzten Wohnsitz von Johann Strauß (Sohn) in Wien-Wieden formell keine Widmungserweiterung um Strauß Vater erfuhr (WIEN GESCHICHTE WIKI: PALFFYGASSE, ADOLF-GSTÖTTNER-GASSE, STRAUSSGASSE, JOHANN-STRAUSS-GASSE).

Ein „Gattungsname“: Die Wiener Geologengasse

Ehe die einzelnen „Geologenstraßen“ in Wien behandelt werden, soll jene Straße in den Blick genommen werden, die der Berufsgruppe der Geowissenschaftler im Allgemeinen verschrieben ist: die *Geologengasse* im 3. Bezirk (Abb. 2; WIEN GESCHICHTE WIKI: GEOLOGENGASSE). Sie ist wiederum untrennbar mit der institutionellen Geschichte der Geologischen Bundesanstalt bzw. ihrer Vorläuferin, der 1849 gegründeten k. k. Geologischen Reichsanstalt, verwoben. Diese hatte ihren dauerhaften Sitz nach ihrem Auszug aus dem k. k. Montanistischen Museum am Heumarkt im Jahr 1851 bekanntlich in dem 1806 von Andrei Kirillovitsch Rasumowski (1752–1836) erbauten Palais Rasumofsky (hier und im Folgenden BACHL-HOFMANN, 1999: 55ff.; CERNAJSEK & HAJÓS, 1999: 401ff.). Ehe das Gebäude vom Staat erworben wurde, befand man sich noch in Untermiete bei Alois II. von Liechtenstein (1796–



Abb. 2. Blick in die Geologengasse in Wien-Landstraße (3. Bezirk) Richtung Garten des Palais Rasumofsky mit der querverlaufenden Hörnesgasse.

1858), der das Palais 1838 von der Witwe Rasumowskis erworben hatte. Dem Palais angeschlossen waren weitläufige Gärten, die in dem zu Mitte des 19. Jahrhunderts noch keineswegs eng verbauten 3. Wiener Gemeindebezirk bis zur Erdberger Lände reichten und unter der allgemeinen Bezeichnung „Lichtenstein-Park“ bekannt waren. Eben diese Gartenflächen wurden 1876 parzelliert und baulich erschlossen. In dem so entstandenen „Stadtentwicklungsgebiet“ entstanden die *Geusaugasse*, die *Hießgasse*, die *Parkgasse*, die *Hörnesgasse* (sic! siehe weiter unten) sowie „mit Rücksicht auf die Nähe der geologischen Reichsanstalt“ auch die Geologengasse („NEUES FREMDEN-BLATT“ vom 03.01.1875: 11). Geologengasse und Hörnesgasse lagen zunächst am jeweils anderen Ort, noch 1876 tauschten sie die Plätze, da diese Änderung, wie Gemeinderat Weißenberger namens der 2. Sektion des Wiener Gemeinderates erklärte, „durch örtliche Umstände geboten“ sei („FREMDEN-BLATT“ vom 04.10.1876: 5). Offensichtlich wurde es als unglücklich angesehen, dass die am Haupteingang des Palais vorbeiführende Straße gerade nicht Geologengasse hieß, sondern nach einem einzelnen Geologen – Moriz Hörnes (auch Hoernes) dem Älteren (1815–1868) – benannt worden war.

Ähnliche Berufsbezeichnungen existieren in Wien nur eingeschränkt. Eine Historikergasse wird ebenso vergebens gesucht wie eine Botanikergasse oder eine Juristengasse. Allenfalls vorhanden sind, etwa im ersten Bezirk, Berufsbezeichnungen, die weit in die Geschichte Wiens zurückreichen, so etwa die *Färbergasse* (nach den Anfang des 13. Jahrhunderts nach Wien berufenen flämischen Tuchfärbern), die *Fütterergasse* (nach den städtischen Futterhändlern) oder die bereits erwähnte *Naglgasse* (als Verballhornung der Nadler = spezielle Nadel-Schmiede; WIEN GESCHICHTE WIKI: FÄRBERGASSE, FÜTTERERGASSE, NAGLERGASSE).

Direktoren der Geologischen Reichsanstalt/ Bundesanstalt und ihre Straßen

Der erste Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wilhelm von Haidinger (1795–1871), erhielt drei Jahre nach seinem Tod eine ihm zu Ehren benannte Straße: die *Haidingergasse* in Erdberg, einem Teil des 3. Wiener Gemeindebezirkes (Abb. 3; Benennung 1874; WIEN GESCHICHTE WIKI: HAIDINGERGASSE). Bei dieser handelte es sich um eine Neubenennung anlässlich der Verbauung der Mayerschen Gründe im sogenannten „Rübengarten“ des 3. Bezirkes (GEMEINDERATSSITZUNG vom 06.10.1874: 1083). Neben der Haidingergasse wurden gleichzeitig weitere, bis heute bestehende Gassen in diesem „Grätz“ benannt, wie die *Löwenherzgasse* (zur Erinnerung an die Gefangennahme des englischen Königs Richard I. in Erdberg), die *Hagenmüllergasse* (nach Franz Joseph Freiherr von Hagenmüller zu Grienberg, 1746–1824) oder die *Göllnergasse* (nach dem Wohltäter Michael Göllner, 1760–1834; WIEN GESCHICHTE WIKI: GÖLLNERGASSE, HAGENMÜLLERGASSE, LÖWENHERZGASSE).

Haidingers Nachfolger an der Spitze der Reichsanstalt, Franz von Hauer (1822–1899), hat die ihm gewid-



Abb. 3. Die Haidingergasse in Wien-Landstraße (3. Bezirk) verbindet die Erdberger Lände am Donaukanal mit der Erdbergstraße.

mete Straße wieder verloren. Kurz vor dem Zusammenbruch der habsburgischen Monarchie wurde im Jahr 1917 in Wien-Erdberg die *Franz-Hauer-Gasse* benannt (WIEN GESCHICHTE WIKI: FRANZ-HAUER-GASSE). Die „WIENER ZEITUNG“ vermerkt dazu in ihrer Ausgabe vom 13. Februar 1917: „In seiner letzten Sitzung hat der Wiener Stadtrat die Benennung der zwischen Nr. 3 und 5 Dietrichgasse zur Erdberger Länge führenden und dort zwischen den Nrn. 22 und 24 einmündenden Gasse nach dem österreichischen Geologen Franz von Hauer mit ‚Franz-Hauer-Gasse‘ beschlossen.“ („WIENER ZEITUNG“ vom 13.02.1917: 5). Der Vornamenszusatz im Straßennamen erwies sich als zwingend notwendig, war der Name Hauer – anders als im Falle Haidingers – doch für Verwechslungen gut. So existierte in Wien bereits seit 1912 ein *Hauerweg* im 19. Wiener Gemeindebezirk Döbling, was selbstverständlich eine Referenz an die ortsansässigen Weinhauer (alte Bezeichnung für Weingartenarbeiter) darstellte (WIEN GESCHICHTE WIKI: HAUERWEG). Entsprechende Hauergerassen finden sich daher auch abseits von Wien in allen Weinregionen Österreichs. So darf im burgenländischen Purbach am Neusiedler See eine Hauergerasse ebenso wenig fehlen wie in den niederösterreichischen Gemeinden Weißenkirchen in der Wachau (*Hauersteig*), Gramatneusiedl oder Hainburg an der Donau (*Hauergerasse*).

Die Franz-Hauer-Gasse überdauerte schließlich die politischen Zäsuren des 20. Jahrhunderts. Im neuen Millennium allerdings sollte es zu einer folgenreichen Umbenennung kommen: Der zuständige Gemeinderatsausschuss für Kultur und Wissenschaft entschied im November 2006, die Franz-Hauer-Gasse in *Fritz-Henkel-Gasse* umzubenennen, um dem deutschen Industriellen Friedrich Karl Henkel (1848–1930) – Gründer des Henkel-Konzerns mit seiner Paradedemarke „Persil“ – ein Denkmal im Wiener Straßensbild zu setzen (WIEN GESCHICHTE WIKI: FRITZ-HENKEL-GASSE; AUTENGRUBER, 2013: 270). Den unmittelbaren Anstoß für die Umbenennung lieferte das 130-Jahr-Jubiläum des Unternehmens, deren Firmenzufahrt sich an diesem Ort befindet (AUTENGRUBER, 2020: 107). Als Ersatz wurde nunmehr der Platz (eher das Plätzchen) unmittelbar vor dem 2003 bezogenen neuen Gebäude der Geologischen Bundesanstalt in der Neulinggasse in *Franz-Hauer-Platz* neu benannt (Abb. 4; WIEN GESCHICHTE WIKI: FRANZ-HAUER-PLATZ; HOFMANN, 2020: 259). Nach Autengruber war so „*allen gedient*“ (AUTENGRUBER, 2013: 270). Ob es sich bei der seinerzeitigen Franz-Hauer-Gasse ebenso wie bei dem nunmehrigen Franz-Hauer-Platz um repräsentative, der Bedeutung Hauers angemessene Verkehrsflächen handelte und handelt, mag dahingestellt bleiben, immerhin war Hauer nach Auffassung von Thomas Hofmann der „*Doyen der Paläontologie*“ schlechthin (HOFMANN, 2020: 257).

An den dritten Direktor der Reichsanstalt, Dionýs Štúr (1827–1893), erinnert keine Wiener bzw. österreichische Verkehrsfläche, was angesichts der Bedeutung Štúrs doch überrascht. Die 1909 in Wien-Leopoldstadt benannte *Sturgasse* bezieht sich auf Michael Stur (1840–1909), dem vormaligen Provinzial der Barmherzigen Brüder (WIEN GESCHICHTE WIKI: STURGASSE). Immerhin trägt das staatliche Geologie-Institut der Slowakei Štúrs Namen: *Štátny geologický ústav Dionýza Štúra*.

Auch die folgenden Direktoren sollten keinen Niederschlag im österreichischen und Wiener Straßennamenbild finden. Die 1898 benannte *Stachegasse* in Wien-Meidling (12. Be-



Abb. 4. Der Franz-Hauer-Platz befindet sich vor dem Gebäude der Geologischen Bundesanstalt mit der Adresse Neulinggasse 38 in Wien-Landstraße (3. Bezirk).

zirk) folgte in der Namensgebung nicht dem Geologen Guido Stache (1833–1921), sondern dem Architekten Friedrich August Ritter von Stache (1814–1895; WIEN GESCHICHTE WIKI: STACHEGASSE). Die *Tietzestraße* im 22. Bezirk (Donaustadt) wurde 1965 nicht nach Emil Tietze (1845–1931) benannt, sondern nach dem aus Prag stammenden Kunsthistoriker und Ministerialbeamten Hans Tietze (1880–1954), der sich große Verdienste um die österreichische Museumslandschaft nach 1918 erwarb (WIEN GESCHICHTE WIKI: TIETZESTRAßE). 1938 musste er angesichts der nationalsozialistischen Machtübernahme in die USA emigrieren. Georg Geyer (1857–1936) wurde zwar von niemand Geringerem als dem Schriftsteller Arthur Schnitzler geadelt (bereits bei ihrem ersten Zusammentreffen 1883 sprach er von Geyer als „*einem liebenswürdigen jungen Geologen*“; SCHNITZLER, 1987: 162) und hat sich später große Verdienste um die Reichsanstalt beim Meistern des schwierigen Übergangs von Monarchie zu Republik erworben – die *Geyergasse* in Wien-Währing (18. Bezirk) indes, bereits 1912 benannt, hat einen anderen Namenspatron: den Fleischselcher und Gemeinderat Franz Geyer (1838–1903; WIEN GESCHICHTE WIKI: GEYERGASSE). Ebenso blieb Geyers Nachfolger Wilhelm Hammer (1875–1942), Direktor von 1923 bis 1935, bislang bei Straßenbenennungen außen vor. Weder in der Bundeshauptstadt noch in Westösterreich – Hammer war gebürtiger Vorarlberger und starb in Innsbruck (N.N. [ÖBL], 1958a) – findet sich eine Wilhelm-Hammer-Straße oder ein Wilhelm-Hammer-Weg.

Der nächste und gleichzeitig letzte Direktor der Geologischen Bundesanstalt, dem die Ehre einer bzw. sogar mehrerer Straßenbenennungen zuteil wurde, war Hammers Bergkamerad und Berufskollege Otto Ampferer (1875–1947; Direktor 1935 bis 1937). In Wien-Favoriten (10. Bezirk, Bezirksteil Oberlaa) existiert seit 1956 eine *Ampferergasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: AMPFERERGASSE). Zuvor war diese Gasse nach dem Komponisten Ludwig van Beethoven (1770–1827) benannt (*Beethovengasse*), was zu der kurios anmutenden Situation führte, dass es in Wien Mitte der 1950er Jahre gleich zwei Beethovengassen gab: neben der *Beethovengasse* in Oberlaa (seit 1938 Teil von Wien) auch die „traditionelle“, jedenfalls vor 1862 benannte *Beethovengasse* im 9. Bezirk (Alsergrund), die seit 1843 verbaut worden war (WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENGASSE (10) SOWIE BEETHOVENGASSE). Die *Beethovenstraße* in Wien-Liesing (23. Bezirk), ein *Beethovengang* in Wien-Döbling (19. Bezirk) sowie ein *Beethovenplatz* in der Wiener Innenstadt (1. Bezirk) komplettierten die diesbezügliche Unübersichtlichkeit (WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENSTRASSE, BEETHOVENGANG, BEETHOVENPLATZ SOWIE AUTENGRUBER, 2020: 51).

Auch außerhalb Wiens existieren nach Ampferer benannte Verkehrsflächen. In Graz wurde im Bezirk Liebenau der *Ampfererweg* im Jahr 1973 benannt (KUBINZKY & WENTNER, 1998: 32). In Innsbruck existiert im Stadtteil Höttinger Au eine *Ampfererstraße* (STADTMAGISTRAT INNSBRUCK, 2013). Während in Wien die Person Ampferer – und damit auch die Ampferergasse – im Zuge der von der Kulturabteilung der Stadt Wien in Auftrag gegebenen Studie zur Überprüfung der Straßennamen Wiens als „politische Erinnerungsorte“ nicht in den Fokus geriet (RATHKOLB et al., 2013), wird im Endbericht der ExpertInnenkommission für Straßennamen Graz vom November 2017 der Ampfererweg als Straßennamen mit Diskussionsbedarf gelistet. Die Einstufung Ampferers erfolgt hier aufgrund seiner Mitgliedschaft in der „Reichsstelle für Bodenforschung“; er wird in der Folge als eine jener Personen geführt, die „als Namensgeber von Grazer Verkehrsflächen als problematisch [...] eingestuft werden“ (ENDBERICHT DER EXPERTINNENKOMMISSION FÜR STRAßENNAMEN GRAZ, 2017: 2). Im offiziellen Straßenverzeichnis der Stadt Innsbruck findet sich dergleichen nicht wieder, vielmehr wird darauf hingewiesen, dass Ampferer „weltberühmt für seine Werke zur Gebirgsbildung und Plattentektonik“ sei (STADTMAGISTRAT INNSBRUCK, 2013).

Geologen der Reichsanstalt/Bundesanstalt und Straßennamen

Nicht nur (späteren) Direktoren der Reichsanstalt, auch „niederrangigen“ Mitarbeitern wurde eine Straßenbenennung zuteil: Im Wiener Straßenbild finden sich auf diese Weise (bezirksweise aufsteigend) Ferdinand von Hochstetter, Friedrich Teller, Franz Kossmat, August Rosiwal, Hermann Vettters, Viktor Uhlig und Friedrich Simony verewigt.

Ferdinand von Hochstetter (1829–1884), einer der führenden Persönlichkeiten der österreichischen Wissenschaft im 19. Jahrhundert, war seit 1854 an der Geologischen Reichsanstalt angestellt und machte sich in diesem Zusammenhang insbesondere um geologische Aufnahmen im südlichen und westlichen Böhmen verdient (im Überblick N.N. [ÖBL], 1959a: 345). Der spätere Werdegang Hochstetters als Mitglied der Novara-Expedition, Ordinarius am Polytechnikum Wien (der heutigen Technischen Universität) und Gründungsdirektor des Naturhistorischen Museums braucht an dieser Stelle nicht expliziert zu werden. Angesichts der überragenden Bedeutung Hochstetters für die österreichische Wissenschaftsgeschichte im Allgemeinen und die Geowissenschaft im Besonderen mutet die einzige nach ihm benannte Verkehrsfläche in Österreich etwas dürftig an. Die *Hochstettergasse* in Wien-Leopoldstadt, zwischen Marinelligasse und Am Tabor, umfasst lediglich acht Hausnummern (WIEN GESCHICHTE WIKI: HOCHSTETTERGASSE). Bereits wenige Tage nach Hochstetters Tod am 18. Juli 1884 wurden Absichten des Wiener Gemeinderates bekannt, eine Straße nach Hochstetter zu benennen („MORGEN-POST“ vom 22.07.1884: 2); Anfang August 1884 ersuchte der Ausschuss des 2. Bezirkes dann auch förmlich darum, „eine im zweiten Bezirke nächst der Nordbahnstraße neueröffnete Straße zu Ehren des kürzlich verstorbenen Gelehrten und Novara-Reisenden Ferdinand Ritter v. Hochstetter [...] taufen zu wollen“

(„WIENER ALLGEMEINE ZEITUNG“ vom 03.08.1884: 5). In der Gemeinderatssitzung vom 10. Oktober 1884 wurde diesem Ersuchen schließlich entsprochen („DAS VATERLAND“ vom 11.10.1884: 6).

Im 10. Wiener Gemeindebezirk liegt die *Friedrich-Teller-Gasse*, benannt nach dem aus Karlsbad stammenden Geologen und Paläontologen Friedrich Teller (1852–1913), der ab 1877 an der Reichsanstalt wirkte (1900 Chefgeologe; siehe CERNAJSEK, 2016). Tellers Innovationen auf dem Gebiet der Kartierungstechnik haben eine ebenso nachhaltige Wirkung entfaltet wie seine Tätigkeiten im Bereich der „praktischen“ Geologie, wo seine Expertise beim Bau der Bahnverbindung Klagenfurt–Triest oder bei der Errichtung des Karawankentunnels gefragt war. Der Beschluss zur Benennung der Friedrich-Teller-Gasse fiel am 16. November 1955 im zuständigen Wiener Gemeinderatsausschuss für Kultur (WIEN GESCHICHTE WIKI: FRIEDRICH-TELLER-GASSE). Ungeachtet der Bedeutung von Friedrich Teller für die Geologie des Karawankenraumes gibt es in Kärnten interessanterweise keine Verkehrsfläche, die seinen Namen trägt.

Ebenfalls am 16. November 1955 beschloss der Kultur-ausschuss des Wiener Gemeinderates die Benennung des *Kossmatplatzes* im 10. Bezirk (WIEN GESCHICHTE WIKI: KOSSMATPLATZ). Hier, am südlichen Hang des Laaer Berges, endet das bebaute Wien und geht in die Freiflächen der Hasenleiten über. Seinen Namen verdankt der Platz dem Wiener Geologen, Paläontologen und Mineralogen Franz Kossmat (1871–1938), ab 1897 Mitarbeiter an der Reichsanstalt und später ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig (zugleich auch Direktor des Sächsischen Geologischen Landesamtes; THIERBACH, 1967). In der Studie zur Überprüfung der Straßennamen Wiens zunächst nicht erwähnt, firmiert Kossmat im „kritischen Lesebuch“ zu umstrittenen Wiener Straßennamen aufgrund seines am 11. November 1933 unterzeichneten Bekenntnisses zu Adolf Hitler als problematische Person (AUTENGRUBER et al., 2014: 107).

Gleich zwei Wiener Bezirke – 10. und 23. Bezirk – verbindet die *Rosiwalgasse*. Sie verläuft unterhalb des Liesingbaches und bedeutet gleichzeitig eine Art Stadtgrenze für Wien, die faktisch erst weiter südlich durch die Wiener Außenring-Schnellstraße S1 erreicht wird. Namensgeber ist der Wiener Geologe August Rosiwal (1860–1923), der nach seiner Zeit als Assistent an der Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie der Technischen Hochschule Wien im Jahr 1891 an die Reichsanstalt kam (CERNAJSEK, 1986). Dort war er zuletzt als Chefgeologe für die Aufnahmen in Böhmen, Mähren und dem Sudetenland verantwortlich, ehe er 1918 einem Ruf an die Technische Hochschule Wien folgte und die Professur für Geologie und Mineralogie übernahm. Im September 1953 erfolgte die Benennung der Rosiwalgasse durch den Kulturausschuss des Wiener Gemeinderates (WIEN GESCHICHTE WIKI: ROSIWALGASSE).

Auch ein anderes „Schwergewicht“ in der Geschichte der Reichs- bzw. Bundesanstalt ist mit einer Straße im 10. Wiener Gemeindebezirk vertreten: Hermann Vettters (1880–1941). Als einer der führenden Vertreter der Erdölgeologie hat sich der seit 1908 an der Reichsanstalt wirkende Vettters bleibende Verdienste um die Exploration von Rohstoff-Lagerstätten in Österreich erworben. Als wissenschaftliche Großtat gilt darüber hinaus die „Vettters-Kar-

te“, jene geologische Gesamtkarte Österreichs im Maßstab 1:500.000, die nach ihrem Erscheinen 1933 weite Verbreitung fand und von Vettters' Kollegen Lukas Waagen (1877–1959) als „*Ruhmesblatt in der Geschichte der Geologischen Reichsanstalt*“ gewürdigt wurde (WAAGEN, 1934: 58). Am 16. November 1955 fiel zeitgleich mit dem Beschluss zur Benennung der Friedrich-Teller-Gasse sowie des Kossmatplatzes auch jener zur Benennung der *Vetttersgasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: VETTERSGASSE). Aufgrund der Mitgliedschaft Vettters' in der NSDAP geriet die *Vetttersgasse* in der Wiener Straßennamen-Studie in den Fokus der Bearbeiter; Hermann Vettters wird als Person mit „*demokratiopolitisch relevanten biographischen Lücken*“ angesehen (RATHKOLB et al., 2013: 297).

Zuletzt ist in diesem Zusammenhang noch die *Uhligstraße* in Wien zu nennen. Der in Leskowetz im Teschener Schlesien geborene Viktor Uhlig (1857–1911) – heute Lískovec u Frýdku-Místku, Stadtteil von Frýdek-Místek – war nach seinem Studium der Geologie und Paläontologie in Graz und Wien zunächst Assistent am Wiener Lehrstuhl für Paläontologie bei Melchior Neumayr (1845–1890), ehe er 1883 an die Reichsanstalt wechselte (AMPFERER, 1911; SUESS, 1911). 1891 setzte er seine akademische Laufbahn an der Deutschen Universität Prag fort, 1900 wechselte er an die Universität Wien, wo er 1901 als Nachfolger von Eduard Sueß den prestigeträchtigen Lehrstuhl für Geologie an der Universität Wien übernahm. Über 40 Jahre nach seinem frühen Tod erfolgte im Jahr 1956 die Benennung der *Uhligstraße* (WIEN GESCHICHTE WIKI: UHLIGSTRASSE).

Im 18. Bezirk befindet sich die 1907 benannte *Simonygasse* (Abb. 5; WIEN GESCHICHTE WIKI: SIMONYGASSE). Namensgeber ist der Geologe und Geograf Friedrich Simony (1813–1896), der in der Erforschung des Dachsteinplateaus sein Lebenswerk fand (KAINRATH, 2004; RIEDL-DORN, 2010). Aus Simonys Œuvre sticht daher nicht zufällig sein dreibändiges Hauptwerk „Das Dachsteingebiet“ (SIMONY, 1889–1895) heraus. Neben wissenschaftlichen Leistungen erwarb sich Simony auch auf dem Gebiet des Alpinismus bleibende Verdienste: Im Dezember 1842 gelang ihm die erstmalige Winterbesteigung des Dachstein-Hauptgipfels. 1849 trat Simony als Chefgeologe in die Geologische Reichsanstalt ein, der er allerdings nur zwei Jahre angehören sollte (MANDL, 2013): 1851 erteilte ihn ein Ruf der Universität Wien, wo er die erste Professur für Geografie in Österreich bekleidete und bis zu seiner Emeritierung 1885 schulbildend wirken sollte. Literarisch wurde Simony 1857 im Roman „Nachsommer“ des mit ihm freundschaftlich verbundenen Adalbert Stifter (1805–1868) verewigt (Figur des Heinrich Drendorf).

Zwischenresümee

Als der Geologenbezirk Wiens hinsichtlich des Straßennamenbildes kann bereits an dieser Stelle der 10. Bezirk (Wien-Favoriten) bezeichnet werden. Rund um den Laaer Berg lässt sich sogar ein besonderes Geologenviertel oder „Geologengrätzel“ ausmachen. Südlich der *Bitterlichstraße*, gegenüber der Parkanlage *Löwygrube*, stoßen etwa *Vetttersgasse*, *Friedrich-Teller-Gasse* und *Kossmatplatz* direkt aufeinander. Ebenso befinden sich im „Anstieg“ zum Laaer Berg, östlich der *Favoritenstraße*, *Uhligstraße* und *Ampferergasse* in unmittelbarer Nachbarschaft, weiter nördlich



Abb. 5. Die *Simonygasse* verläuft parallel zur Vorortelinie (Schnellbahnlinie S45) und verbindet in Wien-Währing (18. Bezirk) die *Gentzgasse* mit der *Kreuzgasse*.

liegt schließlich die *Karl-Diener-Gasse* (siehe weiter unten). Insgesamt befinden sich sechs von insgesamt zehn Straßennennungen nach Geologen der Reichs- bzw. Bundesanstalt in Wien-Favoriten. Das Geologenviertel reiht sich damit in die Tradition anderer Straßennamen-Viertel in Wien ein, die im beginnenden 20. Jahrhundert aufkamen und seither sukzessive ausgebaut wurden (AUTENGRUBER, 2020: 20). Exemplarisch sei hier nur auf das 1923 angelegte Planetenviertel im 14. Bezirk (Penzing) mit *Erdenweg*, *Jupiterweg*, *Marsweg* etc. (AUTENGRUBER, 2020: 20; WIEN GESCHICHTE WIKI: PLANETENVIERTEL) oder auf das Edelsteinviertel im 21. Bezirk (Floridsdorf) mit *Diamantgasse*, *Edelsteingasse*, *Opalgasse* etc. (AUTENGRUBER, 2020: 20; WIEN GESCHICHTE WIKI: EDELSTEINVIERTEL) verwiesen.

Diese Häufung an Geologen unter den Straßennamen des 10. Bezirks ist insofern als durchaus beachtlich zu bezeichnen, da keine besondere Affinität der Geologen der Reichsanstalt zu Favoriten und auch kein unmittelbarer historischer Bezug zur Lebensrealität der Namensgeber gegeben ist. Bei der Wahl ihres Wohnsitzes haben die Geologen der Reichsanstalt vielmehr, wie Andreas Suttner, Martin Höfler und Thomas Hofmann in ihrem Beitrag aus dem Jahr 2010 nachweisen konnten, „*die Nähe ihres Arbeitsplatzes*“ gesucht, „*um auf kurzem Weg zu ihrem Arbeitsplatz zu kommen*“ (SUTTNER et al., 2010: 42). Die von Suttner, Höfler und Hofmann erstellte Liste dokumentiert konsequenterweise auch keinen Wohnsitz eines Geologen der Reichsanstalt im 10. Bezirk (SUTTNER et al., 2010: 42ff.). Haidinger wohnte in der *Ungargasse* im 3. Bezirk, ihm gleich *Hauer (Lagergasse)*, ehe er 1871 in die *Canovagasse* (1. Bezirk) übersiedelte. Ampferer reiste zu Beginn des 20. Jahrhunderts aus dem 18. Bezirk (*Haizingerstraße*) an, ab 1908 hatte er seinen Wohnsitz in der *Schüttelstraße* (2. Bezirk). Teller blieb bis 1906 dem 3. Bezirk – wenn auch an verschiedenen Adressen (*Löwengasse*, *Erdbergstraße*, *Geusaugasse*, *Kollergasse*) – treu; 1906 tat er es Ampferer gleich und übersiedelte in die *Schüttelstraße* im 2. Bezirk. Kossmat war zunächst im 5. Bezirk (Margarethen) beheimatet (*Strobachgasse*), ehe auch er 1901 in den 3. Bezirk übersiedelte (*Metternichgasse*, später *Beatrixgasse*). Rosiwal kam aus dem 2. Bezirk (*Untere Augartenstraße*) ebenfalls in den 3. Bezirk (*Bechardgasse*, später *Kolonitzplatz*). Vettters tastete sich vom 17. Bezirk (*Hernalser Gürtel*) kommend über den 5. Bezirk (*Stollberggasse*) an den 3. Bezirk heran, wo er in der *Tongasse* seinen Wohnsitz bezog. Uhlig wohnte während seiner Beschäftigung an der Reichsanstalt durchgehend im 3. Bezirk (*Lorbeergasse*, *Parkgasse*).

Hochstetter findet sich aufgrund der Tatsache, dass erst nach seinem Ausscheiden aus dem Personalstand der Reichsanstalt in den dortigen Jahrbüchern auch die Adressen der Mitarbeiter angeführt wurden, nicht in der Liste bei SUTTNER et al. (2010). In Lehmann's Allgemeinem Wohnungsanzeiger des Jahres 1861 lässt er sich jedoch erstmals mit Wohnsitz in Wien nachweisen (LEHMANN, 1861: 120); im Matrikoneintrag zu seiner Trauung am 2. April 1861 in der Lutherischen Stadtkirche (Wien-Innere Stadt) ist als Wohnsitz lapidar „Wieden“ zu lesen¹. Im Jahr 1864 scheint jedenfalls auch er mit einer Adresse im 3. Bezirk (*Erdbergstraße 19*) auf (LEHMANN, 1864: 215). Zum Zeitpunkt seiner Berufung an die Spitze des Naturhistorischen Museums in Wien wohnte er bereits in der *Oberen Döblinger Hauptstraße* (LEHMANN, 1876: 253).

Straßennamen von Geologen außerhalb der Geologischen Reichs-/Bundesanstalt: Von Hörnes über Humboldt zu Born (1.–13. Bezirk)

Nicht nur an der Reichs- bzw. Bundesanstalt tätigen Geologen wurde eine Straßenbenennung zuteil. Allein in Wien findet sich eine Vielzahl weiterer Straßen, die ihren Namen Geologen verdanken.

Im 3. Bezirk liegt die *Hörnesgasse*, benannt nach Moriz Hörnes (auch Hoernes) dem Älteren (1815–1868). Der früh verwaiste Hörnes nahm zunächst nicht die „klassische“ Gelehrtenlaufbahn, sondern verdiente sich zunächst als Rechnungsbeamter der Stadt Wien (N.N. [ÖBL], 1959b). Seine Leidenschaft gehörte jedoch den Naturwissenschaften; 1837 wurde er am Hofmineralienkabinett angestellt, 1841 promovierte er an der Universität Wien. Beruflich wie privat war er eng mit Paul Partsch (1791–1856), dem Vorstand des Hofmineralienkabinetts verbunden, dessen Nichte Louise Strauß (1819–1902) er heiratete – und dadurch auch mit Eduard Sueß verschwägert war, der eine jüngere Schwester von Louise Strauß (Hermine) geehelicht hatte (GASCHE, 2014: 16).

Die 1875 benannte Hörnesgasse (WIEN GESCHICHTE WIKI: HÖRNESGASSE) kann auf eine recht spannende Geschichte blicken. Bereits ursprünglich wies sie, der von Moriz Hörnes dem Älteren zeit seines Lebens bevorzugten Namensschreibung folgend, die Form „Hörnesgasse“ auf (siehe z.B. „WIENER ZEITUNG“ vom 14.07.1875: 3 oder „FREMDEN-BLATT“ vom 04.10.1876: 5). Zudem lag diese historische Hörnesgasse an anderer Stelle als die heutige Hörnesgasse: Kurz nach ihrer Benennung wurde aus ihr im Jahr 1876 nämlich die Geologengasse, während die benachbarte *Badgasse*, die von der Geologengasse gequert wurde, nun in Hörnesgasse umbenannt wurde. Die *Badgasse* des 3. Bezirks verschwand aus dem Wiener Straßenbild (immerhin aber gibt es gegenwärtig noch zwei weitere *Badgassen* in Wien: im 9. sowie im 14. Bezirk).

¹ Matricula Online, Evangelische Kirche A.B., Wien-Innere Stadt (Lutherische Stadtkirche), Trauungsbuch, Nr. 37: <https://data.matricula-online.eu/de/oesterreich/wien-evang-dioezese-AB/wien-innere-stadt-lutherische-stadtkirche/TRB05/?pg=163>, zuletzt abgerufen am 06.10.2021.

Tief in die politische Geschichte Österreichs – nicht nur in die Geschichte der Geowissenschaften – taucht die *Hauslabgasse* ein (WIEN GESCHICHTE WIKI: HAUSLABGASSE). 1891 nach Franz Ritter von Hauslab (1798–1883) benannt, läuft sie heute über zwei Wiener Bezirke (4. und 5. Bezirk). Hauslab spielte in den 1840er Jahren eine zentrale Rolle in der Habsburgermonarchie: Als Angehöriger des Hofstaates von Erzherzog Carl (1771–1847) zeichnete er ab 1843 für die Ausbildung des späteren Kaisers Franz Joseph (1830–1916) wie auch von dessen Bruder Ferdinand Maximilian (1832–1867) entscheidend mitverantwortlich (N.N. [ÖBL], 1958b). Im österreichischen „Schicksalsjahr“ 1848 befehligte er als Generalmajor die Artillerie bei der Belagerung Wiens, deren Einsatz bekanntlich verheerende Folgen für die wissenschaftlichen Sammlungen der Naturalienkabinette zeitigen sollte. 1849 führte er die österreichische Artillerie der österreichischen Hauptarmee gegen die ungarischen Aufständischen in den Schlachten von Szöreg und Temesvár. In Anerkennung dieser militärischen Leistungen wurde Hauslab zum General-Artillerie-Direktor ernannt. Bereits frühzeitig trat Hauslab jedoch auch mit geologischen und insbesondere kartografischen Arbeiten in Erscheinung. Als Schüler Alois Senefelders (1771–1834) führte er an der Ingenieurs-Akademie in den 1820er Jahren nach französischem Vorbild die Methode der Terraindarstellung durch Schichtenlinien ein; später begründete er eine neue, bis heute gebräuchliche Farbentechnik in der Kartografie. Geologisch arbeitete er unter anderem an der Aufnahme des Erzberges mit, weshalb es nicht verwunderlich ist, dass auch in Graz (St. Leonhard) eine *Hauslabgasse* existiert.

Unmittelbar oberhalb des Liesingbaches verläuft in Rothneusiedl (10. Bezirk) seit 1988 die *Beichlgasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: BEICHLGASSE), benannt nach dem Wiener Offizier und Geologen Karl Beichl (1874–1937). In der Person Beichls tritt ein Reizthema in Erscheinung, das die Reichsanstalt im 19. Jahrhundert prominent beschäftigen sollte: die Frage der Wünschelrute (siehe etwa die Diskussionen im Jahr 1920 rund um die Erklärung „Staatsgeologen und Wünschelrute“; AMPFERER et al., 1920). Beichl war einer der prominentesten Wünschelrutengänger seiner Zeit (N.N. [ÖBL], 1954). Dessen ungeachtet hat er im Bereich der Militargeologie große Verdienste vorzuweisen, so etwa die hydrotechnische Erschließung des Karstes während des Ersten Weltkriegs. Als Schöpfer der ersten Thermenkarte Wiens betätigte sich Beichl nicht zuletzt als führender Proponent der österreichischen Radiästhesie.

Geowissenschaftlichen Bezug weisen auch die *Humboldt-Gasse* bzw. der *Humboldt-Platz* in Wien (10. Bezirk) auf (WIEN GESCHICHTE WIKI: HUMBOLDTGASSE bzw. HUMBOLDTPLATZ). Die Stadt Wien erweist hier seit 1874 neben dem deutschen Sprachforscher Wilhelm Freiherr von Humboldt (1767–1835) auch dessen Bruder, dem wissenschaftlichen Multitalent und Mitbegründer der wissenschaftlichen Geologie Alexander von Humboldt (1769–1859), ihre Referenz. Im Gegensatz zu anderen Geowissenschaftlern existieren *Humboldt-Straßen* in mehreren Bundesländern Österreichs, so etwa in Kärnten (Klagenfurt), Oberösterreich (Attnang-Puchheim, Linz, Marchtrenk), Salzburg (Stadt Salzburg) und der Steiermark (Graz).

Vier Jahre nach seinem Ableben wurde nach dem Wiener Geologen Karl Diener (1862–1928) ein kurzer Straßenzug in Wien-Favoriten zwischen *Laaer-Berg-Straße* und *Holz-*

knechtstraße benannt: die *Karl-Diener-Gasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: KARL-DIENER-GASSE). Diener hatte an der Universität Wien bei Eduard Sueß, Melchior Neumayr und Friedrich Simony studiert, 1883 „sub auspiciis imperatoris“ promoviert und sich schließlich sowohl für Geografie (1886) wie auch später für Geologie (1893) habilitiert (KAINRATH, 2018). Ab 1906 ordentlicher Professor für Paläontologie an der Universität Wien, stand Diener in der „Zeitenwende“ nach 1918 kurz davor, die Direktion der Geologischen Reichsanstalt zu übernehmen – was jedoch nicht zuletzt am hausinternen Widerstand an der Reichsanstalt scheitern sollte (KRENN, 2015: 273ff.). In den Jahren 1922/1923 gelang es Diener immerhin, an die Spitze der Universität Wien gewählt zu werden; als Rektor setzte er sich etwa für einen Numerus clausus für jüdische Studierende ein (darum auch die Wertung von RATHKOLB et al., 2013: 282f. als problematische Straßenbenennung). Das Beispiel Diener zeigt auch schön die Entkoppelung der Straßenbenennung vom tatsächlichen Lebensmittelpunkt der Person: Dieners Wohnung befand sich ab 1910 im Nachbarhaus von Sigmund Freud (1856–1939) in der Wiener *Berggasse* im 9. Bezirk (Diener: *Berggasse* 21, Freud: *Berggasse* 19); zuvor hatte Diener ebenfalls im 9. Bezirk in der *Liechtensteinstraße* gewohnt². Der profane Grund ist nicht zuletzt darin zu sehen, dass aufgrund der historisch früh einsetzenden Verbauung der innerhalb des *Linienwalls* (*Gürtels*) gelegenen Stadtbezirke Wiens nur noch verhältnismäßig wenig Spielraum für neue Straßenbenennungen blieb. Zudem waren größere Be- und Umbenennungsaktionen bereits im Zuge der Eingemeindung der Vorstädte in den 1860er Jahren erfolgt (AUTENGRUBER, 2020: 21f.).

Die *Rieplstraße* im 10. Bezirk (WIEN GESCHICHTE WIKI: RIEPLSTRASSE) wurde 1904 nach dem Bergbauingenieur und Schemnitz-Absolventen Franz Xaver Riepl (1790–1857) benannt, der sich in seinen frühen Jahren auch mit geognostischen Studien befasste (JONTES, 1985), ehe er später zu dem führenden Experten auf dem Gebiet des Eisenbahnwesens in Österreich aufstieg. Riepl entwarf unter anderem den Plan eines vollständigen österreichischen Eisenbahnnetzes, der schließlich zur praktischen Planungsgrundlage für die verschiedenen Ausbaustufen der österreichischen Eisenbahn werden sollte. Die *Rieplstraße* wies lange Zeit die Besonderheit auf, als östliche Seitengasse der *Sonnwendstraße* vor der Umgestaltung des ehemaligen Südbahnhof-Geländes nach nur einem Häuserblock als Sackgasse zu enden. Im neu geschaffenen Sonnwendviertel markiert die *Rieplstraße* nunmehr gemeinsam mit ihrer Verlängerung, der *Gombrichgasse*, die Verbindung von *Sonnwendgasse* zur *Gerhard-Bronner-Straße*.

In Inzersdorf (Wien-Favoriten), zwischen *Südosttangente* und *Favoritenstraße*, existiert seit 1956 die *Stinygasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: STINYGASSE). Benannt ist sie nach dem im Waldviertel geborenen Josef Stiny (1880–1958), der als einer der Begründer der Bau- und Ingenieurgeologie als einer eigenen geowissenschaftlichen Subdisziplin angesehen werden kann (KIESLINGER, 1958). In der praktischen Verbindung von Naturwissenschaft und Technik (mit besonderem Schwerpunkt auf die Felsmechanik) sah

Stiny sein bevorzugtes Betätigungsfeld, wobei er es, wie Alois Kieslinger in seinem Nachruf formuliert, auf beiden Gebieten zu „geistiger Staatsbürgerschaft“ brachte (KIESLINGER, 1958: 390). Stinys akademische Karriere verlief dabei nicht „klassisch“; erst über Umwege – staatlicher Wildbachverbauungsdienst, Höhere Forstlehranstalt Bruck an der Mur (CERNAJSEK & SEIDL, 2000: 11) – kam er zurück an die Universität, wo er jedoch bereits kurz nach seiner Habilitation an der Universität Graz (1924) an die Technische Hochschule in Wien berufen wurde (ordentlicher Professor 1925). Stinys wissenschaftliches Œuvre weist eine beeindruckende Anzahl an geologischen Fachgutachten für große Infrastrukturprojekte in Österreich nach 1918 auf, so beispielsweise für die *Kamptal-Kraftwerke* oder die *Großglockner-Hochalpenstraße* (KIESLINGER, 1958: 410ff.). Die *Stinygasse* besitzt gleich zwei Besonderheiten: Zunächst wurde 1956 die ursprüngliche Schreibung von Stinys Namen beibehalten, der sich selbst ab 1940/1941 nicht mehr Stiny, sondern „Stini“ schrieb (CERNAJSEK & SEIDL, 2000: 11; KIESLINGER, 1958: 389, dort mit der Angabe 1942). Und dann fällt auf, dass hier eine Straßenbenennung noch zu Lebzeiten des Namensgebers vorgenommen wurde, was einen absoluten Ausnahmefall in der jüngeren Straßenbenennungspraxis Wiens darstellt. Aufgrund von Stinys NSDAP-Mitgliedschaft (im Detail MERTZ, 2020: 393ff.) firmiert er in Rathkolbs *Straßennamen-Bericht* als Person mit „demokratiepolitisch relevanten biographischen Lücken“ (RATHKOLB et al., 2013: 292f.).

Stinys Nachfolger an der Technischen Hochschule Wien wurde 1944 Eberhard Clar (1904–1995). Auch Clar kam aus Graz (Habilitation 1929) nach Wien (PISTOTNIK, 1996). Als nationalsozialistischer Parteigänger 1945 von der Hochschule entlassen (MERTZ, 2020: 370; eigene Auskunft CLAR, 1994: 124f.) – was dazu führte, dass Stiny in der unmittelbaren Nachkriegszeit seinen vormals eigenen Lehrstuhl supplierte (CERNAJSEK & SEIDL, 2000: 11; MERTZ, 2020: 397) –, arbeitete Clar in den folgenden Jahren als freiberuflicher Baugeologe, unter anderem am *Steirischen Erzberg* sowie im *kärntnerischen Hüttenberg*. 1954 wurde er erneut auf eine Professur berufen, jedoch dieses Mal an die Universität Wien, wo er die traditionsreiche Lehrkanzel für Geologie übernahm (Emeritierung 1972). Der *Clarplatz* in Wien-Hietzing (13. Bezirk) wurde 2009 benannt (WIEN GESCHICHTE WIKI: CLARPLATZ) und firmiert bei RATHKOLB et al. (2013: 281ff.) aufgrund der nationalsozialistischen Vergangenheit Clars als problematischer Straßename (dazu kritisch LEIN, 2020: 180ff.).

Ebenso im 13. Wiener Gemeindebezirk ist der *Ignaz-Born-Weg* zu verorten (WIEN GESCHICHTE WIKI: IGNAZ-BORN-WEG), benannt 1975 nach Ignaz von Born (1742–1791). Bei diesem handelte es sich um eine historisch höchst spannende Persönlichkeit: Im siebenbürgischen Karlsburg geboren, studierte Born zunächst Rechtswissenschaften, ehe er in die Naturwissenschaften einschwenkte und seine Berufung in den Bereichen der Geologie und Mineralogie fand (GUGITZ, 1955). Ab 1776 wirkte er am kaiserlichen Naturalienkabinett und damit an einer der Vorläuferinstitutionen des heutigen Naturhistorischen Museums. Große Verdienste erwarb er sich um die systematische, nach Linnéschen Grundsätzen durchgeführte Neuordnung der zoologischen Sammlungen (*Index Rerum Naturalium Musei Caesarei Vindobonensis Pars I. Testacea*, 1778). Sein für die Conchylien angefertigter Prachtkatalog aus dem Jahr

2 Wiener Stadt- und Landesarchiv, Bundespolizeidirektion Wien, Historische Meldeunterlagen, K11: Meldezettel von Karl Diener, online unter <https://www.wien.gv.at/actaproweb2/benutzung/image.xhtml?id=PI8GW12FeT3X35/Ujlsi+0M0+80kdD4Jp25sfgC2ACs1>, zuletzt abgerufen am 06.10.2021.



Abb. 6.
Die Eduard-Suess-Gasse in Wien-Rudolfsheim-Fünfhaus (15. Bezirk) beginnt bei der Felberstraße und mündet direkt gegenüber der 1873 errichteten Alten Schieberkammer in die Meiselstraße.

1780 (Testacea Musei Caesarei Vindobonensis) mit handkolorierten Zeichnungen von Franz Joseph Wiedon stellt nach wie vor ein herausragendes Objekt der 3. Zoologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien dar (RIEDL-DORN, 1998: 38; 2019: 223).

Die Wiener Eduard-Suess-Gasse (15. Bezirk)

Einem absoluten „Schwergewicht“ der Geologie ist seit 1919/1947 eine Straße im 15. Wiener Gemeindebezirk gewidmet: Eduard Sueß (1831–1914). Die schillernde wissenschaftliche und politische Biografie von Sueß braucht an dieser Stelle nicht näher expliziert zu werden. Facettenreich ist auch die Geschichte dieser *Eduard-Suess-Gasse* in Wien (WIEN GESCHICHTE WIKI: EDUARD-SUESS-GASSE; Abb. 6). Bereits zu Lebzeiten von Eduard Sueß existierte nämlich an gleichem Ort eine *Suessgasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: SUESSGASSE), die jedoch 1888 nach dem jüngeren Bruder von Sueß, dem Wiener Lederfabrikanten Friedrich Sueß (1833–1907; MENTSCHL, 2012), benannt worden war – just in dem Jahr der Wahl von Eduard Sueß zum Rektor der Universität Wien und dem Jahr des Erscheinens des zweiten Bandes seines Opus Magnum „Das Antlitz der Erde“. Sueß selbst sollte bereits 1880 mit einer Straße in den nach der Donauregulierung der 1870er Jahre neu erschlossenen Gebieten der „Donaustadt“ (ursprünglich ein Areal im 2. Bezirk zwischen Ausstellungsstraße, Lassallestraße, Nordbahnhof und Donau) ausgezeichnet werden – „dem Reichsraths-Abgeordneten Sueß zu Ehren, dem Vater der Hochquellenleitung“, wie die Bezirksvertretung der Leopoldstadt gegenüber dem Gemeinderat argumentierte („WIENER ALLGEMEINE ZEITUNG“ vom 05.09.1880: 4). Die Idee verlief jedoch im Sand, ebenso wie eine projektierte Sueßgasse im Prater (LEHMANN, 1886: 25). Auch Friedrich Sueß, dessen Fabrik sich in der heutigen Ullmannstraße und gerade nicht in der Sueßgasse befand, war nach Einschätzung der Zeitung „Das Vaterland“ nicht sonderlich angetan von „seiner“ Straße, wie das „Vaterland“ unter dem Titel „Eine ‚sinnige‘ Ovation für Friedrich Sueß“ mit beißendem Spott ausführte („DAS VATERLAND“ vom 29.10.1887: 5):

„Es war noch in den Zeiten, da der Abgeordnete des Sechshausers Bezirkes im Reichsrathe, Friedrich Sueß, so oft er – vor einer zwar nicht zahlreichen, aber umso ‚auserwählteren‘ Schaar von Wählern – seinen Rechenschaftsbericht abgehaspelt hatte, regelmäßig, über Antrag irgend eines bürgermeisterlichen Freundes, das ‚Dankesvotum‘ einzuheimsen pflegte. Damals wurde ein Vertreter der Gemeinde Rudolfsheim, dessen ‚inneres Sehvermögen‘ offenbar dem anderer Menschen weit voraus war, plötzlich von der Idee erfaßt, Herr Sueß habe sich um diesen Vorort derartige Verdienste erworben, daß man daselbst seinen Namen verewigen müsse, selbstverständlich dadurch, daß eine Gasse nach ihm ‚getauft‘ werde. Die gutmüthigen Kollegen des bemeldeten Gemeindevaters erhoben auch wirklich dessen Antrag zum Beschlusse und bald prangte im Vororttheile jenseits der Westbahn eine Tafel mit der Inschrift ‚Suessgasse‘. Dieses historische Ereigniß wäre wohl noch lange den weitesten Bevölkerungskreisen unbekannt geblieben, wenn nicht in jener weltfernen Gegend, wo Sueß von den Rudolphsheimern verewigt ist, mit einem Male eine, bald stark besuchte, Weinwirthschaft erstanden wäre. Erst jetzt kam man darauf, daß die Sueßgasse, deren Seite bis vor Kurzem von Schafehürden eingenommen ward, in jenem anmuthigen Theile des genannten Vorortes liegt, welcher im Volksmunde die ‚Gimpelinsel‘ heißt, und der in unmittelbarer Nachbarschaft der nicht minder lieblichen ‚Affentürkei‘ sich befindet. Jetzt freilich kann jener Gemeindevater, dem bemeldete Gasse ihren Namen dankt, sich in dem Bewußtsein wiegen, daß man seine Idee wirklich ‚sinnvoll‘ findet, und er durch dieselbe, wenn auch spät, sehr vielen Vorortebewohnern recht heitere Augenblicke bereitet hat. Der Abgeordnete Sueß selber aber soll seither von ‚seiner‘ Gasse gar nichts mehr hören wollen.“

Anlässlich von Suess' 80. Geburtstag schlug der Leopoldstädter Bezirksrat Ernst Klebinder (1878–1936) vor, eine Gasse im zweiten Bezirk als „Eduard Sueßgasse“ zu führen. In erster Linie käme hierfür die Afrikanergasse in Frage („FLORIDSDORFER ZEITUNG“ vom 26. August 1911: 2). Der zu diesem Zeitpunkt schon hochbetagte Suess erklärte sich zwar für geehrt, bat aber dennoch, den Antrag zurückzu-

ziehen: „Also Dank, vielen Dank für Ihre freundliche Absicht – möge es bei der Absicht bleiben, sie genügt mir als ein Zeichen Ihres Wohlwollens.“ („NEUE FREIE PRESSE“ vom 24. August 1911: 7).

Zum Zeitpunkt des Todes von Eduard Sueß im April 1914 hatte dieser nun seinen Bruder Friedrich im öffentlichen Ansehen sichtlich überflügelt, sodass der Wiener Gemeinderat einige Jahre später den originellen Weg einer „Ehrungsübertragung“ der Sueßgasse auf Eduard Sueß beschloss (AUTENGRUBER, 2020: 84; „NEUE FREIE PRESSE“ vom 11.11.1919: 6). Die Sueßgasse blieb somit kurzerhand die Sueßgasse. Dies geschah im Zuge einer von den regierenden Sozialdemokraten in Wien initiierten größeren Umbenennungsaktion öffentlicher Straßen und Plätze in der Bundeshauptstadt und stieß im oppositionellen christlich-konservativen Lager auf harsche Ablehnung. Ihr Zentralorgan, die „Reichspost“, nutzte schließlich auch das Beispiel der Sueßgasse, um eine in beißende Häme gekleidete Fundamentalkritik anzubringen: „Der Stadtrat möge es übrigens ja nicht versäumen, in der Süßgasse [sic!] den erklärenden Kommentar anzuschlagen, sonst könnte es irgend ein leichtsinniger Wiener wirklich einmal übersehen, dort an Eduard Süß [sic!] zu denken.“ („REICHSPOST“ vom 07.11.1919: 5) Noch in den beginnenden 1930er Jahren wurden öffentliche Stimmen laut, dass die Sueßgasse nur ein wenig würdiger Ort des Gedenkens an Eduard Sueß „in einer wenig schönen Gegend Wiens“ wäre („NEUES WIENER JOURNAL“ vom 13.09.1931: 19). Gleichzeitig zeigte sich auch, dass die Ehrungsübertragung sichtlich nicht in das kollektive Bewusstsein der Wiener Bevölkerung eingegangen war, beklagte doch das „Neue Wiener Journal“, dass die Wiener Stadtverwaltung „bis jetzt es unterlassen [hat], nach dem größten Wohltäter Wiens, dem Spender unserer Hochquellenleitung, dem in diesen Tagen anlässlich seines hundertsten Geburtstages von der Akademie der Wissenschaften gefeierten Professor Eduard Sueß eine Straße zu benennen“ („NEUES WIENER JOURNAL“ vom 13.09.1931: 19).

Grundlegend ändern sollte sich die Situation allerdings nach der nationalsozialistischen Machtübernahme in Österreich. Aufgrund rassenideologischer Verdikte gegenüber den familiären Wurzeln von Eduard Sueß schien das Andenken an den großen Geologen nun nicht mehr opportun, sodass die Sueßgasse im Dezember 1938 in *Penckgasse* umbenannt wurde (WIEN GESCHICHTE WIKI: PENCKGASSE). 1947 wurde die Gasse schließlich rückbenannt, wengleich in der adaptierten, jegliche Missverständnisse und Missdeutungen fortan ausschließenden Schreibung „Eduard-Sueß-Gasse“.

Im Gegensatz zu anderen Geologen existieren in Österreich nicht nur in Wien, sondern auch in verschiedenen anderen Gemeinden nach Eduard Sueß benannte Verkehrsflächen, in den verschiedensten Namensvarianten: In Linz existiert eine *Eduard-Sueß-Straße* (siehe hier KRENN, 2020: 335), in St. Pölten ein *Eduard Sueß-Weg*, in Marz eine *Eduard Suess-Straße* und in Hirschwang an der Rax (Teil der Katastralgemeinde Reichenau an der Rax) gar eine *Eduard von Suess-Gasse*. Somit hat die Zwei-Millionen-Stadt Wien nur eine Eduard-Sueß-Gasse, die zweitausend Einwohner zählende Gemeinde Marz im Nordburgenland, mit der Eduard Sueß seit Mitte des 19. Jahrhunderts eng verbunden war (SUESS, 1916: 93ff.) und auf deren Friedhof sich auch seine letzte Ruhestätte befindet, hingegen eine *Eduard Suess-Straße*.

Von Penck bis Toula (16.–23. Bezirk)

Der gebürtige Leipziger Geograf und Geologe Albrecht Penck (1858–1945) war nach seinem Studium der Chemie, Botanik, Mineralogie und Geologie unter anderem an Aufnahmen für die Geologische Spezialkarte von Sachsen beteiligt. Seine Pionierarbeit aus dem Jahr 1879 – „Die Geschiebeformationen Norddeutschlands“ – wies erstmals eine dreimalige Vergletscherung des nördlichen Mitteleuropas nach (im Allgemeinen BECK, 1982). Später erwarb er sich als Professor an der Universität Wien (1885–1906) große Verdienste um die österreichische Geografenschule; der nationalsozialistischen Expansionspolitik leistete er durch sein biologisches Konzept des „Kulturbodens“ entscheidenden Vorschub (PINWINKLER, 2011; RATHKOLB et al., 2013: 291f.). Bereits zu Lebzeiten Pencks wurde durch Umbenennung der Sueßgasse eine Wiener Verkehrsfläche nach ihm benannt. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde diese *Penckgasse* im Jahr 1947 wieder nach Eduard Sueß benannt. Die Rückbenennung stellte jedoch keine dezidierte Entscheidung gegen Penck, sondern pro Sueß dar. Penck erschien den Wiener Verantwortlichen keineswegs als „Unperson“, sodass er im Jahr 1953 andernorts (Wien-Floridsdorf) mit einem neuen Straßenzug geehrt wurde – wengleich unter Falschschreibung seines Namens: *Penkgasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: PENKGASSE).

Im 18. Bezirk (Währing) existiert ein *Tichyweg*, der im Jahr 1993 nach Herbert Tichy (1912–1987) benannt wurde (WIEN GESCHICHTE WIKI: TICHYWEG). Tichy war einer breiten Öffentlichkeit weniger durch seine geologischen Arbeiten (1937 Promotion in Geologie über das Himalaja-Gebirge), als vielmehr durch seine Tätigkeit als Schriftsteller und seine Aktivitäten als Abenteurer und Bergsteiger in Fernost bekannt (STANIK, 2009). 1933 erreichte er gemeinsam mit seinem Freund Max Reisch erstmals mit einem Motorrad Indien. Sein Afghanistan-Buch des Jahres 1940 (TICHY, 1940) erfuhr erst unlängst eine von der renommierten „Standard“-Außenpolitik-Journalistin Gudrun Harrer eingeleitete Neuauflage (TICHY, 2010). Den über Österreich hinausgehenden Höhepunkt seiner Popularität erreichte Tichy aber zweifelsohne mit der Erstbesteigung des seit der Neuvermessung 1984 nunmehr sechsthöchsten Berges der Welt, des Cho Oyu an der nepalesisch/chinesischen Grenze. Nach 1938 hatte Tichy kurzzeitig auch als Erdölgeologe im Deutschen Reich gearbeitet; seine politische Einstellung (Tichy war ein früher Befürworter des Nationalsozialismus) führte dazu, dass der Tichyweg als Fall mit „demokratiepolitisch relevanten biographischen Lücken“ eingeordnet wurde (RATHKOLB et al., 2013: 295–297).

Namensgeber der 1930 benannten *Eduard-Reyer-Gasse* in Wien-Döbling (WIEN GESCHICHTE WIKI: EDUARD-REYER-GASSE) ist der in Salzburg geborene Geologe Eduard Reyer (1849–1914; VODOSEK, 1985). Eigentlich studierter Jurist, schwenkte Reyer später zur Geologie über, wo er unter anderem bei Eduard Sueß oder (Johann August) Edmund Mojsisovics (1839–1907) hörte. 1882 wurde er zum außerordentlichen Professor für Geologie an der Universität Wien ernannt, daneben erwarb er sich große Verdienste um die Volksbildung, unter anderem durch Begründung der volkstümlichen Vorträge an der Universität Wien. Der Geologischen Reichsanstalt war er seit 1880 als Korrespondent verbunden.

Nach dem aus Nürnberg stammenden Geologen Kurt Leuchs (1881–1949; CLAR, 1970) ist in Wien-Floridsdorf der *Leuchsweg* benannt (Benennung 1956; WIEN GESCHICHTE WIKI: LEUCHSWEG). Forschungen zum Kaisergebirge brachten Leuchs früh mit geologischen Fragen des österreichischen Raumes in Berührung. Nach akademischen Stationen in München und Ankara wurde er 1939 ordentlicher Professor für Paläontologie an der Universität Wien und Vorstand des dortigen Geologischen Instituts. Nach Kriegsende wurde Leuchs als Mitglied der NSDAP seiner Professur enthoben, auf die er 1948 in der Folge des Amnestiegesetzes vertretungsweise zurückkehren konnte. Der Leuchsweg scheint daher als problematische Straßbenennung der Kategorie C (Fälle mit „*demokratierelevanten biographischen Lücken*“) auf (RATHKOLB et al., 2013: 285–287).

Die einzige in Wien-Donaustadt nach einem Geologen benannte Verkehrsfläche ist die *Toulagasse*, die seit 1953 den Namen von Franz Toula (1845–1920) trägt (WIEN GESCHICHTE WIKI: TOULAGASSE). Toula studierte Geologie an der Technischen Hochschule in Wien bei Ferdinand von Hochstetter, dessen Nachfolger an der Technischen Hochschule er nach Hochstetters Berufung als „Gründungsdirektor“ des Naturhistorischen Museums Wien auch werden sollte (SEIDL, 2015). Als „*Pionier der Erforschung der Balkanhalbinsel*“ (HOFMANN, 2020: 132) machte sich Toula nicht zuletzt um die Popularisierung geologischer Erkenntnisse verdient, etwa im Rahmen der „Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien“ (HOFMANN, 2020: 132). In den Jahren 1893/1894 stand er schließlich als Rektor an der Spitze der Technischen Hochschule. Geologische Expeditionen führten ihn im ausgehenden 19. Jahrhundert neben dem Balkan auch nach Kleinasien sowie in die Schwarzmeer-Region.

Dass im 23. Bezirk nur die Rosiwalgasse den Namen eines Geologen trägt, liegt nicht zuletzt daran, dass die *Bobiesgasse* nach dem Maler Carl Bobies (1865–1897) benannt wurde (WIEN GESCHICHTE WIKI: BOBIESGASSE), nicht aber nach dem Geologen Carl August Bobies, Großcousin von ersterem und entscheidend mitverantwortlich für eine geologische Karte der Umgebung von Wien im Maßstab 1:75.000 (SVOJTKA, 2013).

Zwei Exkurse: Die Mohsgasse und die Alfred-Wegener-Gasse

Den im ausgehenden 18. und der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wirkenden Mineralogen und Kristallographen Friedrich Mohs (1773–1839) – weithin bekannt für seine noch heute in Verwendung stehende Härteskala zur Mineralbestimmung – verbindet nicht nur die Beschäftigung mit „geognostischen“ Themen mit den Geowissenschaften. Aus dem von ihm ab 1835 und bis zu seinem Tod 1839 geführten Montanistischen Museum in Wien ging institutionell im Jahr 1849 die Geologische Reichsanstalt hervor (ZERMANN, 1975; CERNAJSEK, 1996). Die Mohsgasse im 3. Bezirk existiert seit der weiteren Parzellierung im Gebiet zwischen dem Oberen Belvedere, dem Schweizergarten und der Bahntrasse; wengleich „Wien Geschichte Wiki“ kein genaues Benennungsdatum nennt (WIEN GESCHICHTE WIKI: MOHSGASSE), dürfte der Entschluss zur

Benennung des Straßenzugs im Jahr 1865 gefallen sein („NEUE FREIE PRESSE“ vom 28.10.1865: 10). Die „Neue Freie Presse“ erwähnt in der zitierten Notiz nicht nur Mohs' Tätigkeit als Professor am Joanneum, sondern streicht hervor, dass er „*der Lehrer Haidinger's*“ gewesen sei.

Im 19. Bezirk findet sich seit 1933 die neu benannte *Alfred-Wegener-Gasse* (WIEN GESCHICHTE WIKI: ALFRED-WEGENER-GASSE). Alfred Wegener (1880–1930) war kein „klassischer“ Geologe, sondern studierter Meteorologe und Astronom; 1909 habilitierte sich Wegener schließlich als Privatdozent für praktische Astronomie, meteorologische und kosmische Physik an der Universität Marburg an der Lahn (WUTZKE, 2020). Seine Kontinentaldrifttheorie, dargelegt in seinem 1915 in erster Auflage erschienenen Buch „*Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*“ (WEGENER, 1915), wurde jedoch grundlegend für das heute anerkannte Modell der Plattentektonik; Wegeners Einfluss auf die Geowissenschaften wird daher kaum zu überschätzen sein. Dass auch in Graz eine *Wegenergasse* existiert, erscheint einsichtig, war Wegener doch 1924 einem Ruf an den Lehrstuhl für Meteorologie und Geophysik an die Universität Graz gefolgt.

Schlussbetrachtungen

Ähnlich wie andere Berufsgruppen sind auch Geologen unter Wiens Straßennamen vertreten. Von den – abzüglich des Sonderfalls Wegener – hier aufgenommenen 25 Straßennamen, die nach Geologen benannt wurden, finden sich elf Straßen im 10. Wiener Gemeindebezirk (Favoriten) wieder. Der 10. Bezirk kann somit, in Ergänzung der entsprechenden Aufzählung von AUTENGRUBER (2020: 20f.), als *der Geologenbezirk* Wiens bezeichnet werden. Von den 25 namensgebenden Geologen (eine Frau ist nicht darunter) waren zehn an der Geologischen Reichs- bzw. Bundesanstalt beschäftigt (Hochstetter, Hauer, Haidinger, Ampferer, Teller, Kossmat, Rosiwal, Uhlig, Vettters, Simony). Drei ehemalige Direktoren der Geologischen Reichsanstalt/Bundesanstalt finden sich im Straßenbild Wiens verewigt: Wilhelm von Haidinger (*Haidingergasse*), Franz von Hauer (*Franz-Hauer-Platz*) und Wilhelm Ampferer (*Ampferergasse*). Die ersten Benennungen nach Geologen erfolgten im Jahr 1874 (*Haidingergasse*, *Humboldt-gasse*), die bislang letzte Benennung (sieht man von der *Tethysgasse* 2014 ab) im Jahr 2009 (*Clarplatz*).

Die kürzeste Zeitspanne, die vom Tod eines Geologen bis zu seiner Würdigung in Form eines Straßennamens verging, betrug nicht einmal ein Jahr: Ferdinand von Hochstetter wurde nämlich bereits wenige Monate nach seinem Tod im Jahr 1884 mit einer nach ihm benannten Verkehrsfläche in Wien geehrt (*Hochstettergasse*). Allerdings gibt es unter den „Geologenstraßen“ auch zwei Straßen, die bereits zu Lebzeiten der betreffenden Person benannt wurden: Zwei Jahre vor seinem Ableben erhielt Josef Stiny „seine“ Straße (*Stinygasse*, 1956), gar sieben Jahre vor seinem Tod – unter nationalsozialistischer Ägide – Albrecht Penck (*Penckgasse*, 1938). Auf der anderen Seite musste Ignaz von Born ganze 184 Jahre warten, ehe ihm eine Straßbenennung zuteil wurde (*Ignaz-Born-Weg*, 1975). Immerhin ein halbes Jahrhundert verging zwischen dem Ableben von Karl Beichl und der ihm gewidmeten Stra-

Benennung (*Beichlgasse*, 1988). Im absoluten Durchschnitt betrug die Zeitspanne vom Ableben eines Geologen bis zur Ehrung in Form eines Straßennamens etwas über 24 Jahre. Werden die statistischen Ausreißer Stiny, Penck und Born aus der Liste herausgerechnet, beträgt diese Zeitspanne knapp über 19 Jahre.

Als äußerst reichhaltig präsentiert sich auch die Liste jener österreichischen Geologen, denen bislang noch *keine* Straßenbenennung in Wien zuteil wurde. Eine Partschgasse (nach dem am k. k. Hof-Naturalienkabinett tätigen Paul Partsch, 1791–1856) wird man ebenso vergeblich suchen wie einen Heinrich-Küpper-Weg (nach dem beinahe zwei Jahrzehnte der Bundesanstalt vorstehenden Heinrich Küpper, 1904–2000). Die fallweise zu beobachtende Ehrungserweiterung bei „Homonymen“ wurde im Fall der nach Geologen bzw. gerade nicht nach Geologen benannten Verkehrsflächen bislang nicht praktiziert. So wurde die 1953 nach der Pflanzengattung *Gagea* (Gelbstern) benannte *Goldsterngasse* im Jahr 2011 auch nach der von den Nationalsozialisten ermordeten Ethnologin Eugenie Goldstern (1883–1942) benannt (AUTENGRUBER, 2020: 118; WIEN GE-

SCHICHTE WIKI: GOLDSTERNGASSE). *Stachegasse*, *Tietzestraße* und *Geyergasse* blieben hingegen bislang ebenso wie die *Sturgasse* Nicht-Geologen vorbehalten. Die *Hörnesgasse* wiederum beschränkt die Ehrerbietung allein auf den Vater (Moriz Hörnes der Ältere), während dessen wissenschaftsgeschichtlich nicht weniger bedeutende – jedoch im Gegensatz zum Vater das "oe" bevorzugenden – Söhne, der Geologe Rudolf Hoernes (1850–1912; N.N. [ÖBL], 1959c sowie HUBMANN, 2017) und der Prähistoriker Moriz Hoernes der Jüngere (1852–1917; N.N. [ÖBL], 1959d), außen vor bleiben.

Dank

Mein Dank gilt CHRISTOPH JANDA für die redaktionelle Betreuung, CHRISTIAN CERMAK für das Lektorat und THOMAS HOFMANN (alle Geologische Bundesanstalt) für die Bereitstellung des Bildmaterials sowie MATHIAS HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum Wien) für wichtige Bemerkungen zu Namensvarianten von Hörnes/Hoernes.

Anhang

Bezirk	Name	Gestorben	Straßenbenennung	Jahre bis zur Straßenbenennung
2	Hochstettergasse	1884	1884	0
3	Franz-Hauer-Gasse (bis 2006)	1899	1917	18
3	Haidingergasse	1871	1874	3
3	Hörnesgasse	1868	1875	7
4/5	Hauslabgasse	1883	1891	8
10	Ampferergasse	1947	1956	9
10	Beichlgasse	1937	1988	51
10	Friedrich-Teller-Gasse	1913	1955	42
10	Humboldtgasse	1835	1874	39
10	Karl-Diener-Gasse	1928	1932	4
10	Kossmatplatz	1938	1955	17
10	Rieplstraße	1857	1904	47
10/23	Rosiwalgasse	1923	1953	30
10	Stinygasse	1958	1956 (sic!)	-2
10	Uhligstraße	1911	1956	45
10	Vettersgasse	1941	1955	14
13	Clarplatz	1995	2009	14
13	Ignaz-Born-Weg	1791	1975	184
15	Eduard-Sueß-Gasse	1914	1919	5
18	Simonygasse	1896	1907	11
18	Tichyweg	1987	1993	6
19	Eduard-Reyer-Gasse	1914	1930	16
21	Leuchsweg	1949	1956	7
21	Penkgasse	1945	1938 (sic!) / 1953	-7 / 8
22	Toulagasse	1920	1953	33

Quellen

Forschungsliteratur

- AMPFERER, O. (1911): Viktor Uhlig †. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **9**, 209–212, Wien.
- AMPFERER, O., DREGER, J., GEYER, G., GÖTZINGER, G., HAMMER, W., KERNER-MARILAUN, F., OHNESORGE, T., SPENGLER, E. & WINKLER-HERMADEN, A. (1920): Staatsgeologen und Wünschelrute. – Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, **1**, 189–190, Wien.
- AUTENGRUBER, P. (2013): Straßennamen in Wien unter besonderer Berücksichtigung von Namen mit geographischem Bezug. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **155**, 263–290, Wien.
- AUTENGRUBER, P. (2020): Lexikon der Wiener Straßennamen. Bedeutung. Herkunft. Frühere Bezeichnungen. – 349 S., Wien (Wundergarten Verlag).
- AUTENGRUBER, P., NEMEC, B., RATHKOLB, O. & WENNINGER, F. (2014): Umstrittene Wiener Straßennamen. Ein kritisches Lesebuch. – 279 S., Wien (Pichler Verlag).
- BACHL-HOFMANN, C. (1999): Die Geologische Reichsanstalt von 1849 bis zum Ende des Ersten Weltkriegs. – In: BACHL-HOFMANN, C. (Red.), CERNAJSEK, T. (Red.) HOFMANN, T. (Red.) & SCHEDL, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien. 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 55–77, Wien (Böhlau).
- BECK, H. (1982): Albrecht Penck – Geograph, bahnbrechender Eiszeitforscher und Geomorphologe (1858–1945). – In: BECK, H.: Große Geographen. Pioniere – Außenseiter – Gelehrte, 191–212, Berlin (Reimer).
- CERNAJSEK, T. (1986): Rosiwal, August (1860–1923). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 9, 43. Lieferung, 257, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- CERNAJSEK, T. (1996): Wilhelm Karl Ritter von Haidinger – der erste geowissenschaftliche Manager Österreichs. – Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **53**, 5–13, Wien.
- CERNAJSEK, T. (2016): Teller, Friedrich. – Neue Deutsche Biographie 26 (2016), 20–21. Online-Version: <https://www.deutsche-biographie.de/pnd117254509.html#ndbcontent> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- CERNAJSEK, T. & HAJÓS, G. (1999): Palais Rasumofsky: Architektur und Baugeschichte. – In: BACHL-HOFMANN, C. (Red.), CERNAJSEK, T. (Red.), HOFMANN, T. (Red.) & SCHEDL, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien. 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 401–411, Wien (Böhlau).
- CERNAJSEK, T. & SEIDL, J. (2000): Auf den Spuren österreichischer Geologen und Sammler (1748–2000). Gedanken zu den Aufgaben und Zielsetzungen eines bio-bibliographischen Projektes. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **51**, 3–12, Wien.
- CLAR, E. (1970): Leuchs, Kurt (1881–1949). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 5, 22. Lieferung, 160–161, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- CLAR, E. (1994): Mein Leben. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **87**, 123–128, Wien.
- CSENDES, P. & MAYER, W. (1987): Die Wiener Straßennamen. – Wiener Geschichtsblätter, Beiheft 2, 12 S., Wien (Verein für Geschichte der Stadt Wien).
- ENDBERICHT DER EXPERTINNENKOMMISSION FÜR STRAßENNAMEN GRAZ (2017): Straßennamen mit Diskussionsbedarf. – 207 S., Graz, online unter https://www.graz.at/cms/dokumente/10311253_8106610/3e205fe1/Anhang%20A_Endbericht%20der%20ExpertInnenkommission%20f%C3%BCr%20Stra%C3%9Fennamen%20Graz%20%28Auszug%2045-251%29.pdf (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- FRESE, M. & WEIDNER, M. (Hrsg.) (2018): Verhandelte Erinnerungen. Der Umgang mit Ehrungen, Denkmälern und Gedenkortern nach 1945. – 385 S., Paderborn (Ferdinand Schöningh).
- GASCHE, W.R. (2014): Eduard Suess und seine Familie. – Eduard Suess (1831–1914). Wiener Großbürger – Wissenschaftler – Politiker. Zum 100. Todestag. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 13–20, Wien.
- GEMEINDERATSSITZUNG vom 06.10.1874, TAGESORDNUNGSPUNKT 27, 1083. – Berichte über die öffentlichen Sitzungen des Gemeinderathes der k. k. Reichshaupt- und Residenzstadt Wien 1874, 2. Band, Wien (Verlag des Gemeinderath-Präsidiums).
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2014): Die „Tethysgasse“ zu Ehren von Eduard Suess. – <https://www.geologie.ac.at/news/news-artikel/die-tethysgasse-zu-ehren-von-eduard-suess> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- GUGITZ, G. (1955): Born, Ignaz Edler von. – Neue Deutsche Biographie 2 (1955), 466–467 (Online-Version): <https://www.deutsche-biographie.de/gnd118661868.html#ndbcontent> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- HANDRO, S. (2018): Historische Orientierung gesucht! Straßennamendebatten als Forschungsgegenstand und geschichtskulturelle Praxis. – In: FRESE, M. & WEIDNER, M. (Hrsg.): Verhandelte Erinnerungen. Der Umgang mit Ehrungen, Denkmälern und Gedenkortern nach 1945, 253–278, Paderborn.
- HOFMANN, T. (2020): Abenteuer Wissenschaft. Forschungsreisen-de zwischen Alpen, Orient und Polarmeer. – 288 S., Wien-Köln-Weimar (Böhlau).
- HÖLLWARTH, B. (2014): Schauspielerstadt Wien? Nachleben von Schauspielern und Schauspielerinnen im kollektiven Gedächtnis der Großstadt – Eine kulturwissenschaftliche Untersuchung. – Diplomarbeit, Universität Wien, 155 S., Wien.
- HUBMANN, B. (2017): Rudolf Hoernes. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Austrian Centre for Digital Humanities and Cultural Heritage: Biographie des Monats Oktober 2017, online unter <https://www.oeaw.ac.at/acdh/oebl/biographien-des-monats/2017/oktober> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- JONTES, L. (1985): Riepl, Franz X. Laurenz (1790–1857). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 9, 42. Lieferung, 156–157, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- KAINRATH, W. (2004): Simony (Szimonj), Friedrich (1813–1896). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 12, 57. Lieferung, 284, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- KAINRATH, W. (2018): Diener, Carl (1862–1928). – Österreichisches Biographisches Lexikon ab 1815 (2. überarbeitete Auflage – online), Online-Edition, 7. Lieferung (14.12.2018): http://www.biographien.ac.at/oebl/oebl_D/Diener_Carl_1862_1928.xml (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- KIESLINGER, A. (1958): Josef Stiny. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 389–430, Wien.

- KRENN, M. (2015): Carl Diener (1862–1928) – Ein „Beinahe-Direktor“ der Geologischen Reichsanstalt in den ersten Jahren der österreichischen Republik. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 265–280, Wien.
- KRENN, M. (2020): Die Bedeutung der Geowissenschaften für die ersten allgemeinen Wasserleitungen in Linz und Urfahr im ausgehenden 19. und beginnenden 20. Jahrhundert. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 319–342, Wien.
- KUBINZKY, K.A. & WENTNER, A.M. (1998): Grazer Straßennamen. Herkunft und Bedeutung. – 496 S., Graz (Leykam).
- KÜMMERLE, E. (2019): Von der „Aulenkaut“ zur „Zieglerstraße“. Was uns Straßennamen über Geologie verraten. – Jahrbuch des nassauischen Vereins für Naturkunde, **140**, 69–82, Wiesbaden.
- LEHMANN, A. (1861): Allgemeiner Wohnungs-Anzeiger und vollständiges Gewerbe-Adreßbuch der k. k. Haupt- und Residenzstadt Wien und dessen Umgebung. – 3. Jahrgang, 251 und XLVIII S., Wien (k. k. Hof- und Staatsdruckerei).
- LEHMANN, A. (1864): Allgemeiner Wohnungs-Anzeiger nebst Handels- und Gewerbe-Adreßbuch der k. k. Reichshaupt- und Residenzstadt Wien und Umgebung. – 4. Jahrgang, 652 und XXXVI S., Wien (Carl Gerold's Sohn).
- LEHMANN, A. (1876): Lehmann's Allgemeiner Wohnungs-Anzeiger nebst Handels- und Gewerbe-Adreßbuch für die k. k. Reichshaupt- und Residenzstadt Wien und Umgebung. – 14. Jahrgang, 889 und XCVIII S., Wien (Alfred Hölder).
- LEHMANN, A. (1886): Lehmann's Allgemeiner Wohnungs-Anzeiger nebst Handels- und Gewerbe-Adreßbuch für die k. k. Reichshaupt- und Residenzstadt Wien und Umgebung. – 28. Jahrgang, 1.704 und XLIV S. Wien (Alfred Hölder).
- LEIN, R. (2020): Erinnerungen und Reflexionen: das Geologische Institut der Universität Wien im Herbst 1968. – In: ANGETTER-PFEIFFER, D. & HUBMANN, B. (Hrsg.): Quadrifolium, 163–184, Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).
- MANDL, G.W. (Red.) (2013): Die frühen Jahre des Dachsteinpioniers Friedrich Simony (1813–1896). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 130 S., Wien.
- MARKTL, E. (1977): Pálffy von Erdöd, Ferdinand Gf. (1774–1840). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 7, 34. Lieferung, 299, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- MENTSCHL, J. (2012): Sueß, Friedrich (1833–1907). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 14, 63. Lieferung, 34–35, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- MERTZ, G. (2020): „Das Braun der Erde“. Die Träger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt und der Nationalsozialismus. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 359–408, Wien.
- N.N. [ÖBL] (1954): Beichl, Karl (1874–1937). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 1, 1. Lieferung, 65, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1958a): Hammer, Wilhelm (1875–1942). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 7. Lieferung, 165, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1958b): Hauslab, Franz von (1798–1883). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 8. Lieferung, 221, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1959a): Hochstetter, Ferdinand von (1829–1884). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 9. Lieferung, 345, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1959b): Hoernes, Moriz (1815–1868). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 9. Lieferung, 368, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1959c): Hoernes, Rudolf (1850–1912). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 9. Lieferung, 369–370, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- N.N. [ÖBL] (1959d): Hoernes, Moriz (1852–1917). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 2, 9. Lieferung, 368–369, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- PINWINKLER, A. (2011): „Hier war die große Kulturgrenze, die die deutschen Soldaten nur zu deutlich fühlten ...“ Albrecht Penck (1858–1945) und die deutsche „Volks- und Kulturbodenforschung“. – Österreich in Geschichte und Literatur, **55**, 180–191, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1996): Univ.-Prof. Dr. Dr. h.c.mult. Eberhard Clar 23. Juli 1904–7. Dezember 1995. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**, 145–150, Wien.
- PÖPPINGHEGE, R. (2012): Geschichtspolitik per Stadtplan. Kontroversen zu historisch-politischen Straßennamen. – In: FRESE, M. (Hrsg.) (2012): Fragwürdige Ehrungen!? Straßennamen als Instrument von Geschichtspolitik und Erinnerungskultur, 21–40, Münster.
- RATHKOLB, O., AUTENGRUBER, P., NEMEC, B. & WENNINGER, F. (2013): Straßennamen Wiens seit 1860 als „Politische Erinnerungsorte“. Forschungsprojektendbericht. – 348 S., Wien, online unter <https://www.wien.gv.at/kultur/abteilung/pdf/strassennamenbericht.pdf> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- RIEDL-DORN, C. (1998): Das Haus der Wunder. Zur Geschichte des Naturhistorischen Museums Wien. – 308 S., Wien (Holzhausen).
- RIEDL-DORN, C. (2010): Simony, Friedrich. – Neue Deutsche Biographie, **24**, 445, online unter <https://www.deutsche-biographie.de/sfz122174.html> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- RIEDL-DORN, C. (2019): Ein uomo universale des 19. Jahrhunderts und sein wissenschaftliches Netzwerk. Stephan Ladislaus Endlicher und seine Korrespondenz mit Wissenschaftlern seiner Zeit. – Schriften des Archivs der Universität Wien, **26**, 1117 S., Göttingen (V&R unipress, Vienna University Press).
- SCHLÖGEL, K. (2003): Im Raume lesen wir die Zeit. Über Zivilisationsgeschichte und Geopolitik. – 566 S., München–Wien (Hanser).
- SCHNITZLER, A. (1987): Arthur Schnitzler Tagebuch: 1879–1892. Unter Mitwirkung von Peter Michael Braunwarth, Susanne Pertlik und Reinhard Urbach. – 488 S., Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- SEIDL, J. (2015): Toula, Franz Edler von (1845–1920). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 14, 66. Lieferung, 419–420, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- SIMONY, F. (1889–1895): Das Dachsteingebiet, ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. – 3 Lieferungen, 342 S., Wien (Hölzel).
- STADT WIEN (2021): Zahlen und Fakten zum Wiener Straßennetz. – <https://www.wien.gv.at/verkehr/strassen/fakten.html> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- STADTMAGISTRAT INNSBRUCK, REFERAT STATISTIK UND BERICHTSWESEN (2013): Straßennamen der Landeshauptstadt Innsbruck. – https://www.innsbruck.gv.at/data.cfm?vpath=redaktion/ma_i/allgemeine_servicedienste/statistik/dokumente38/publikationen1/strassennamenpdf (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- STANIK, H. (2009): Der geopolitische Blick in den journalistischen Arbeiten von Herbert Tichy 1940–1944. – Diplomarbeit, Universität Wien, 128 S., Wien.

SUESS, E. (1911): Zur Erinnerung an Viktor Uhlig. – „Neue Freie Presse“ vom 06.06.1911, 2.

SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig (Hirzel).

SUTTNER, A., HÖFLER, M. & HOFMANN, T. (2010): Die Wohnsitze der Geologen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **83**, 41–45, Wien.

SVOJTKA, M. (2013): Bobies, Carl August (1898–1958). – Österreichisches Biographisches Lexikon ab 1815 (2. überarbeitete Auflage), Online-Edition, 2. Lieferung, 15.03.2013: https://www.biographien.ac.at/oebl/oebl_B/Bobies_Carl-August_1898_1958.xml (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

TANTNER, A. (2007): Die Hausnummer. Eine Geschichte von Ordnung und Unordnung. – 80 S., Marburg (Jonas Verlag).

THERESIANISCHES GESETZBUCH: PATENT Nr. 1178 vom 10. März 1770. – <https://alex.onb.ac.at/cgi-content/alex?aid=tgb&datum=1774&page=310&size=45> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).

THIERBACH, H. (1967): Kossmat, Franz (1871–1938). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 4, 17. Lieferung, 150–151, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

TICHY, H. (1940): Afghanistan. Das Tor nach Indien. – 233 S., Leipzig (Wilhelm Goldmann).

TICHY, H. (2010): Afghanistan. Das Tor nach Indien. Mit Illustrationen von Herwig Zens und einer aktuellen Analyse von Gudrun Harrer. – 240 S., Wien (Edition Sonnenaufgang).

UHL, R. (1946): Beiträge zur Geschichte der Straßenbenennung in Wien. – Wiener Geschichtsblätter, 1. Jahrgang, Vol. 3, 1–18; Vol. 4, 8–19, Wien.

VODOSEK, P. (1985): Reyser, Eduard (1849–1914). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 9, 42. Lieferung, 104–105, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

WAAGEN, L. (1934): Vettors: Geologische Karte der Republik Österreich und ihrer Nachbargebiete. – Österreichische Zeitschrift für Vermessungswesen, **32**, 57–58, Wien.

WEGENER, A. (1915): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. – Sammlung Vieweg, Tagesfragen aus den Gebieten der Naturwissenschaften und der Technik, Heft **23**, 94 S., Braunschweig (Vieweg).

WOHLRAB, H. & CZEIKE, F. (1972): Die Wiener Häusernummern und Straßentafeln. – Wiener Geschichtsblätter, **27**, 333–352, Wien.

WUTZKE, U. (2020): Wegener, Alfred (1880–1930). – Österreichisches Biographisches Lexikon ab 1815 (2. überarbeitete Auflage), Online-Edition, 9. Lieferung, 15.12.2020: https://www.biographien.ac.at/oebl/oebl_W/Wegener_Alfred_1880_1930.xml (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

ZERMANN, J. (1975): Mohs, Friedrich (1773–1839). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **Band 6**, 29. Lieferung, 345, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

Zeitungsartikel

„NEUE FREIE PRESSE“ vom 28.10.1865, 4: Städtisches = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=18651028&seite=4&zoom=33&query=%22Mohsgasse%22&ref=anno-search>

„NEUES FREMDEN-BLATT“ vom 03.01.1875, 11: Der ehemalige Liechtenstein-Park = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfb&datum=18750103&seite=11&zoom=43>

„WIENER ZEITUNG“ vom 14.07.1875, 3: Aus dem Gemeinderathe (Öffentliche Sitzung vom 13. Juli) = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=18750714&query=%22Hoernesgasse%22&ref=anno-search&seite=3>

„FREMDEN-BLATT“ vom 04.10.1876, 5: Aus dem Gemeinderathe (Sitzung vom 3. October) = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=fdb&datum=18761004&seite=5&zoom=33>

„WIENER ALLGEMEINE ZEITUNG“ vom 05.09.1880, 4: Straßentaufe = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=waz&datum=18800905&query=%22Sue%20c3%9fgasse%22&ref=anno-search&seite=4>

„MORGEN-POST“ vom 22.07.1884, 2: Hochstettergasse = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=mop&datum=18840722&seite=2&zoom=33>

„WIENER ALLGEMEINE ZEITUNG“ vom 03.08.1884, 5: Hochstettergasse = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=waz&datum=18840803&seite=5&zoom=10>

„DAS VATERLAND“ vom 11.10.1884, 6: Wiener Gemeinderath (Sitzung vom 10. October) = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18841011&seite=6&zoom=33>

„DAS VATERLAND“ vom 29.10.1887, 5: Eine „sinnige“ Ovation für Friedrich Sueß = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=vtl&datum=18871029&query=%22Sue%20c3%9fgasse%22&ref=anno-search&seite=5>

„NEUE FREIE PRESSE“ vom 24.08.1911: Eduard Sueß über das Projekt einer Eduard Sueßgasse im zweiten Bezirk = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=19110824&seite=7&zoom=33>

„FLORIDS-DORFER ZEITUNG“ vom 26.08.1911, 2: Er will keine Gasse = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=fdz&datum=19110826&seite=2&zoom=33>

„WIENER ZEITUNG“ vom 13.02.1917, 5: Straßenbenennung = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=wrz&datum=19170213&seite=5&zoom=33>

„REICHSPOST“ vom 07.11.1919, 5: Die sozialdemokratische Straßentaufe = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=rpt&datum=19191107&query=%22Sue%20c3%9fgasse+Eduard%22~20&ref=anno-search&seite=5>

„NEUE FREIE PRESSE“ vom 11.11.1919, 6: Die Neubenennung der Wiener Straßen = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=19191111&query=%22Sue%20c3%9fgasse+Eduard%22~20&ref=anno-search&seite=6>

„NEUES WIENER JOURNAL“ vom 13.09.1931, 19: Eine Wiener Spezialität = <https://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nwj&datum=19310913&query=%22Sue%20c3%9fgasse+Eduard%22~20&ref=anno-search&seite=19>

Einträge aus Wien Geschichte Wiki

WIEN GESCHICHTE WIKI: ADOLF-GSTÖTTNER-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Adolf-Gst%20Gst%20Gasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: ALFRED-WEGENER-GASSE (Stand 25.11.2019). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Alfred-Wegener-Gasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: AMPFERERGASSE (Stand 23.03.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Ampferergasse?uselay-out=mobile> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENGANG (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovengang> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).

- WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENGASSE (10) (Stand 07.05.2021). – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovengasse_\(10\)](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovengasse_(10)) (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovengasse> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENPLATZ (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovenplatz> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: BEETHOVENSTRASSE (Stand 23.05.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beethovenstra%C3%9F> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: BEICHLGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Beichlgasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: BOBIESGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Bobiesgasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: CLARPLATZ (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Clarplatz> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: EDELSTEINVIERTEL (Stand 26.05.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Edelsteinviertel> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: EDUARD-REYER-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Eduard-Reyer-Gasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: EDUARD-SUEB-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Eduard-Sueb-Gasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FÄRBERGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/F%C3%A4rbergasse> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FRANZ-HAUER-GASSE (Stand 07.05.2021). – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Franz-Hauer-Gasse_\(3\)](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Franz-Hauer-Gasse_(3)) (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FRANZ-HAUER-PLATZ (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Franz-Hauer-Platz> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FRIEDRICH-TELLER-GASSE (Stand 24.03.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Friedrich-Teller-Gasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FRITZ-HENKEL-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Fritz-Henkel-Gasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: FÜTTERERGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/F%C3%BCtterergasse> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: GEOLOGENGASSE (Stand 25.01.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Geologengasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: GEYERGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Geyergasse> (zuletzt abgerufen am 02.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: GOLDSTERNGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Goldsterngasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: GÖLLNERGASSE (Stand 18.01.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/G%C3%B6llnergasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HAGENMÜLLERGASSE (Stand 23.02.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Hagenm%C3%BCllergasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HAIDINGERGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Haidingergasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HAUERWEG (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Hauerweg> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HAUSLABGASSE (Stand 01.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Hauslabgasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HOCHSTETTERGASSE (Stand 01.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Hochstettergasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HÖRNESGASSE (01.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/H%C3%B6rnesgasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HUMBOLDTGASSE (Stand 01.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Humboldt-gasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: HUMBOLDTPLATZ (Stand 01.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Humboldtplatz> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: IGNAZ-BORN-WEG (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Ignaz-Born-Weg> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: JOHANN-STRAUß-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Johann-Strau%C3%9F-Gasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: KARL-DIENER-GASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Karl-Diener-Gasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: KOSSMATPLATZ (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Kossmatplatz> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: LEUCHSWEG (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Leuchsweg> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: LÖWENHERZGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/L%C3%B6wenherzgasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: MOHSGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Mohsgasse> (zuletzt abgerufen am 06.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: NEUMANNGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Neumanngasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: PALFFYGASSE (Stand 02.03.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Palffy-gasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: PENCKGASSE (Stand 07.05.2021). – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Penckgasse_\(15\)](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Penckgasse_(15)) (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: PENKGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Penkgasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).
- WIEN GESCHICHTE WIKI: PLANETENVIERTEL (Stand 09.04.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Planetenviertel> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: RIEPLSTRASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Rieplstra%C3%9Fe> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: ROSIWALGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Rosiwalgasse> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: SIMONYGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Simonygasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: STACHEGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Stachegasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: STINYGASSE (Stand 14.11.20217). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Stinygasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: STRABENNAMEN (Stand 01.12.2020). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Stra%C3%9Fennamen> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: STRAUßGASSE (Stand 07.05.2021). – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Strau%C3%9Fgasse_\(2,_20\)](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Strau%C3%9Fgasse_(2,_20)) (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: STURGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Sturgasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: SUESSGASSE (Stand 07.05.2021). – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Sue%C3%9Fgasse_\(15\)](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Sue%C3%9Fgasse_(15)) (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: TETHYGASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Tethygasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: TICHYWEG (Stand 14.11.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Tichyweg> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: TIETZESTRAßE (Stand 25.03.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Tietzestra%C3%9Fe> (zuletzt abgerufen am 03.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: TOULAGASSE (Stand 26.03.2017). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Toulagasse> (zuletzt abgerufen am 05.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: UHLIGSTRASSE (Stand 07.05.2021). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Uhligstra%C3%9Fe> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

WIEN GESCHICHTE WIKI: VETTERSGASSE (Stand 20.08.2018). – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Vettersgasse> (zuletzt abgerufen am 04.10.2021).

Eingelangt: 7. Oktober 2021, angenommen: 13. Oktober 2021

Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019)

MICHAEL LOTTER*, MATHIAS STEINBICHLER* & JÜRGEN M. REITNER*

2 Abbildungen, 4 Tabellen

Geologische Kartierung
Standardisierung
Generallegende
Quartärgeologie
Gravitative Massenbewegungen
Lithogenetische Einheiten
Geomorphologische Einheiten

Inhalt

Einleitung	157
Ergänzung: Gleitmasse im Verband.	158
Erratum in STEINBICHLER et al. (2019)	159
Dank	160
Literatur	160

Supplement and erratum to “Terminology for geological mapping of Quaternary and mass movements in Austria” (STEINBICHLER et al., 2019)

Einleitung

Der Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen (STEINBICHLER et al., 2019) spiegelte den damaligen Wissensstand wider und war von vornherein als eine Zusammenstellung gedacht, die nach einer fachredaktionellen Prüfung modifizier- und erweiterbar ist.

Gerade im Themenbereich Massenbewegungen zeigte der Praxistest bei der Erstellung von Geologischen Karten, dass eine Adaption im Sinne einer Erweiterung der **Regel 1** und **Tabellen 1 und 4** in STEINBICHLER et al. (2019) um den Begriff „**Gleitmasse im Verband**“ nötig ist, die wir hiermit präsentieren.

Weiters nehmen wir die Gelegenheit wahr, um auf ein **Erratum** in den **Anhängen 2 und 3** des gleichen Werks hinzuweisen.

* MICHAEL LOTTER, MATHIAS STEINBICHLER, JÜRGEN M. REITNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
 michael.lotter@geologie.ac.at, mathias.steinbichler@geologie.ac.at, juergen.reitner@geologie.ac.at

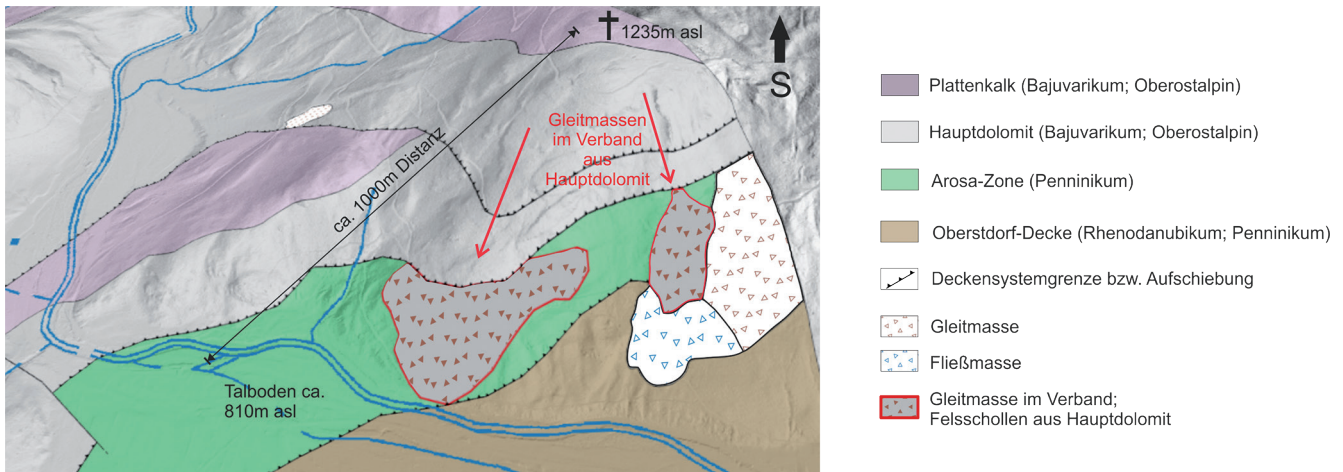


Abb. 1. Idealisertes Beispiel (2,5 D-Darstellung der abgedeckten Festgesteinebene sowie gravitativer Massenbewegungen auf Schummerung) für die Darstellung einer Gleitmasse im Verband als Lithogenetische Einheit zur Abgrenzung und Differenzierung von den anstehenden Sedimentgesteinen. Felschollen aus Hauptdolomit des Oberostalpinen Bajuvarikums sind über die Deckengrenzen hinweg abgeglitten und liegen nun als gravitativ gebildete Sedimentkörper den Gesteinen des Penninikums (Arosa-Zone und Rhenodanubikum) auf. Daneben können, wie dargestellt, auch nicht mehr im Gesteinsverband erhaltene Gleit- und Fließmassen und andere Lockergesteinskörper als Lithogenetische Einheiten vorliegen.

Ergänzung: Gleitmasse im Verband

Der bisherige Text zu **Regel 1** für Massenbewegungen in STEINBICHLER et al. (2019: 9)

„**Regel 1:** Eine Massenbewegung wird dann als Lithogenetische Einheit dargestellt, wenn die interne Zerlegung des Gesteinsverbandes dermaßen fortgeschritten ist, dass ein „neuer“ kartierbarer (man beachte dabei die Maßstabsabhängigkeit!) Sedimentkörper entstanden ist. Die strukturellen Charakteristika des Ausgangsmaterials sind dabei derart überprägt, dass dessen Übergang vom Fest- zum Lockergestein bzw. vom anstehenden zum umgelagerten Material weitestgehend bis vollständig vollzogen ist (Abb. 3). Eine genaue Festlegung des Ausmaßes der Überprägung ist schwierig und situationsabhängig und wird schon in FÜRLINGER (1972) ausführlich diskutiert: So ist nach Trennflächen (Klüftung, Schichtung, Schieferung etc.) aufgelockerter Fels, das heißt „Geordnetes Blockwerk“ nach HORNINGER (1958) noch keine eigene Lithogenetische Einheit. Dem gegenüber begründet die fortgeschrittene bis völlige Verbandsauflösung bei einem nach Klüften zerfallenen Fels bzw. „Anstehendes Blockwerk“ nach ZISCHINSKY (1969) die Ausscheidung einer Lithogenetischen Ein-

heit. Wir wollen als Faustregel die Zerlegung in mindestens Blockgröße und eine Verstellung der Klüftkörper, die ihre ursprüngliche Anordnung (Trennflächengefüge) zueinander nicht mehr erkennen lässt, mitgeben (Abb. 4).

Eine **Ausnahme** dieses Prinzips bilden **Bergsturzgleitmassen**, bei denen ein ursprünglicher geologischer Verband noch ersichtlich ist. Aufgrund der Dimension und der erheblichen Transportweite (ABELE, 1974) stellen diese ein hervorzuhelbendes Element der Landschaftsentwicklung dar und werden in Anlehnung an bisherige Kartendarstellungen als Lithogenetische Einheit ausgeschieden.“

wird wie folgt erweitert:

Eine **weitere Ausnahme** stellt die Ausscheidung der **Gleitmasse im Verband** als Lithogenetische Einheit dar. Sofern bei einem Gleitprozess der Gesteinsverband des Ausgangsmaterials gemäß den beschriebenen Kriterien erhalten bleibt, ist es sinnvoll, dessen geologische und geomorphologische Einheiten zu kartieren und maßstabsabhängig auch darzustellen. Beim Transport über tektonische (z.B. Deckengrenzen) und/oder lithostratigraphische Grenzen (z.B. unterschiedliche Formationen) hinweg ist der abgeglittene Gesteinsverband als neu entstande-

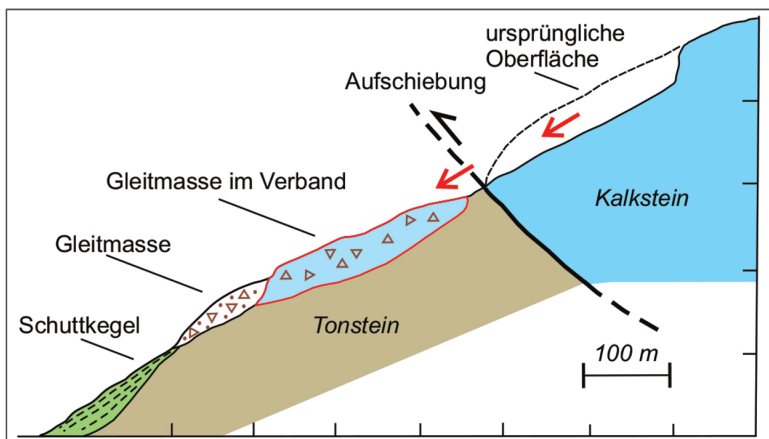


Abb. 2. Schematischer geologischer Schnitt mit einer typischen geologischen Situation aus den Nördlichen Kalkalpen, wo tektonisch bedingt Kalkstein aufgeschoben auf Tonstein vorliegt. Hier hat sich eine Kalkstein-Scholle als Gleitmasse im Verband abgelöst, wodurch diese auf Tonstein zu liegen kam. In deren Fußbereich entwickelte sich durch fortschreitende Verbandsauflösung eine Gleitmasse (entsprechend L49 in den Tabellen 1 und 4 in STEINBICHLER et al., 2019: 13, 21).

ner Sedimentkörper zu betrachten, um die Lagerungsverhältnisse des anstehenden Gesteins nicht zu verfälschen (Abb. 1, 2). Wie aus den beiden Abbildungen und der Auswertung zahlreicher weiterer, praktischer Beispiele (vgl. MOSER et al., 2020; REITNER et al., 1993) ersichtlich wird, liegt eine besondere Anfälligkeit für die Ausbildung dieser geologisch-geotechnischen Konstellation bei der stratigra-

phisch oder tektonisch bedingten Auflagerung von mechanisch harten, spröde-kompetenten über weichen, duktil-in-kompetenten Gesteinen vor.

Die Ergänzung der „Gleitmasse im Verband“ bedingt auch folgende Erweiterungen der **Tabelle 1** in STEINBICHLER et al. (2019: 13) (Tab. 1) und **Tabelle 4** in STEINBICHLER et al. (2019: 21) (Tab. 2).

Nr.	Lithogenetische Einheit
...	
L49	siehe STEINBICHLER et al. (2019: Tab. 1)
L49.1	Gravitative Ablagerung → Gleitmasse → Gleitmasse im Verband
L50	
...	siehe STEINBICHLER et al. (2019: Tab. 1)

Tab. 1.
Ergänzung der „Gleitmasse im Verband“ in Tabelle 1 – Lithogenetische Einheiten – Hierarchie von STEINBICHLER et al. (2019: 13).

Nr.		Deutsch	Englisch
...			
L49		siehe STEINBICHLER et al. (2019: Tab. 4)	
L49.1	Name Definition	Gleitmasse im Verband Ablagerung, die durch die Hangabwärtsbewegung von Locker- oder Festgestein entlang einer oder mehrerer diskreter Bewegungsflächen oder -zonen, in denen der Hauptanteil der Hangdeformation stattfindet (Gleiten), entstanden ist. Dabei ist der ursprüngliche Gesteinsverband beim Transport über tektonische und/oder lithostratigraphische Grenzen hinweg erhalten geblieben und kartierbar.	Slide mass with preserved geologic units A deposit formed by downslope movement where most of the deformation is localized on one or several distinct displacement horizon(s). In the process the original bedrock structure has been preserved beyond tectonic and/or lithostratigraphic boundaries and is mappable.
	Quelle/source	Diese Publikation; verändert nach ZANGERL et al. (2008), CRUDEN & VARNES (1996)	This publication; modified from ZANGERL et al. (2008), CRUDEN & VARNES (1996)
	Hierarchie/hierarchy	Gravitative Ablagerung → Gleitmasse → Gleitmasse im Verband	Gravitational deposit → Slide mass → Slide mass with preserved geologic units
L50		siehe STEINBICHLER et al. (2019: Tab. 4)	
...			

Tab. 2.
Ergänzung der „Gleitmasse im Verband“ in Tabelle 4 – Lithogenetische Einheiten – Begriffserläuterung von STEINBICHLER et al. (2019: 21).

Erratum in STEINBICHLER et al. (2019)

In den **Anhängen 2 und 3** von STEINBICHLER et al. (2019: 45, 48) werden die nachfolgenden Korrekturen vorgenommen.

Anhang 2: Symbolikvorschlag für Geomorphologische Einheiten

In der Spaltenüberschrift der Spalte 2 wird der Begriff „Lithogenetische Einheiten“ durch den Begriff „**Geomorphologische Einheiten**“ ersetzt (Tab. 3).

Nr.	Geomorphologische Einheiten	Kommentar	Symbol 1:10.000	Symbol 1:25.000/ 1:50.000	Symbol 1:200.000
G1					
...		siehe STEINBICHLER et al. (2019: Anhang 2)			

Tab. 3.
Korrektur im Anhang 2 von STEINBICHLER et al. (2019: 45).

Anhang 3: Symbolikvorschlag für Quartäre Phänomene

In der Spaltenüberschrift der Spalte 2 wird der Begriff „Lithogenetische Einheiten“ durch den Begriff „**Quartäre Phänomene**“ ersetzt (Tab. 4).

Nr.	Quartäre Phänomene	Kommentar	Symbol 1:10.000	Symbol 1:25.000/ 1:50.000	Symbol 1:200.000
P1 ...	siehe STEINBICHLER et al. (2019: Anhang 3)				

Tab. 4.
Korrektur im Anhang 3 von STEINBICHLER et al. (2019: 48).

Dank

Die Autoren danken ALFRED GRUBER und GERHARD BRYDA (beide GBA) für konstruktive Diskussionsbeiträge.

Literatur

ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **25**, 230 S., München.

CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide Types and Processes. – In: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (Eds.): Landslides, Investigations and Mitigation. – National Research Council, Special Report, **247**, 36–75, Washington.

FÜRLINGER, W.L. (1972): Talzuschub und Wildbachverbauung. – Dissertation, Universität Wien, VI + 240 S., Wien.

HORNINGER, G. (1958): Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. – Geologie und Bauwesen, **24/1**, 37–54, Wien (Springer).

MOSER, M., LOTTER, M., GLAWE, U., EHRET, D., KRAUTBLATTER, M. & ROHN, J. (2020): Hanginstabilitäten der Alpen im System „Hart auf Weich“: Messtechnische Überwachung – Bewegungsmechanismus – Gefahrenpotenziale. – IX + 262 S., Wiesbaden (Springer Spektrum). <https://doi.org/10.1007/978-3-658-32108-6>

REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, **18**, 43–51, Oxford.

STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019). Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHERT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck–Bozen.

ZISCHINSKY, U. (1969): Über Sackungen. – Rock Mechanics, **1**, 30–52, Wien.

Eingelangt: 6. Dezember 2021, angenommen: 13. Dezember 2021

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2015–2021

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3-4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn

MARTIN LINDNER, ALEXANDER LÜFTENEGGER & FRITZ FINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Auf Kartenblatt 21 Horn kommen innerhalb der moldanubischen Gföhl-Einheit mehrere kleine gangartige Vorkommen heller Granitgneise vor. Unsere Aufgabe war zu untersuchen, ob diese hellen Orthogesteine eine geochemische Verwandtschaft zum Wolfshof-Syenitgneis aufweisen. Die Beprobung umfasste Vorkommen nordwestlich Oberplank (Proben LA 19-01 und LA 19-02), nordwestlich Buchberg-Waldhütten (LA 19-03), südlich Thürneustift (LA 19-04 und LA 19-05), nordöstlich Thürneustift (ROE 21-474), nördlich Wanzenau-Bründlleiten (LA 19-06 und LA 19-07), sowie nordwestlich Völker (LA 19-12 bis LA 19-14). Weiters wurden drei Vergleichsproben aus dem Hauptkörper des Wolfshof-Syenitgneises eingeholt (Steinbruch nordöstlich Steinerne Stiege; LA 19-09 bis LA 19-11). Die geochemischen Analysen wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse am Fachbereich Chemie und Physik der Materialien der Universität Salzburg durchgeführt. Nähere methodische Informationen sind in LINDNER & FINGER (2018) zu finden. Für die durchgeführten geochemischen Analysen erwiesen sich zudem Vergleiche mit den Daten aus der Dissertation von ALIASGARI (1988) über den Wolfshof-Syenitgneis als hilfreich.

Die beprobten kleinen Orthogneisvorkommen lassen in den meisten Fällen eine klare geochemische Verwandtschaft zum Wolfshof-Syenitgneis erkennen. Eine Ausnahme bilden die Proben nordwestlich von Oberplank, die sich auch durch ihren grobkörnig-pegmatoiden Charakter von den fein- bis mittelkörnig strukturierten Granitgneisen der anderen Vorkommen unterscheiden. Sie werden später noch extra besprochen. Für die übrigen beprobten Orthogneisvorkommen sind insbesondere die Kaliumgehalte diagnostisch. Diese liegen mit ca. 7–9 Gew.% K_2O signifikant höher als in anderen Orthogneisen des Waldviertels, wie z.B. dem Gföhl-Gneis, und sind somit deutlich an die syenitische Zusammensetzung des Wolfshof-Syenitgneises angenähert, auch wenn sie im Hauptvorkommen selbst noch etwas höher sind (um 10 Gew.%). Weitere Gemeinsamkeiten mit dem Wolfshof-Syenitgneis ergeben sich aus der schwach peraluminischen Zusammensetzung, aus der magnesischen bzw. alkalischen Charakteristik im Sinn von FROST et al. (2001) und den auffällig hohen Thoriumgehalten. Obwohl die kleinen Orthogneisvorkommen nordwestlich Buchberg-Waldhütten, südlich Thürneustift, nordöstlich Thürneustift, nördlich Wanzenau-Bründlleiten sowie nordwestlich Völker geochemisch also klar zum Wolfshof-Syenitgneis tendieren, so bestehen doch einige systematische geochemische Unterschiede gegenüber dem Hauptvorkommen. So liegen die SiO_2 -Gehalte in den kleinen Vorkommen tendenziell etwas höher, und auch die Na_2O - und CaO -Gehalte sind leicht erhöht. Auf die etwas geringeren K_2O -Gehalte wurde bereits zuvor hingewiesen.

Umgerechnet auf den Mineralbestand bedeutet dies, dass die kleinen Vorkommen im Vergleich zum Wolfshof-Syenitgneis der Typuslokalität etwas weniger Kalifeldspatanteile und leicht höhere Quarz- und Plagioklasgehalte

	a	b	c	d	e	f	g
Probe	LA 19-01	LA 19-02	LA 19-03	LA 19-04	LA 19-05	LA 19-06	LA 19-07
	Pegmatit	Pegmatit	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis
Koordinaten							
Rechtswert	700409,9	700529,5	698404,9	700534,5	700410,8	695785,5	695853,2
Hochwert	380396	380270,2	380891,2	378314,5	378381,4	387901,9	387858,9
SiO ₂	71,52	74,68	71,31	69,94	69,28	67,36	68,64
TiO ₂	0,05	0,01	0,22	0,30	0,33	0,21	0,38
Al ₂ O ₃	17,82	15,02	15,25	15,73	15,83	17,72	15,87
Fe ₂ O ₃	0,42	0,20	1,21	1,00	1,08	0,61	1,14
MnO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
MgO	0,17	0,00	0,40	0,49	0,65	0,26	0,73
CaO	1,59	1,17	0,87	0,77	0,83	0,76	0,79
Na ₂ O	4,33	5,14	3,34	3,51	3,19	4,35	3,10
K ₂ O	3,76	3,54	6,87	7,46	7,94	8,33	8,48
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,17	0,27	0,33	0,08	0,35
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
F	0,04	0,02	0,09	0,24	0,22	0,05	0,17
GV	0,21	0,37	0,60	0,71	0,55	0,43	0,41
Sum	100,02	100,23	100,35	100,43	100,26	100,16	100,09
Rb	62	84	302	384	337	336	371
Sr	450	282	431	431	489	358	509
Ba	1.098	638	1.050	1.066	1.166	1.476	1.293
Th	u.d.N.	u.d.N.	89	63	58	38	46
La	8	3	53	42	30	34	39
Ce	17	7	84	79	64	44	67
Nd	12	5	29	19	20	16	21
Ga	15	15	19	22	22	23	22
Nb	3	2	7	24	23	3	22
Zr	23	44	275	327	335	167	314
Y	7	4	5	8	4	u.d.N.	u.d.N.
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	88	125	121	117	122	96	110
Zn	13	10	33	55	57	25	58
V	u.d.N.	u.d.N.	13	6	12	9	12
Co	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	4	u.d.N.	3	u.d.N.
Cr	28	17	16	22	37	27	82
Ni	11	8	13	20	21	12	21

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: Pegmatit NW Oberplank

b: Pegmatit NW Oberplank

c: feinkörniger Granitgneis NW Buchberg-Waldhütten

d: feinkörniger Granitgneis S Thürneustift

e: mittelkörniger Granitgneis S Thürneustift

f: fein-mittelkörniger Granitgneis N Wanzenau-Bründlleiten

g: feinkörniger Granitgneis N Wanzenau-Bründlleiten

	h	i	j	k	l	m	n
Probe	LA 19-09	LA 19-10	LA 19-11	LA 19-12	LA 19-13	LA 19-14	ROE 21-474
	Wolfshof-Syenitgneis	Wolfshof-Syenitgneis	Wolfshof-Syenitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis
Koordinaten							
Rechtswert	695079,4	695079,4	695079,4	697933,4	697933,4	697921,3	700906
Hochwert	383648,3	383648,3	383648,3	378257,4	378257,4	378213,8	378799
SiO ₂	67,67	68,18	68,42	66,76	70,13	68,90	70,15
TiO ₂	0,46	0,46	0,46	0,14	0,31	0,36	0,28
Al ₂ O ₃	15,77	15,61	15,57	18,33	15,55	15,60	15,70
Fe ₂ O ₃	1,22	1,18	1,32	0,41	0,98	1,18	0,96
MnO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
MgO	0,82	0,77	0,79	0,20	0,55	0,69	0,50
CaO	0,68	0,65	0,61	0,97	0,65	0,72	0,72
Na ₂ O	2,45	2,26	2,22	4,66	2,83	2,77	3,53
K ₂ O	9,82	9,82	9,56	8,10	8,32	8,84	7,35
P ₂ O ₅	0,40	0,38	0,37	0,06	0,23	0,38	0,25
SO ₃	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
F	0,27	0,26	0,25	0,05	0,12	0,20	0,26
GV	0,34	0,45	0,37	0,73	0,43	0,62	0,33
Sum	99,93	100,05	99,97	100,41	100,12	100,28	100,04
Rb	441	428	420	332	308	396	397
Sr	633	617	596	435	513	506	426
Ba	1.851	1.782	1.781	1.779	1.298	1.345	1.049
Th	64	67	55	45	53	53	64
La	70	67	62	44	39	37	38
Ce	119	124	108	57	79	70	78
Nd	41	36	35	23	25	21	21
Ga	20	21	20	23	19	21	23
Nb	21	21	20	7	19	25	22
Zr	453	397	465	128	291	373	278
Y	u.d.N.	5	6	u.d.N.	6	4	9
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	109	105	90	115	118	105	118
Zn	59	63	71	18	49	58	52
V	16	7	12	7	u.d.N.	10	u.d.N.
Co	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	3	3
Cr	53	98	36	13	26	35	24
Ni	19	19	20	11	20	23	18

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).

h: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege

i: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege

j: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege

k: feinkörniger Granitgneis NW Völker

l: feinkörniger Granitgneis NW Völker

m: feinkörniger Granitgneis NW Völker

n: mittelkörniger Granitgneis, Steinbruch NE Thürneustift

haben. Ihre Zusammensetzung ist somit nicht quarzsyenitisch (wie bei den meisten Proben im Hauptkörper), sondern marginal granitisch, aber mit für Granite auffälliger Quarzarmut. Die Biotitgehalte sind geringfügig unter jenen im Hauptkörper.

Einige Unterschiede gibt es auch in den Spurenelementgehalten. Die Zirkoniumgehalte liegen unter jenen der Wolfshof-Syenitgneise im engeren Sinn, sind aber bei den meisten Proben mit 275 bis 373 ppm immer noch ziemlich hoch. Ähnliches gilt für die Leichten Seltenen Erden (Ce + La + Nd: 114–166 ppm vs. 205–230 ppm).

Zwei Proben (LA 19-06 von nördlich Wanzenau-Bündlleiten und LA 19-12 von nordwestlich Völker), welche eine hellere und biotitärere Variante repräsentieren, haben höhere Na₂O-Gehalte von 4–5 Gew.% bei leicht reduzierten SiO₂-Gehalten. Sie sind ebenfalls sehr kaliumreich, weisen einen quarzmonzonitischen Mineralbestand auf mit normativen Quarzgehalten von nur 7–9 % und sind biotitärer (normativ). Die Zirkoniumgehalte sind deutlich niedriger und liegen nur bei 128 bzw. 167 ppm. Auch die Leichten Seltenen Erde-Gehalte (Ce + La + Nd) sind relativ gering, bei 94 bzw. 124 ppm. Auffällig sind die besonders niedrigen Gehalte an P₂O₅ (< 0,1 Gew.%). Die Petrogenese dieser Variante des Wolfshof-Syenitgneises ist gegenwärtig unklar.

Im Dünnschliffbild zeigen sowohl der Wolfshof-Syenitgneis der Typuslokalität wie auch die Granitgneise in den kleinen Vorkommen ein ähnliches metamorphes Rekristallisationsgefüge. Von den primären magmatischen Mineralen sind nur Zirkone und Apatite erhalten geblieben, die relativ großen akzessorischen Rutilstängel könnten zum Teil ebenfalls magmatische Relikte sein. Das metamorphe Quarz-Feldspatgefüge ist weitgehend equigranular, die Kornformen sind mehr oder minder isometrisch und nur selten stärker elongiert. Die Kalifeldspäte sind moderat perthitisiert, vor allem etwas kleinere Kalifeldspatkörner weisen eine Mikroklingitterung auf. Primärverzwillingung ist selten. An größeren Kalifeldspatkörnern beobachtet man zum Teil Subkornbildung an den Rändern. Die Plagioklasse sind meist polysynthetisch verzwilligt und durchwegs leicht serizitisiert. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung sowie Subkornbildung. Teilweise erkennt man späte dünne Quarzsäume um Kalifeldspatkristalle. Myrmekitbildung ist ebenfalls vereinzelt beobachtbar.

Die Hauptkristallisation der Gesteine erfolgte wahrscheinlich unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und offenbar unter geringer Deformation. Die zahlreichen aber sehr kleinen Biotite zeigen nur teilweise eine Einregelung. In Ausnahmefällen kann man einzelne längliche und kleine Ortho- und Klinopyroxenrelikte aus einem früheren Stadium der Gesteinsbildung finden. Aufgrund der stark penetrativen Gefügekristallisation bleibt die primäre magmatische Mineralogie und Struktur der Gesteine allerdings weitgehend unbekannt. Die sehr großen Apatite und Zirkone lassen die Spekulation zu, dass die primären magmatischen Gefüge eventuell relativ grobkörnig gewesen sein könnten. Es ist aber anzunehmen, dass es noch vor der eher statischen metamorphen Hauptkristallisation zu einer Vergneisung mit deformativer Kornzerkleinerung gekommen ist.

Abschließend soll hier noch kurz auf die Pegmatite nordwestlich von Oberplank eingegangen werden. Im Gegensatz zum Wolfshof-Syenitgneis und den daraus geoche-

misch abzuleitenden Granitgneisen zeigen diese Gesteine mit ihren teilweise mehrere Zentimeter großen Alkalifeldspäten wesentlich geringere metamorphe Rekristallisation und Feldspäte sowie Quarz sind hier durchwegs noch in magmatischen Formrelikten erkennbar. Die nur leicht vergneisten Pegmatite sind demnach wohl jüngere (spät-orogene) Intrusionen, die in einer bereits weiter abgekühlten moldanubischen Kruste platzgenommen haben.

Die SiO₂-Gehalte der Pegmatitproben von Oberplank liegen bei 71,52 bzw. 74,68 Gew.%. Die K₂O-Gehalte sind mit 3,54 und 3,76 Gew.% deutlich niedriger als in den Granitgneisvorkommen aus der Verwandtschaft des Wolfshof-Syenitgneises. Im Vergleich zu den letztgenannten haben die Pegmatite auch höhere CaO-Gehalte von 1,17 bzw. 1,59 Gew.% und höhere Na₂O-Gehalte von 4,33 bzw. 5,14 Gew.%. Die Fe₂O₃-Gehalte sind erwartungsgemäß sehr gering (0,20 bzw. 0,42 Gew.%). Die normativen Quarzgehalte liegen um 29 %, die Alkalifeldspatgehalte um 21 %, und die Plagioklasgehalte bei 44 bzw. 49 %. Der Modalbestand wäre nach STRECKEISEN (1974) somit monzogranitisch bis granodioritisch. Große späte Muskovite verdrängen stellenweise den Feldspat. Die Zirkoniumgehalte sind, wie für Pegmatite üblich, sehr gering (23 bzw. 44 ppm). Auch die Summe der Leichten Seltenen Erde-Elemente (Ce + La + Nd) ist niedrig, bei 15 bzw. 37 ppm.

Literatur

ALIASGARI, H. (1988): Petrologie und Geochemie des Wolfshofer Syenitgneises und Untersuchungen an den begleitenden Amphiboliten, Gföhler Einheit im Moldanubikum des Niederösterreichischen Waldviertels. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 138 S., Wien.

FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J. & FROST, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. – *Journal of Petrology*, **42**, 2033–2048, London. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

LINDNER, M. & FINGER, F. (2018): Geochemical characteristics of the Late Proterozoic Spitz granodiorite gneiss in the Drosendorf Unit (Southern Bohemian Massif, Austria) and implications for regional tectonic interpretations. – *Journal of Geosciences*, **63**, 345–362, Praha. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.271>

STRECKEISEN, A.L. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. – *Geologische Rundschau*, **63**, 773–786, Berlin–Heidelberg.

Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

REINHARD ROETZEL

In den drei Berichtsjahren wurden geologische Aufnahmen vorwiegend im südlichen Teil des Kartenblattes 21 Horn durchgeführt. Im Jahr 2017 lag ein Schwerpunkt der Kartierung im Gebiet östlich des Kamp, im Raum zwischen Maiersch, Freischling, Kriegenreith, Fernitz und Plank, bis zum Tiefenbachtal im Süden. Ebenso wurden die sedimentgefüllten Senken zwischen Mühlbach am Manhartsberg, Bösendürnbach und Wiedendorf sowie entlang der Diendorf-Störung, im Bereich Oberholz, Diendorf am

Walde und Olbersdorf kartiert. 2018 wurde das südliche Kamptal von der südlichen Blattgrenze nördlich von Zöbing über Schönberg-Neustift, Schönberg, Stiefen, Altenhof, Plank bis Oberplank bearbeitet und die Kartierung gegen Westen über Mollands und See in das Fahnbachtal bei Unter- und Oberreith und bei Schiltern fortgesetzt. Östlich des Kamptales wurden pleistozäne Sedimente in einer N-S streichenden Senke östlich Schönberg zwischen der Großen Heide im Norden und dem Wolfsgraben im Süden geologisch aufgenommen. Im Jahr 2019 wurde schließlich der nördlich anschließende Teil des Kamptales von Oberplank über Buchberg, Zitternberg, Gars-Thunau, Kamegg und Stallegg bis Rosenberg bearbeitet. Zusätzlich wurden die östlich des Kamptales, in das Horner Becken hineinreichenden Gebiete zwischen Gars, Zaingrub und Mold und der Ostrand des Horner Beckens bei Maria Dreieichen geologisch kartiert.

So wie in den vorangegangenen Jahren (ROETZEL, 2017) wurden die Kartierungen sowohl in Gebieten mit kristallinen Gesteinen als auch mit paläogenen, neogenen und quartären Sedimenten flächendeckend durchgeführt. Die kristallinen Gesteine wurden wiederum bei mehreren gemeinsamen Exkursionen mit Manfred Linner (Geologische Bundesanstalt) für die petrografische Charakterisierung beprobt und durch Fritz Finger und Gudrun Riegler (beide Universität Salzburg) sowie Manfred Linner geochemisch und petrografisch untersucht.

Da das Motorbohrgerät der Geologischen Bundesanstalt seit 2017 nicht mehr zu Verfügung steht, konnten Tiefenaufschlüsse nur mehr mit einem Handbohrgerät durchgeführt werden. Im dem aufgenommenen Gebiet unterstützten 48 Handbohrungen, die bis in 1 m Tiefe reichten, die Kartierung und Probenahme für mikropaläontologische Analysen, die von Holger Gebhardt (Geologische Bundesanstalt) ausgeführt wurden. Für zusätzliche mikropaläontologische Beprobungen im Raum Oberravelsbach-Baierdorf wurden weitere 29 Handbohrungen abgeteuft.

Alle Angaben zu Koordinaten im Text sind im System BMN M34 angegeben (R: Rechts, H: Hoch).

Kristalline Gesteine der Böhmisches Masse

Die bereits von Gerhard Fuchs 1967 bis 1970 und 1978 (FUCHS, 1968, 1969, 1970, 1971, 1981) im Maßstab 1:25.000 auf Schraffenkarten aufgenommenen Gebiete des Moldanubikums wurden im Zuge der neuen Kartierung von Blatt Horn im Maßstab 1:10.000 detaillierter begangen und die Gesteinseinheiten genauer abgegrenzt. Bei den kristallinen Gesteinen zeigte sich vor allem, dass bei den vorangegangenen Aufnahmen, bedingt durch die schlechten topografischen Unterlagen und die geringere Begehungsdichte, die Detailgenauigkeit oft deutlich niedriger war. Außerdem wurde bei früheren Aufnahmen, aufgrund der Schwerpunktsetzung auf kristalline Gesteine, die sedimentäre Bedeckung oft großflächig abgedeckt.

Moravikum und Moldanubikum im Raum Maria Dreieichen

Ergänzend zu Aufnahmen in vorangegangenen Jahren wurde das Gebiet nördlich und südlich von Maria Dreieichen neu kartiert. Nördlich des Wallfahrtsortes, am Obe-

ren Molder Berg, findet man vorwiegend Glimmerschiefer mit eingeschalteten Zügen und Linsen aus Amphibolit, Marmor und Gföhl-Gneis (vgl. FUCHS, 1971). Die muskovitreichen Glimmerschiefer führen meist viel Granat und zum Teil auch Kyanit. Das Einfallen dieser moldanubischen Gesteine ist generell flach bis mittelsteil gegen West bis Nordwest. Unmittelbar östlich der Bründlkapelle, ca. 200 m nordöstlich der Kirche von Maria Dreieichen, beginnt ein 110 bis 220 m breiter und etwa 1,5 km nach Süden fortsetzender, N-S gestreckter Zug aus Bittesch-Gneis. Dieser helle moravische Orthogneis (vgl. FINGER & RIEGLER, 2016) wird im Bereich des Ortes sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von Glimmerschiefer begrenzt. Südlich von Maria Dreieichen sind diese dann nur mehr im Liegenden anstehend, da im Westen untermiozäne Feinsande der Loibersdorf-Formation das Kristallin überlagern.

Südlich des Cholerafriedhofes sind im Bittesch-Gneis mehrere schmale und langgestreckte Marmorlinsen eingeschaltet. Die Marmore sind zum Teil steil verfaultet sowie zerschert und fallen, so wie der Orthogneis, meist mittelsteil bis steil gegen Westen ein. Zahlreiche Pingen in den Marmorzügen weisen auf früheren Abbau, vermutlich für Brandkalk, hin.

Die Deformation des Bittesch-Gneises nimmt gegen den Ostrand stark zu. Dort ist der Orthogneis auf der gesamten Länge extrem kataklastisch zerschert. Ein guter Aufschluss in weißgrauem, sandig zerfallendem Kataklastit befindet sich am Ostrand des ehemaligen Steinbruchs, nördlich des Cholerafriedhofes (BMN M34 R: 704895, H: 390343). Im nördlichen Teil, im Graben nordöstlich der Bründlkapelle, sind auch grauschwarze, tonig Kakirite anstehend (R: 705002, H: 390903). Diese extrem spröde Deformation und die Entstehung des Fensters von Maria Dreieichen stehen vermutlich in Zusammenhang mit der Bildung des Ostrandbruches des Horner Beckens. Dabei wurde der Westblock mit dem Bittesch-Gneis gegenüber dem Ostblock an einer parallel zur Beckenrandstörung verlaufenden Störung herausgehoben. In gleicher Weise ist wahrscheinlich auch das zweite isolierte Vorkommen von Bittesch-Gneis, Marmor und Paragneis am Ausgang des Fräuleingrabens nördlich von Mörtersdorf zu interpretieren.

Moravikum und Moldanubikum im südlichen Kamptal und den angrenzenden Gebieten

Bittesch-Gneis entlang der Kamptalstraße westlich von Schönberg-Neustift

Am südlichen Blattrand, westlich von Schönberg-Neustift, ist in hohen Felswänden entlang der Kamptalstraße auf einer Länge von ca. 1,3 km ein hellgrauer, mylonitischer Orthogneis aufgeschlossen. Seine Zugehörigkeit zum moravischen Bittesch-Gneis wurde bereits von BECKE (1915: 352), F.E. SUSS (1918: 104), WALDMANN (1922) und FRASL (1974) vermutet und kürzlich von FINGER & RIEGLER (2020) auch geochemisch bestätigt. Die Gesteine fallen mittelsteil gegen West bis Westsüdwest unter die hangend folgenden moldanubischen Glimmerschiefer ein.

In grobkörnigen, feldspatreichen Bereichen sind im Gestein einzelne große Kalifeldspäte und grobschuppiger Muskovit charakteristisch. In stärker mylonitischen, quarzreichen Bereichen fehlen dagegen die großen Kalifeldspäte und der Muskovit ist feinschuppig. Ähnlich

wie im Bittesch-Gneis östlich des Kamp ist auch hier in zwei schmalen Seitengraben bei einer Kapelle (Kote 220; R: 702645, H: 374191) und ca. 400 m südlich (R: 702664, H: 373808) ein ca. 30 bis 40 m mächtiges Paket aus zum Teil quarzitischem Paragneis, Granatglimmerschiefer und Marmor in dem Orthogneis eingeschaltet. Die 15 bis 20 m mächtigen Calcitmarmore und Glimmermarmore sind gemeinsam mit dem Bittesch-Gneis hier stark verfaltet.

Paragesteine und Amphibolit im Liegenden des Rehberg-Komplexes

Im südlichen Teil des Kamptales sowie in den westlich und östlich angrenzenden Gebieten (Raum Schönberg, Mollands, Unterreith, Stiefern, Fernitz, Freischling) dominieren im Moldanubikum, im liegenden Teil des Rehberg-Komplexes, Paragneis und Glimmerschiefer. Mengenmäßig überwiegen die Paragneise, die oft feinkörnigen Granat führen und hier zum Teil sehr biotitreich sind. Bereiche mit Glimmerschiefer sind innerhalb der Paragneise meist in schmalen und N-S gestreckten Zonen eingeschaltet, wobei auch hier Wechsellagerungen mit Paragneis auftreten können. Eine rund 900 m lange und 120 bis 150 m breite Zone aus Glimmerschiefer findet man zum Beispiel südwestlich von Schönberg, unmittelbar im Hangenden des Bittesch-Gneises, der westlich des Kamp entlang der Kamptalstraße ansteht (siehe oben). Der Glimmerschiefer fällt dort, so wie der Bittesch-Gneis, flach bis mittelsteil gegen Westen ein. Eine weitere schmale Zone aus Glimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit beginnt östlich von See und streicht nach Norden, unterbrochen von Löss, in den Raum südöstlich von Mollands. Nach Norden ist die Fortsetzung in eher feinkörnigen Granatglimmerschiefern in dem Seitengraben südöstlich vom Irrbling sowie am Kamp, beiderseits des Grabenausgangs, zu finden. Ein größerer und mehr oder weniger geschlossener Glimmerschieferhorizont innerhalb der Paragneise findet sich westlich von Stiefern. Dieser beginnt nordwestlich des Irrbling, wo er von dunkelgrauem, straff gebändertem Grafitquarzit unterlagert wird und zieht von dort westlich von Stiefern, unterhalb des Klopfhartsberges, als 50 bis 100 m mächtiger Zug nordwärts. Nordwestlich von Stiefern biegt dieser Glimmerschieferzug dann im Hungerfeld gegen Nordosten und quert den Kamp östlich von Altenhof. Nördlich des Kamp werden die Glimmerschiefer von Paragneis mit Einschaltungen von Grafitquarzit zweigeteilt, wobei die Glimmerschiefer im Liegenden der Paragneise sehr reich an Granat sind. Auf Schichtköpfen des Granatglimmerschiefers befand sich östlich von Altenhof ein Mühlsteinbruch (R: 702653, H: 378830; BENINGER, 1962), wie Negative und unfertige Rohlinge von Mühlsteinen im Gestein noch erkennen lassen. Derartige Mühlsteine aus dem 9. Jahrhundert n. Chr. wurden auch in der slawischen Siedlung auf der Holzweise bei Gars-Thunau gefunden (FRIESINGER & FRIESINGER, 1991). Diese glimmerschieferreiche Zone setzt sich weiter nach Nordosten in Richtung Fernitz und von dort über die Flur Neubuch in den Raum östlich von Maersch fort. Die Bereiche nordwestlich von Fernitz (Flur Neubuch) und südöstlich von Maersch sind durch zahlreiche schmale Züge aus Grafitquarzit in den zum Teil tiefgründig verwitterten Glimmerschiefern gekennzeichnet.

In den Paragneisen sind auch immer wieder unterschiedlich große Züge und Linsen von Amphibolit eingeschaltet, wie beispielsweise an der Steilstufe zum Kamp im Ortsgebiet von Schönberg-Neustift oder westlich von Schön-

berg, entlang der Bundesstraße, auf der orografisch rechten Seite des Flusses. Auch südöstlich von Mollands und südlich der Kapelle dieses Ortes finden sich kleine Amphibolitkörper im Paragneis. Nördlich von Schönberg gibt es Amphibolite östlich der Straße nach Oberholz, am Kalvarienberg, südwestlich vom Mitterberg, südöstlich der Haltestelle von Stiefern, östlich der Flur Horach und an der Nordflanke des Tiefenbachtals. Die Amphibolite sind, im Gegensatz zu jenen im Rehberg-Komplex, meist relativ massig und führen nahezu nie Einschaltungen von hellen, quarzreichen Orthogneisen.

Vereinzelt findet man auch in den Paragneisen, oft gemeinsam mit den Amphiboliten, kleine Serpentinittkörper, wie zum Beispiel nördlich von See, südöstlich von Mollands, südlich der Ruine Schonenburg, südlich vom Irrbling, an der Nordflanke des Tiefenbachtals oder südlich von Fernitz. Einschaltungen von Marmor, wie nördlich des Kogelberges bei Zöbing oder im Amphibolit an der Nordflanke des Tiefenbachtals, sind äußerst selten.

Die Gesteine fallen überwiegend flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest ein. Ein abweichendes Einfallen meist gegen SSE bis SSW konnte nur an der Nordflanke des Tiefenbachtals und westlich von Schönberg, nordöstlich von Mollands festgestellt werden.

Rehberg-Komplex

Im Hangenden der oben beschriebenen Paragesteine und Amphibolite folgt der Rehberg-Komplex. Dieser wurde unter anderem bereits von MARCHET (1919), FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976), HÖDL (1985), MONTAG & HÖCK (1993), HÖCK et al. (1997) und zuletzt HEUSER (2020) eingehend beschrieben.

Der Rehberg-Komplex zieht vom Loibsbachtal, südöstlich der Neumühle auf Blatt 38 Krems, in nordöstlicher Richtung auf das Blatt 21 Horn. Dort versetzt südöstlich von Schiltern eine vermutlich in der Senke nördlich vom Dürnitzbühel gegen Nordwest streichende Störung den Rehberg-Komplex dextral nach Südost. Er setzt daher südöstlich, am Fahnberg, wiederum auf Blatt Krems, mit einem Versetzungsbetrag von ca. 800 m fort und streicht ab dem Amaißtal auf Blatt Horn als rund 600 bis 900 m breiter Zug generell gegen NNE weiter. Im Südteil des Blattes verläuft er westlich des Kamp vom westlichen Amaißtal über den Reitberg, Hiesberg, Schmalzberg, Klopfhartsberg und Übeleck gegen Altenhof. Bei Altenhof und Plank quert er dreimal die Schlingen des Kamp und setzt nördlich von Plank zuerst beiderseits des Flusses und dann nur mehr auf der östlichen Seite, am Strietzelberg und in der Flur Elendschmitten, gegen Maersch fort. Nördlich von Maersch sind die Amphibolite nochmals großflächig am östlichen Abhang des Stranitzberges aufgeschlossen und setzen dann unter den Sedimenten des Horner Beckens gegen NNE fort, wie kleine Aufragungen in den Fluren Frauenacker östlich von Gars und Postln südlich von Zaingrub oder am Atzbigl nördlich Maersch erkennen lassen.

Der Rehberg-Komplex besteht vorwiegend aus basischen und ultrabasischen Gesteinen, wie Amphibolit, Metagabbro und Serpentinitt, wobei Amphibolit das Hauptgestein darstellt (HEUSER, 2020). Serpentinite in verschiedenen großen Einschaltungen sind im Rehberg-Komplex besonders im Süden (Bereich Dürnitzbühel, Amaißtal, Reitberg) sehr häufig. Nördlich davon findet man mit Ausnahme des

großen und auch morphologisch dominanten Körpers am Klopfhartsberg Serpentine nur mehr in kleinen Einschaltungen, wie südlich von Oberreith, am Hiesberg, östlich vom Schmalzberg, südlich von Thürneustift, östlich und südlich von Altenhof oder am östlichen Stranitzberg. Metagabbro tritt im Rehberg-Komplex, im Verband mit Amphibolit und Serpentin, vorwiegend im Amaißtal, am Reitberg, Hiesberg und am Klopfhartsberg auf. Serpentine und Metagabbros findet man dabei eher in den liegenden Bereichen des Rehberg-Komplexes.

Die dunkelgrauen bis schwarzgrauen Amphibolite sind meist massig bis fein gebändert. In manchen Bereichen, wie nördlich vom Reitberg, am Hiesberg, Schmalzberg, westlich vom Klopfhartsberg und am Strietzelberg und der Flur Elendschmitten zwischen Plank und Maiersch, wechseln die Amphibolite im Dezimeter- bis Meterbereich mit konkordanten Lagen aus leukokraten, quarzreichen Orthogneisen. Am Hiesberg und Schmalzberg sowie nördlich von Plank, im Bereich der Abzweigung nach Freischling (Flur Flugwacht), sind diese Orthogneise in 10 bis 100 m breiten und bis zu mehrere 100 m langen Körpern im Amphibolit eingeschaltet. Über den Reitberg verläuft ebenfalls in N-S-Richtung ein 20 bis 40 m breiter und über mehr als 800 m Länge verfolgbarer Zug eines quarzreichen Orthogneises.

Marmor ist sehr selten und wurde als Einschaltung in Amphibolit nur westlich vom Reitberg, in einem Steinbruch nordöstlich von Thürneustift, beiderseits des Umlaufberges von Plank (westlich Gottsdorf), in den Feldern westlich der Flugwacht und in der Kellergasse südlich davon gefunden. Besonders im Süden, zwischen westlichem Amaißtal und dem Klopfhartsberg, sind auch Einschaltungen von Paragneisen und quarzitischen Paragneisen häufiger.

So wie in den liegenden Gesteinen ist das Einfallen des Rehberg-Komplexes auch hier generell flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest.

Migmatit, Paragneis und Amphibolit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Im Hangenden des Rehberg-Komplexes folgt im kartierten Gebiet nach Westen hin wiederum ein von Paragesteinen dominierter Gesteinskomplex, in dem migmatische Paragneise weitgehend vorherrschen. Während jedoch im Süden, wie zum Beispiel östlich von Schiltern oder nördlich von Oberplank, auch größere Areale mit normalen Paragneisen in den Migmatiten zu finden sind, wird der nördliche Teil, zwischen Zitternberg und Rosenburg, von migmatischen Paragneisen dominiert. Die oft stark gefalteten, migmatischen Paragneise mit unterschiedlichem Anteil an Leukosom führen meist groben Biotit und sind häufig reich an Granat. Lokal, wie beispielsweise zwischen Buchberg und Zitternberg, südlich von Kamegg oder um Stallegg, sind auch Amphibolite mit den migmatischen Paragneisen verfalltet. Die schwarzgrauen Amphibolite sind, wie zum Beispiel am Burgfelsen von Buchberg, zum Teil fein gebändert und stehen in intensivem Wechsel mit hellen, feldspatreichen Lagen. Am Schafberg südöstlich von Buchberg und am gegenüberliegenden Hang des Kamp tritt außerdem lokal Metagabbro im Verband mit Amphibolit auf. Grafitquarzit bildet südöstlich und östlich von Schiltern sowie westlich von Oberreith im Migmatit und Paragneis einen über fast 2 km verfolgbarer Zug aus bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen langgestreckten Kör-

pern. Die mächtigste Einschaltung dieses schwarzgrauen, feinkörnigen und dichten Gesteins findet sich am Laaberg südöstlich von Schiltern. Weitere Vorkommen konnten nordwestlich von Oberplank und am Stranitzberg auskartiert werden.

Orthogneis und Pegmatit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Südlich und östlich von Thürneustift sind über dem Amphibolit des Rehberg-Komplexes, in den liegendsten Bereichen der migmatischen Paragneise, mehreren langgestreckte, NE-streichende und bis zu 80 m mächtige Züge aus hellen Granitgneisen eingeschaltet (vgl. BACON, 1927). Nach LINDNER et al. (2021) ist der Granitgneis von Thürneustift geochemisch mit dem Wolfshof-Syenitgneis vergleichbar. Die hellen Gneise wurden in mehreren, heute aufgelassenen Steinbrüchen östlich und südlich von Thürneustift abgebaut. Vor allem am Abhang gegen das Stiefernachtal und einem nördlichen Seitengraben bilden die Gesteine grobblockige Halden. Vergleichbare Granitgneise finden sich auch am Abhang zum Kamp nordöstlich von Buchberg, wo sie konkordant aber auch diskordant als Gänge im Migmatit, Amphibolit und Paragneis eingeschaltet sind. Weiter konkordante, Dezimeter- bis Zehnermeter-mächtige Einschaltungen heller Granitgneise findet man im Amphibolit südlich von Stallegg und am Tabor südwestlich von Kamegg. Nach der Kartierung von Gerhard Fuchs sind dies aber schon die westlichen Ausläufer des Wolfshof-Syenitgneises an der Basis des Granulits von Wanzenau.

Nordwestlich von Oberplank sind in den dort vorherrschenden Paragneisen 10 bis 40 m mächtige und bis zu 200 m lange Gänge aus hellem Pegmatit eingeschaltet. Auffallend sind darin grobe Muskovite und bis zu 10 cm große Alkalifeldspäte. Diese Gesteine können geochemisch nicht mit dem Wolfshof-Syenitgneis in Zusammenhang gebracht werden (LINDNER et al., 2021). Die Pegmatite finden ihre Fortsetzung im Abhang zum Kamp, ca. 250 m südöstlich der Mündung des Tobelbaches, wo sie in migmatische Paragneise eingeschaltet sind. Weiters sind Pegmatite, zum Teil mit Turmalin, weiter nordöstlich als schmale Gänge beiderseits des Tobelbachtals und nordwestlich von Maiersch zu finden.

Permokarbone Sedimente auf der Böhmisches Masse

Zöbing-Formation (Oberkarbon-Perm)

Sedimente der Zöbing-Formation setzen sich vom südlichen Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), wo ihre Hauptverbreitung am Heiligenstein und im Ortsgebiet von Zöbing ist, auf das nördlich anschließende Kartenblatt 21 Horn fort (NEHYBA et al., 2012; NEHYBA & ROETZEL, 2015). Hier findet man sie nur südwestlich von Oberholz und östlich von Diendorf und Olbersdorf. Sie liegen dort in einem keilförmig zuspitzenden tektonischen Graben, der im Südosten von der Falkenberg-Störung begrenzt wird. Im Nordwesten liegen die permokarbonen Sedimente dem Granulit, zum Teil auch Serpentin, Amphibolit und Paragneis, direkt auf. Diese kristalline Basis wird dann weiter nordwestlich von der Diendorf-Störung gegen moravische und moldanubische Gesteine begrenzt.

Die Sandsteine und Konglomerate, die auf Blatt 21 Horn ausschließlich dem permischen Heiligenstein-Member zugeordnet werden können (VASICEK, 1991), sind im Wald südlich der Wasenbank und des Pösingerberges mäßig aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich nur im Graben nördlich der Ruine Falkenberg und entlang des Elsarner Baches. Im Ortsbereich von Oberholz sind die permischen Sedimente weitgehend von untermiozänen Sanden und Tonen verdeckt. Nordöstlich von Oberholz wird der permische Sedimentkörper immer schmaler und spitzt südöstlich von Olbersdorf vollkommen aus. Gute Aufschlüsse in Sandsteinen und Konglomeraten finden sich nordöstlich von Oberholz, in einem Seitengraben des Dienbaches (R: 706966, H: 375480). Die Falkenberg-Störung mit dem Kontakt von Gföhl-Gneis zu permischen Sandsteinen ist auch auf der Nordostseite des Dienbachtals aufgeschlossen. Das Einfallen der Sedimente ist nordöstlich von Oberholz generell relativ steil (45°–70°) gegen Südosten.

Sedimente des alpidisch-karpatischen Vorlandbeckens und oligozän-miozäne Sedimente auf der Böhmisches Masse

St. Marein-Freischling-Formation (Egerium–Eggenburgium)

Sedimente der fluviatilen St. Marein-Freischling-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2010) treten im kartierten Gebiet vor allem auf der Hochfläche südlich des Horner Beckens, südlich der Straße von Fernitz nach Maiersch, auf. Es ist dies die Fortsetzung der fluviatilen Rinne, die im Horner Becken, tektonisch abgesenkt, etwas tiefer liegt. Südlich des Horner Beckens findet man die Sedimente direkt über den moldanubischen Paragneisen und Glimmerschiefern, wo sie unter dem Löss in größeren Flächen hervortreten. Sie liegen südlich der Straße von Freischling nach Maiersch, westlich der Sandgrube „Drei Kreuze“, in 275 m Seehöhe (SH) noch in ungefähr gleicher Höhe wie im nördlich anschließenden Horner Becken. Im Ortsbereich von Fernitz und nordwestlich und südwestlich davon, in den Fluren Pernetz und Tettenghengst, sind sie bereits in Seehöhen zwischen 280 und 329 m zu finden. Südlich des Tiefenbachtals setzen sie dann nach Süden in den Fluren Brandfeld und Horach fort, wo sie ebenfalls zwischen 280 und maximal 338 m Seehöhe liegen. Dort streichen sie dann nordöstlich und östlich von Stiefern, südlich der Flur Horach, in das heutige Kamptal aus.

So wie im Horner Becken handelt es sich vorwiegend um sandreiche Kiese und kiesige Sande. Daneben treten auch schlecht sortierte siltig-tonige Sande und sandige Silte auf. Die quarzreichen Kiese aus Quarz, Quarzit oder Grafitquarzit mit einem Durchmesser von 1 bis 10 cm (max. 15–30 cm) sind oft gut gerundet bis kantengerundet. Daneben finden sich gelbbraune bis gelborange, teilweise auch rotbraune, feldspatreiche, zum Teil kiesige Grob- bis Mittelsande, seltener Feinsande. Im Bereich der Flur Pernetz treten unter den Grobsedimenten bunte, rotbraune bis ziegelrote, zum Teil auch gelbbraune bis graubraune oder gelborange sandige Silte hervor, wobei der Übergang in vollkommen tonig verwitterte Glimmerschiefer fließend ist. Diese schlecht sortierten sandig-tonigen Ablagerungen treten auch oberhalb eines Grabens nordwestlich der Flur Neubruch sowie westlich der Kapelle von Maiersch und im Brandfeld, südlich des Tiefenbachtals, auf.

Im Bereich Stiefern-Schönberg wurden wahrscheinlich die oberoligozänen, fluviatilen Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation durch die Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Pleistozän erodiert und sind daher nach Süden hin nicht mehr weiter verfolgbar. Lediglich östlich von Mollands, nördlich der Straße nach Schönberg, treten in Weingartenböschungen (R: 702059, H: 375443) unter pleistozänen Sedimenten nochmals blaugraue Silte in Wechsellagerung mit sandigen Quarzkiesen und gelbbraunen bis rötlichbraunen Mittelsanden hervor. Sie befinden sich hier bei 285 m in vergleichbarer Seehöhe wie im Raum Fernitz. STEININGER (1969: A69) berichtet außerdem von einer auf dem Kristallin auflagernden Folge aus eckigen, mittelkörnigen Kiesen, hellen bis bunten Sanden und sandigen Tonen in vergleichbarer Höhe im Straßeneinschnitt zwischen Schönberg und Mollands. Durch ihre Lithologie und Position im Liegenden fossilbelegter Sande der Fels-Formation (siehe unten) aus dem unteren Eggenburgium können vermutlich auch die Sedimente östlich Mollands der St. Marein-Freischling-Formation zugeordnet werden.

Ravelsbach-Formation (Egerium–Eggenburgium)

So wie im Ravelsbachtal südwestlich von Grübern treten Sedimente der Ravelsbach-Formation (ROETZEL, 2017: 319) auch in der Senke entlang der Diendorf-Störung zwischen Oberholz und Olbersdorf auf.

Der beste Aufschluss befindet sich in der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER, 1968; STEININGER et al., 1991), wo die Ravelsbach-Formation den liegenden Teil der Schichtfolge bildet. Die dort direkt auf dem Granulit liegenden Sedimente wurden in älteren Arbeiten (NEHYBA & ROETZEL, 2010) der St. Marein-Freischling-Formation zugerechnet, sind jedoch nach der neuen Kartierung in diesem Gebiet als eigenständige Formation zu betrachten. So wie im Typusgebiet im Ravelsbachtal bilden die Ablagerungen das Liegende der marinen Sedimente des Eggenburgiums, womit ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter (Egerium–Eggenburgium) anzunehmen ist.

Bei einem Geländepraktikum des Instituts für Paläontologie der Universität Wien im Mai 1987 wurde die Schichtfolge bis zur kristallinen Basis mit einem Bagger freigelegt. Die damals aufgeschlossene Mächtigkeit der Ravelsbach-Formation betrug 13,5 m. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von hellgrauen bis gelbgrauen, schlecht sortierten Grob- bis Feinkiesen und Grob- und Mittelsanden mit Einschaltungen von Mittel- bis Feinsanden und bunten Tonen. Grobsandig-kiesige, dezimeter- bis metermächtige Horizonte sind oft intern schräg geschichtet und führen nicht selten resedimentierte Pelitgerölle. Eingeschaltete feinkörnige, ton- und siltreiche Horizonte sind meist im Dezimeterbereich wechsellagernd mit Mittel- bis Feinsanden und häufig stark verwühlt. Neben den Spurenfossilien treten hier als einzige Makrofossilien vereinzelt verkieselte Holzreste auf.

Ähnlich wie im Ravelsbachtal dominiert auch in Oberholz in den Schwermineralspektren Staurolith (40–92 %). Dazu treten Kyanit (3–16 %), Turmalin (3–14 %), Granat (0,5–23 %) und Epidot (0–15 %). In den Leichtmineralspektren überwiegen Quarz (42–68 %) und die lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 11–24 %) neben Plagioklas (8–17 %) und Kalifeldspat (0–12 %) (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2010).

Weitere Vorkommen der Ravelsbach-Formation befinden sich im Graben am westlichen Ortsrand von Diendorf und entlang eines Weges, rund 200 m nördlich davon. In beiden Fällen sind dort an der Basis von alten, aufgelassenen Sandgruben (R: 706416, H: 375843; R: 706432, H: 376031) gut sortierte, gelbgraue bis gelbbraune, mittel-sandige Feinsande bzw. grobsandige Mittelsande abgeschlossen, die von 50 bis 70 cm mächtigen, bunten, gelborangen, violetten, ziegelroten und blaugrauen Silten und Tonen überlagert werden. Zuerst wird das Profil in beiden Gruben von einem 1,2 bzw. 0,5 m mächtigen Horizont aus dicht gepackten, bis zu 10 cm langen Einzelklappen von Austern abgeschlossen (vgl. STEININGER, 1968).

Weitere kleinräumige Flächen, die vermutlich der Ravelsbach-Formation zuzuordnen sind, befinden sich südwestlich und nordöstlich von Olbersdorf. Zwischen Dienbachtal und Jungbrunnenbachtal finden sich beiderseits der Straße nach Zemling hellgraue, blaugraue, gelbbraune, rotbraune bis gelborange, schlecht sortierte, tonige und sandige Silte, die oft mit quarzreichen, kantengerundeten bis gut gerundeten Fein- bis Grobkiesen und Grobsanden vergesellschaftet sind.

Fels-Formation (unteres Eggenburgium)

Sedimente der Fels-Formation aus dem unteren Eggenburgium wurden in dem kartierten Bereich vor allem in der Umgebung von Oberholz angetroffen, wo sie rund um das Ortsgebiet verbreitet sind. Daneben konnten auch in Bösendürnbach und am südlichen Blattrand, nördlich von Elsnarn und Wiedendorf, von Blatt 38 Krems hereinreichend, Ablagerungen dieser Formation festgestellt werden. Weiters gibt es ein isoliertes Vorkommen östlich von Mollands, an der Straße nach Schönberg.

Der beste Aufschluss der Fels-Formation befindet sich wiederum in der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER, 1968; STEININGER et al., 1991), wo die Sedimente ohne deutliche Diskordanz über der Ravelsbach-Formation (siehe oben) folgen. Der untere, ca. 3,75 m mächtige Teil besteht aus graugelben bis gelbbraunen, gut sortierten und intern ebenflächig bis flach schräg geschichteten Mittel- bis Feinsanden mit zahlreichen Spurenfossilien und Abdrücke von großen Cardiiden und Veneriden. Darin eingeschaltet sind Dezimeter-mächtige Horizonte aus sehr gut gerundeten Grob- bis Feinkiesen und drei auffallende, 15 bis 40 cm mächtige Blockhorizonte. In den Blockhorizonten, die auf Sturmereignisse zurückzuführen sind, treten Fluchtspuren und Pflaster von *Oopecten gigas* auf. Die Blockhorizonte bestehen aus 10 bis 30 cm, in Ausnahmefällen bis 1 m großen, eckigen bis kantengerundeten Granulitblöcken in grobsandig-kiesiger Matrix. Im Gegensatz zu den groben Kristallinkomponenten, die aus der unmittelbaren Umgebung stammen, sind die Kiese in der Matrix gut bis sehr gut gerundet und setzen sich hauptsächlich aus Quarz und dunkelgrauen bis schwarzen Kieselkalcken bzw. Hornsteinen zusammen. Diese auffallend glänzenden und sehr gut gerundeten dunklen Kieselkalke zeigen im Dünnschliff häufig triaxone Schwammnadeln neben seltenen Gastropoden und posttriadischen, wahrscheinlich jurassischen Foraminiferen (vgl. PILLER in STEININGER et al., 1991: 78). Die Kieselkalke sind sicher mehrfach umgelagert und vermutlich Aufarbeitungsprodukte einer mesozoischen Sedimentdecke der Böhmisches Masse. Neben diesem Aufschluss bei Oberholz

sind sie auch weiter südlich auf Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), in der Umgebung von Gösing und Fels, immer wieder in Sanden der Fels-Formation zu beobachten.

Die nach oben hin deutlich feiner werdende, ca. 5 m mächtige Schichtfolge mit stark verwühlten, graubraunen bis gelbbraunen Feinsanden und siltigen Feinsanden führt in schwach verhärteten Horizonten Molluskenlumachellen mit Abdrücken und Steinkernen aragonitschaliger Mollusken, wie *Callista lilacinoides*, *Rudicardium grande*, *Glycymeris fichteli*, *Panopea menardi* und *Paroxystele amedei* (det. O. MANDIC; vgl. MANDIC et al., 2005).

Im Schwermineralspektrum der Sedimente der Fels-Formation dominieren Staurolith (18–44 %) und Granat (17–31 %) neben Epidot (6–22 %), Kyanit (4–10 %), Rutil (2–7 %), Zirkon (0,4–12 %), Turmalin (2–9 %) und Sillimanit (2–4 %). Im Leichtmineralspektrum sind gegenüber der Ravelsbach-Formation neben hohen Anteilen an Quarz (54–61 %) mehr Feldspat (22–33 %, vor allem Plagioklas: 8–27 %) und geringere Anteile an lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 6–17 %) festzustellen. Bei der Fels-Formation handelt es sich um vollmarine Ablagerungen aus dem Eulitoral bis seichten Sublitoral. Aufgrund des Auftretens von *Oopecten gigas* kann die Fels-Formation biostratigrafisch sicher an den Beginn der untermiozänen Transgression im unteren Eggenburgium gestellt werden (MANDIC & STEININGER, 2003).

Neben der Sandgrube Oberholz im Nordwesten des Ortes sind die Mittel- bis Feinsande der Fels-Formation an der Oberfläche nördlich, östlich bis südöstlich in einem halbkreisförmigen Bogen um den Ort verbreitet. In den Weingärten und Feldern häufig ausgeackerte Bivalvensteinkerne, wie im oberen Profilabschnitt der Sandgrube, lassen erkennen, dass es sich um den hangenden Teil der Fels-Formation handelt. Besonders gut sind sie in den Weinkellern nördlich des Ortes, unmittelbar südlich der Straße nach Schönberg zu sehen. Bei mehreren Kellerneubauten konnte dort in der Vergangenheit der Übergang von den Sanden der Fels-Formation in grüngraue Silttone der Zellerndorf-Formation beobachtet werden (siehe unten). Die Profile zeigten vorwiegend Mittel- bis Feinsande mit einzelnen grobsandig-feinkiesigen Einschaltungen, welche neben Geröllen auch Einzelklappen von Pectiniden führten. Die zum Teil stark verwühlten Sande beinhalten Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha* und *Thalassinoides*. Der Übergang in die hangenden Pelite der Zellerndorf-Formation erfolgt in einem rund 0,8 m mächtigen Horizont aus grüngrauen, undeutlich geschichteten, feinsandigen Silten.

Mit Ausnahme des westlichen Bereiches, in der Nähe der Sandgrube, wo die Sedimente über Granulit bzw. Erosionsresten der Ravelsbach-Formation liegen, folgt die Fels-Formation wahrscheinlich im gesamten Ortsbereich direkt über den permischen Sandsteinen der Zöbing-Formation, sofern nicht auch dort die Ravelsbach-Formation dazwischen eingeschaltet ist.

Unklar blieb, ob die ca. 250 m westlich des Ortsrandes von Diendorf in einer kleinen aufgelassenen Sandgrube (R: 706229, H: 375860) freigelegten Sedimente ebenfalls zur Fels-Formation zu zählen sind. Es handelt sich dort um kiesig-grobsandigen Mittel- bis Feinsande, deren mittel- bis feinkiesiger Anteil aus gut gerundeten Quarzen und kantengerundeten Kristallinbruchstücken zusammenge-

setzt ist. Die Sedimente folgen dort direkt über der Ravelsbach-Formation und werden von pelitischen Sedimenten des Badenium überlagert.

Auch am südlichen Blattrand, nordöstlich von Elsarn und nordwestlich von Wiedendorf, stehen in Gräben gut sortierte gelbgraue Feinsande und siltige Feinsande an. Sie sind in den Gräben am angrenzenden Blatt 38 Krems deutlich weiter verbreitet und reichen nur am Nordende der Gräben in kleinen Ausläufern auf das Blatt Horn. Auf Blatt 38 Krems tritt in einem Graben in den Feinsanden ein nahezu monospezifisches Massenvorkommen von *Oopecten gigas* auf. Die sehr gut erhaltenen Einzelklappen waren dort in einem ehemaligen kleinen Abbau (R: 707473, H: 373463) in mehreren übereinanderliegenden, eben geschichteten Horizonten angereichert.

Ein weiteres Vorkommen von Fels-Formation befindet sich im Ortsbereich von Bösendürnbach. Hier treten im Nordosten des Ortes, in der Siedlung an der Nordflanke des Dienbaches, gelbbraune Fein- bis Mittelsande auf, die in Horizonten verhärtet sein können. Nach STEININGER (1976: A70) enthielten die beim Bau des östlichsten Hauses Teichgasse 5 (R: 708485, H: 374452) aufgeschlossenen Feinsande eine reiche Molluskenfauna mit für die Fels-Formation typischen Pectiniden sowie Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha*. In einem darüber folgenden tonig-sandigen und geröllführenden Horizont fanden sich Balanidenschill, Austern und Anomien. Verschiedene Brunnen in diesem Bereich erschlossen die Sande bis in 20 m Tiefe.

Weiters treten in den Feldern ca. 150 m südwestlich der Kapelle von Bösendürnbach, südlich einer neuen Siedlung, unter rotbraunem Lehm schlecht sortierte gelbgraue siltige Feinsande in Wechsellagerung mit sandig-siltigen, sehr gut gerundeten Kiesen auf, die zur Zeit der Kartierung in einer Künette gut aufgeschlossen waren. Hier konnte mithilfe der Foraminiferenfauna, die unter anderem *Cassigerinella globosa*, *Globigerina lentiana* oder *Cibicidoides lopjanicus* enthielt, das Eggenburg-Alter bestätigt werden (det. H. GEBHARDT).

Westlich und nordwestlich des Lagerhauses von Mühlbach, aber auch südlich bis südöstlich des Friedhofes, treten in Dellen am Rand von Kristallinauftragungen aus Gföhl-Gneis gut gerundete Quarzkiese, aber auch Gerölle aus Gföhl-Gneis mit bis zu 30 cm Durchmesser auf.

Auch im Wald nordwestlich von Bösendürnbach, nördlich des Dienbaches, befindet sich direkt über dem Kristallin eine mehr als 200 m lange und knapp 100 m breite Schotterfläche aus gelbbraunen sandigen Quarzkiesen von 0,5 bis 4 cm Durchmesser. Alle diese sandigen Kiese am Rand von Auftragungen des Gföhl-Gneises sind vermutlich ebenfalls dem Eggenburgium zuzuordnen.

Auch ein von STEININGER (1969: A70) erstmals beschriebenes, isoliertes Vorkommen von Fels-Formation in einem Weinkeller am östlichen Ortsrand von Mollands, an der Straße nach Schönberg (R: 701916, H: 375302) konnte verifiziert werden. Nach STEININGER (1969) waren 1968 beim Bau des Kellers über pelitischen Sedimenten (vermutlich St. Marein-Freischling-Formation, siehe oben) Feinsande und Sandsteine mit einer für die Fels-Formation typischen Molluskenfauna (*Aequipecten miotransversus*, *Oopecten gigas*, *Acanthocardia grandis*, *Turritella* sp.) aufgeschlossen.

Ein bemerkenswerter Fossilfund wurde von Herrn Wolfgang Groll aus Reith in einem Weingarten ENE von See, ca. 580 m nordwestlich des Kogelberges (Kote 307) ge-

macht (KG Zöbing, Parzelle 76/3, BMN M34 R: 702022, H: 373986). Am Ende einer vom Teich bei See nach Südosten heraufziehenden Delle wurden beim Rigolen fein- bis mittelkörnige, gelbbraune Sandsteinblöcke mit Mollusken-Lumachellen freigelegt. Die Blöcke enthielten *Aequipecten* cf. *macrotis*, *Talochlamys multistriata*, *Glycymeris* cf. *latiradiata*, *Nemocardium?* sp. (ev. *Laevicardium cingulatum*), *Paphia* sp., *Lutraria* sp., *Cardiidae* indet., *Trochidae?* indet. (ev. *Trochus* sp.) sowie vereinzelt Bryozoen (*Cupuladria?* sp.) (det. F. STEININGER und O. MANDIC). Laut Fritz Steininger und Oleg Mandic ist aufgrund dieser Fauna die Zuordnung zur Fels-Formation am wahrscheinlichsten.

Mold-Formation und Loibersdorf-Formation (oberes Eggenburgium)

Diese beiden nur im Horner Becken gemeinsam vorkommenden Formationen wurden in den kartierten Bereichen östlich und südlich von Mold, südlich von Zaingrub und östlich von Fernitz vorgefunden.

Nach ersten Erwähnungen durch CŽŽEK (1853) und ROLLE (1859) wurden die Sedimente erstmals von E. SUSS (1866: 92ff.) in die „Schichten von Molt“ und die „Sand von Loibersdorf“ untergliedert und danach von SCHAFFER (1914), TOTH (1950) und STEININGER (1967, 1971: 112ff.) näher beschrieben.

Im Typusgebiet der Mold-Formation am Kirchensteig, östlich der Landwirtschaftsschule (Bildungszentrum) Mold, folgt die pelitreiche Mold-Formation über der St. Marein-Freischling-Formation und wird von der sandigen Loibersdorf-Formation überlagert. Dabei bilden die Sedimente der Mold-Formation in einem ca. 140 bis 220 m breiten Streifen, ungefähr zwischen 315 und 340 m Seehöhe, meist einen kurzen steileren Geländeanstieg. Die rund 20 m mächtigen blaugrauen bis dunkelgrauen tonigen Silte und siltigen Tone der Mold-Formation werden von ca. 25 m gelbbraunen siltigen und stark glimmerigen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert, die bis zu einem Graben am Waldrand unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen reichen und eine deutlich flachere Geländemorphologie bilden.

In einer im Jahr 1997 vom Institut für Paläontologie durchgeführten Grabung (KG Mold, Parzelle 1417, BMN M34 R: 704460, H: 390052) wurde in einem ungefähr 35 m langen Schurf ein rund 9 m mächtiges Profil im oberen Teil der Mold-Formation und dem Übergang in die Loibersdorf-Formation dokumentiert (MANDIC et al., 1999). Dabei zeigt der untere, rund 5 m mächtige Abschnitt in der Mold-Formation überwiegend pelitreiche Ablagerungen aus gelbbraunen bis blaugrauen siltigen Tonen, Silttonen und Tonen, die von etwa 0,6 m schwarzgrauen Kohletonen mit einem dünnen Lignithorizont unterbrochen werden. Der darüber folgende, rund 4 m mächtige, deutlich sandreichere Übergang in die Loibersdorf-Formation wird von gelbgrauen bis gelbbraunen glimmerreichen Fein- bis Mittelsanden dominiert, in die jedoch abermals mehrere Dezimeter-mächtige dunkelbraune bis schwarzgraue Kohle-tone eingeschaltet sind. Die Zusammensetzung der reichen Bivalven- und Gastropodenfaunen lässt den mehrmaligen Wechsel von brackischen und vollmarinen Bedingungen in diesen ästuarinen Sedimenten erkennen, bevor sich endgültig vollmarine sublitorale Bedingungen mit den im Hangenden folgenden Feinsanden der Loibersdorf-Formation durchsetzen konnten.

Im basalen pelitreichen Abschnitt am Kirchensteig wird der mehrmalige Wechsel von Salinität, Wassertiefe und Nahrungsangebot durch wechselnde Molluskenassoziationen angezeigt. Schille aus *Mytilus haidingeri* und *Crassostrea gryphoides*, die zeitweise in Vergesellschaftung mit *Mesohalina margaritacea* oder *Potamides plicatus* stehen, wechseln mit Schillen aus *Congerina basteroti*, *Polymesoda brongniarti* sowie Melanopsidae und Theodoxidae. Am Übergang in die Loibersdorf-Formation setzen mit einem basalen Turritellen-Schill mit großwüchsigen Mollusken vollmarine, sublitorale Ablagerungsbedingungen ein. Neben *Turritella terebralis* dominieren hier Schalen von *Pitar incrassata*, *Anadara fichteli* und *Chlamys gigas* sowie von Naticiden, Strombiden und Potamididen. Nach einer weiteren kurzen brackischen Phase mit Bildung von Kohletonen ist eine neuerliche langsame marine Ingression durch das Auftreten von *Mesohalina margaritacea*, *Mytilus haidingeri* und einer Bank aus dickschaligen, doppelklappigen *Crassostrea gryphoides* zu erkennen (MANDIC et al., 1999).

Die darüber, auf den Feldern bis unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen, folgenden gelbbraunen bis gelbgrauen und gut sortierten Feinsande der Loibersdorf-Formation führen auch hier auffallend viele Mollusken, wie Austern, Cardien oder Turritellen. Sie sind derzeit noch in einer aufgelassenen Sandgrube am Waldrand, rund 550 m ENE des Bildungszentrums Mold (R: 704263, H: 390399), aufgeschlossen. Oberhalb, rund 100 m südöstlich dieser Sandgrube, sind in den Feldern auf einer schmalen, rund 170 m langen Kuppe, ähnlich wie südöstlich von Breiteneich, weißgraue Corallinaceenkalke in den Feinsanden eingeschaltet. Kleinere Aggregate aus diesen Kalkrotalgen findet man darüber hinaus auch auf den Feldern in den umgebenden Feinsanden.

Ähnliche Schichtfolgen von tonigen Silten (Mold-Formation) und hangenden Feinsanden (Loibersdorf-Formation) befinden sich weiter südlich, entlang des Waldrandes, westlich des Unteren Molder Berges. Dort ist auch in der ehemaligen Gemeindegandgrube von Mold (R: 704818, H: 389214) in einem rund 6 m mächtigen Profil der Übergang von der St. Marein-Freischling-Formation in die Mold-Formation aufgeschlossen. Auffallend ist in dieser Grube über den schlecht sortierten glimmer- und feldspatreichen sandigen Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation ein ca. 2 m mächtiger Abschnitt aus gelbgrauen Grob- bis Mittelsanden, violett-braunen, stark sandigen Silten und mehreren eingeschalteten Kristallinschutthorizonten. Die 10 bis 30 cm mächtigen Grobhorizonte mit gerundeten Quarzen und kantengerundeten Granatglimmerschieferblöcken bestehen in der grobsandigen Matrix in manchen Bereichen aus einer Granatseife mit Granat-Einzelkörnern bis 5 mm Größe. Auch die Schwermineralspektren der Sedimente werden neben Kyanit und Sillimanit überwiegend von Granat mit 70 bis 88 % dominiert. Die Sedimente stammen demnach alle aus dem östlich im unmittelbaren Nahbereich anstehenden Granatglimmerschiefer. Den hangenden Abschnitt der Grube bilden sehr schlecht sortierte sandig-siltige Tone und siltige Fein- bis Grobsande der Mold-Formation, die hangaufwärts im Wald wiederum von den glimmerreichen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert werden.

Noch weiter oberhalb im Wald, am Unteren Molder Berg, konnten in ca. 380 m Seehöhe, auflagernd auf dem Bitesch-Gneis bzw. Glimmerschiefer, mehrere Flächen aus

sandigen Kiesen auskartiert werden, die ebenfalls zur Loibersdorf-Formation gestellt wurden und vermutlich die strandnahe Fazies der marinen Ablagerungen darstellen.

Erstmals konnten auch am Westrand des Horner Beckens Sedimente der Mold-Formation und Loibersdorf-Formation nachgewiesen werden. Südlich von Zaingrub liegen in den Fluren Breitl und Postln zwischen kristallinen Aufragungen tonige Silte mit sandigen Einschaltungen. Die Pelite der Mold-Formation treten vor allem nördlich bis nordwestlich der Flur Postln am Abhang zu einem Graben, aber auch nördlich dieses Grabens, im unteren Teil der Flur Breitl auf. In diese tonig-siltige Fazies sind in der Flur Postln an mehreren Stellen (R: 702830, H: 386569; R: 702920, H: 386380; R: 702849, H: 386122) siltige und zum Teil auch kiesige, glimmerige Feinsande eingeschaltet. Neben Corallinaceen weisen vor allem zahlreiche Molluskenresten von *Crassostrea gryphoides*, *Glycymeris fichteli* und *Laevicardium kuebecki* auf die Zugehörigkeit zur Loibersdorf-Formation hin (vgl. MANDIC et al., 2004).

Auch nördlich von Zaingrub liegen eingebettet zwischen den Kristallinaufragungen von Reithölzl, Gansäcker und Steinriegel sandige, gut gerundete und quarzreiche Fein- bis Mittelkiese, die vermutlich, so wie am Unteren Molder Berg, der Litoralfazies der Loibersdorf-Formation entsprechen. Das Liegende bilden südöstlich des Steinriegels und in der Flur Mühlreichs wiederum siltige bis sandige Tone der Mold-Formation.

Als letztes seien noch Vorkommen von Mold-Formation bzw. Loibersdorf-Formation in der Umgebung von Fernitz, in der südlichen Fortsetzung des Horner Beckens, erwähnt. Am Nordhang einer Delle östlich von Fernitz (R: 704130, H: 379643) findet man blaugraue sandige Silte und gelbbraune siltige Fein- bis Mittelsande. In den pelitischen Sedimenten tritt dort eine relativ monospezifische Bivalvenfauna aus kleinen Pitarien auf. Südöstlich von Fernitz, oberhalb eines Seitengrabens des Tiefenbachtales, liegen blaugraue sandige Silte und gelbbraune Feinsande mit Sandsteinkonkretionen, die ebenfalls diesen Schichtgliedern zuordenbar sind.

Zogelsdorf-Formation (Ottningium)

Südwestlich von Mühlbach, in der Flur Zuckschwert, liegen am Waldrand direkt über dem Gföhl-Gneis (R: 708483, H: 375685) weißgraue plattige Kalke. In den Weingärten und Feldern unterhalb (südöstlich; R: 708725, H: 375475) bzw. in einem Hohlweg südwestlich davon (R: 708367, H: 375519) sind gelbbraune, glimmerreiche und gut sortierte Fein- und Mittelsande aufgeschlossen, die wiederum über grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tönen der Zellerndorf-Formation liegen. Da diese Pelite eine artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna des Eggenburgiums führen (siehe unten) ist es möglich, dass die höher liegenden plattigen Kalke am Waldrand zur Zogelsdorf-Formation zu stellen sind.

Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottningium)

In Ergänzung der Kartierung in den vorangegangenen Jahren (ROETZEL, 2017) wurden in dem Gebiet zwischen Grübern, Baierdorf und Oberravelsbach weitere 29 Handbohrungen abgeteufelt, um die untermiozänen von den mittelmiozänen Sedimenten genauer abzugrenzen und mikropaläontologisch zu charakterisieren. Im Gegensatz zu

der im Jahr 2014 im Bereich südlich von Grübern abgeteufte Bohrung B112 im unmittelbaren Liegenden der Zogelsdorf-Formation, die reiche Foraminiferenfaunen mit kleinwüchsigem Plankton mit vielen Globigerinen und einem diversen Benthos des Ottnangiums lieferte (ROETZEL, 2017: 322), waren die Proben aus den neuen Handbohrungen in diesem Bereich weitgehend steril oder führten eine arme, nicht näher einstuftbare Mikrofauna. Anders war die Situation in tieferer Position bei zwei Handbohrungen südwestlich von Baierdorf, die ähnlich wie vorangegangene analysierte Proben deutlich reichere Mikrofaunen lieferten. Arten wie *Globigerina lentiana*, *Bolivina fastigia*, *Cibicoides lopjanicus*, *Elphidium ortenburgensis* oder *Elphidium subtypicum* machen hier ein Alter von Eggenburgium bis Ottnangium wahrscheinlich (det. H. GEBHARDT).

Ein sehr interessantes Ergebnis erbrachten die mikropaläontologischen Analysen aus zwei Handbohrungen vom Abhang südlich von Oberravelsbach. In den braungrauen bis grüngrauen tonigen Silten fand sich eine ungewöhnliche artenarme Faunenassoziation, in der im Benthos *Cibicoides budayi* und *Bulimina elongata* weitgehend dominieren. Aufgrund von *Cibicoides budayi* und *Globigerina anguliofficialis* ist nach H. Gebhardt die Einstufung dieser Proben in das Eggenburgium möglich. Da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieses Horizonts fossilbelegte Sedimente des Badeniums liegen (siehe unten), bedeutet dies, dass am Hang südlich von Oberravelsbach eine kleinräumige tektonische Aufschubung, wahrscheinlich in Verbindung mit dem Diendorf-Störungssystem, vorliegen muss. Hinweise für eine derartige Aufschubung wurden vom Autor bereits bei der Kartierung 1996 am östlich anschließenden Blatt 22 Hollabrunn gefunden, wo in der Schießstätte südlich von Ravelsbach steil nach Nordwesten einfallende und stark gestörte Sedimente des Badeniums festgestellt werden konnten (ROETZEL et al., 1998).

Im Nordosten von Bösendürnbach liegen über den fossilführenden Fein- bis Mittelsanden der Fels-Formation, die dort an der Nordflanke des Dienbaches ansteht (siehe oben), Kalk führende grüngraue tonige Silte. Diese führen neben Schwammnadeln eine ausschließlich benthische, jedoch biostratigrafisch unspezifische Foraminiferenfauna. Im Nannoplankton dominieren *Coccolithus pelagicus* und *Reticulofenestra excavata* neben *Cycliscardolithus floridanus*, *Dictyococcolithes heslandii* und *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (det. S. ĆORIĆ). Durch diese Nannoflora und das Fehlen mittelmiozäner Formen ist die Einstufung in die untere NN2 (Eggenburgium) möglich. Im obersten Teil und am Waldrand gegen Nordosten sind grünlichgraue klebrige siltige Tone der Zellerndorf-Formation dann wieder steril. In der Senke gegen Mühlbach konnte in mehreren Bereichen, wie zum Beispiel nordwestlich des Friedhofes von Mühlbach, östlich der Flur Zuckschwert und nördlich von Bösendürnbach, in grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tönen der Zellerndorf-Formation die gleiche artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna mit Dominanz von *Cibicoides budayi* und *Bulimina elongata* (det. H. GEBHARDT) wie bei Oberravelsbach gefunden werden. Auch in der Flur Wachsleiten westlich von Mühlbach enthielten die an kristalline Aufragungen des Gföhl-Gneises angelagerten klebrigen Tone entweder eine stark rekristallisierte, artenarme Fauna des Eggenburgiums oder waren fossilfrei.

Nördlich von Oberholz folgen grüngraue smektitreiche siltige Tone der Zellerndorf-Formation ebenfalls über der

Fels-Formation (siehe oben), sind aber hier meist kalk- und fossilfrei. In manchen Proben finden sich aber Fischschuppen, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und benthische Foraminiferen (STEININGER et al., 1991). Nordöstlich von Obbersdorf sind in einem Einschnitt der Straße nach Zemling, beim Eintritt in den Wald (R: 708127, H: 377150), um eine Kristallinaufragung 1 bis 2 m mächtige grüngraue siltige Tone anstehend, die hier auch zum Teil Schwammnadeln führen.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass die untermiozänen Pelite in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes Horn größtenteils in das Eggenburgium gestellt werden können. Dafür sprechen sowohl die Foraminiferenfaunen als auch das kalkige Nannoplankton. Grill hat auf dem südlich anschließenden Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), im Bereich von Gösing, diese Sedimente als „Äquivalente des Haller Schliers“ bezeichnet und in das Eggenburgium gestellt, was sicher richtig ist (GRILL, 1974, 1978).

Dem gegenüber stehen die siltigen smektitreichen Tone der Zellerndorf-Formation in der Eggenburger Bucht und am Ostrand der Böhmisches Masse von Retz bis Grübern, die bereits im Hangenden der Zogelsdorf-Formation folgen bzw. mit dieser lateral verzahnen, und deshalb bereits in das Ottnangium gestellt werden können.

Besonders im Raum Grübern–Bayerdorf, aber auch um Bösendürnbach, ist eine eindeutige Grenzziehung zwischen den Anteilen des Eggenburgiums und des Ottnangiums dagegen bedeutend schwieriger, da dort lithologisch ähnliche Pelite mit reichen Mikrofaunen und vollkommen entkalkte und sterile Abschnitte, bzw. solche mit eingeschränkten Faunen, wechseln. Eine Teilung der untermiozänen Pelite in zwei lithostratigrafische Einheiten musste daher bisher unterbleiben, obwohl dies aufgrund der bisherigen Datenlage von Vorteil wäre.

Silte, Sande und Kiese in der Umgebung von See und Mollands

(Eggenburgium?–Ottnangium? oder Badenium?)

Westlich des Kamp sind auf der Hochfläche in der Umgebung der Orte See und Mollands zahlreiche, meist kleinräumige Vorkommen pelitischer, aber auch sandig-kiesiger Sedimente zu finden. Nahe dem Ortsbereich von See sind pelitische Ablagerungen rund um den ehemaligen Teich verbreitet. Sie setzen sich südlich des Ortes bis zum südlichen Blattrand und in einer Senke NNW des Ortes, westlich der Straße nach Mollands, fort. Drei im Jahr 2007 in diesem Gebiet abgeteufte Bohrungen (HEINRICH et al., 2007–2008) dokumentierten die durchwegs tonig-siltige Schichtfolgen bis in Tiefen von 6 bis 15,6 m, wobei nirgends die kristalline Basis erreicht wurde. Die tiefste Bohrung befand sich ca. 160 m südwestlich der Kapelle von See (R: 701236, H: 373731). Im oberen Teil der Schichtfolge fanden sich grünlichgraue Silttone, die gegen das Liegende, bis in ca. 8 m Tiefe, kontinuierlich feiner wurden und in dunkelgraue siltige Tone mit bis zu 86 % Tonanteil übergingen. In den darunter folgenden, wieder etwas größeren Peliten waren in Abschnitten und zunehmend gegen das Liegende bereits kleine Stücke von Glimmerschiefer und Paragneis zu beobachten, was die Nähe der kristallinen Basis vermuten lässt.

In Mollands konnte bereits 1989 beim Bau des Feuerwehrhauses an der nordwestlichen Ortsausfahrt von Mollands

(R: 701287, H: 375379) ein ca. 3,5 m mächtiges Profil in diesen Peliten dokumentiert werden. Während der laufenden Kartierung waren dann ca. 25 m südöstlich der Feuerwehr in einer Baugrube für einen Weinkeller (R: 701304, H: 375369) auch die Sedimente im Liegenden der Pelite aufgeschlossen. Am Rand von Paragneis-Aufragungen westlich und nördlich der Feuerwehr war an der Basis des ca. 7 m hohen Profils etwa 1,8 m eckiger Kristallinschutt gemischt mit gut gerundeten Quarzgeröllen in sandiger Matrix einsehbar. Die Kristallinblöcke hatten Durchmesser von 5 bis 10 cm, selten bis 15 cm, die der Quarzgerölle bis 5 cm. In diesem Kristallinschutt fanden sich außerdem Linsen aus grüngrauen, tonigen Silten. Der Grobhorizont wurde gegen das Hangende zunehmend feiner und ging in ca. 1,6 m in gelbbraune Mittel- bis Grobsand über. Auch diese schlecht sortierten Sande beinhalteten Linsen mit kiesigen Grobsanden und Mittel- bis Grobkiesen aus Kristallinkomponenten und Quarzgeröllen. Vereinzelt waren kleine Rinnen mit trogförmiger Schrägschichtung und in den Sanden abgerollte Bivalvensplitter erkennbar. Darüber gingen die Sedimente innerhalb von 1 m sehr rasch von Feinsanden in blaugraue bis grüngraue tonige Silt-Feinsande über. Die insgesamt etwa 4 m mächtigen Pelite verfeinerten gegen das Hangende zu schwach sandigen, blaugraue bis hellgraue Silt-Tonen. In der Baugrube des Feuerwehrraumes war im mittleren Bereich der Pelite eine ca. 0,7 m mächtige sandreichere Einschaltung mit gut gerundeten matrixgestützten Quarzgeröllen mit bis zu 5 cm Durchmesser zu erkennen. Das Schwermineralspektrum der Pelite wird von Granat (38–42 %), Epidot/Zoisit (11–21 %), Staurolith (13 %), Turmalin (8–11 %), Rutil (3–11 %) und Kyanit (5–9 %) neben Sillimanit und Zirkon dominiert. Eine Tonmineralanalyse der hangenden Pelite zeigt eine deutliche Vormacht von Smektit (74 %) neben geringeren Anteilen an Kaolinit (15 %), Illit (7 %) und Vermiculit (4 %).

Daneben treten in der Umgebung von See und Mollands in kleinen Dellen des Kristallins immer wieder Reste dieser tonigen Silte, aber auch quarzreiche Mittel- bis Feinsande sowie gut gerundete Kiese, vorwiegend aus Karbonaten und Sandstein, auf. So konnte nordwestlich der Häuser von See ein größerer Bereich mit gelbbraunen Mittel- bis Feinsanden auskartiert werden. Auch in Unterreith nordöstlich des Schöntales oder nördlich von Mollands sowie auf den Anhöhen westlich des Fahnbaches, wie beispielsweise südöstlich des Amaißtales und des Reitberges, sind Silte, Sande und Kiese in den Weingärten anzutreffen. In manchen Bereichen, wie rund um den Teich bei See, nordöstlich von Unterreith oder nördlich von Mollands, ist der stratigrafische Verband der pelitischen und sandig-kiesigen Sedimente eindeutig nachweisbar.

Obwohl vor allem die Pelite schon seit Langem bekannt sind (vgl. LECHNER, 1953), ist das Alter der Sedimente bisher nicht eindeutig geklärt. Das neu entdeckte Vorkommen von Mollusken führenden Sanden der Fels-Formation in einem Weingarten östlich von See (siehe oben), inmitten dieser kleinen Sedimentreste, spricht eher für die Einstufung der gesamten Sedimentfolge in das untere Eggenburgium. Da die Pelite kalkfrei und vollkommen fossilifer sind, war auch deren Einstufung mit Hilfe von Mikrofossilien bisher nicht möglich. Für Sedimente der Gaindorf-Formation (unteres Badanium) wäre das vollkommene Fehlen von Mikrofossilien in den Peliten eher untypisch. Im Fall der Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottnangium) wäre dies

dagegen eher normal, obwohl im älteren, aus dem Eggenburgium stammenden Anteil, um den es sich im Verband mit der Fels-Formation hier handeln müsste, in der Regel auch kalkige Mikrofossilien auftreten.

Gaindorf-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation (Badanium)

Im Gebiet von Baierdorf und Oberravelsbach konnten mit Hilfe von Handbohrungen auch die Sedimente des Badaniums mikropaläontologisch weiter eingegrenzt werden. Obwohl in den meisten dieser graubraunen bis grüngrauen tonigen Silte bis siltigen Tone der Gaindorf-Formation Orbulinen und Praeorbulinen fehlen, ist aufgrund der hohen Diversität, des breiten Größenspektrums sowie der vorherrschenden Arten und typischen Assoziationen der Lageniden-Zone die Einstufung in das Badanium überall sehr wahrscheinlich. Das Plankton wird überwiegend von Globigerinen, wie *Globigerina falconensis*, *G. subcretacea* sowie *Globorotalia bykovae*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides quadrilobatus* und *Globoturborotalita druryi* dominiert. Im Benthos sind meist große Lenticulinen, aber auch *Cibicidoides austriacus*, *Uvigerina grilli*, *Dentalina acuta* oder *Siphonodosaria verneulli* kennzeichnend (det. H. GEBHARDT).

Die bereits bei der Beschreibung der Zellerndorf-Formation festgestellte kleinräumige tektonische Aufschubung am Abhang südlich von Oberravelsbach wurde auch in den Sedimenten des Badaniums mit Hilfe von Handbohrungen und mikropaläontologischen Analysen verifiziert. Am Abhang südöstlich von Oberravelsbach liegen sowohl im Liegenden der Zellerndorf-Formation (siehe oben) als auch im Hangenden Sedimente mit reichen Foraminiferenfaunen des Badaniums.

Zusätzlich wurde in die Kartierung auch eine bereits im Jahr 1937 abgeteufte Bohrung im Talgrund südöstlich von Oberravelsbach einbezogen (ungefähre Lage R: 712909, H: 378637). Diese verblieb bis zur Endteufe von 101 m vorwiegend in sandigen Tonmergel mit zahlreichen, mehrere Meter mächtigen kiesigen Grobsandzwischenlagen (GRILL, 1937; LAHN, 1937). Die gesamte Schichtfolge wurde von GRILL (1937) zu den Grunder Schichten gestellt. Es ist daher anzunehmen, dass die Schichtfolge des Badaniums sich auch unter dem Talboden des Ravelsbaches fortsetzt.

In der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER et al., 1991) sind im hangendsten Teil der Grube mehrere Meter mächtige Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation aufgeschlossen. Es handelt sich um braungelbe, sehr schlecht sortierte Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix mit sandigen Zwischenlagen. Diese sind in die Fels-Formation, zum Teil bis fast an die Oberkante der Ravelsbach-Formation (siehe oben), in einer erosiven Rinne eingetieft. Die sehr gut gerundeten Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz- und Kristallinkomponenten. Daneben treten auch Quarzit, bräunlicher Sandstein, dunkler Kalk, heller Dolomit und rötlicher Hornstein auf. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Daneben sind Staurolith, Kyanit, Epidot, Sillimanit, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden. Die Kiese können im Wald nördlich der Grube Oberholz und über die Schönberger Straße in den anschließenden Feldern bis zum Waldrand verfolgt werden. Auf den Feldern nördlich der Straße treten zwischen den Schottern auch grüngraue siltige Tone auf, die leider meist steril sind. Eine Probe aus einer Handboh-

rung erbrachte jedoch eine reiche badenische Mikrofauna und eine gut erhaltene Nannoflora der Zone NN4 mit häufig *Coccolithus pelagicus*.

Unklar blieb bisher die stratigrafische Zuordnung von groben Karbonatschottern in sandiger Matrix sowie von gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden am Waldrand und im Wald südwestlich von Bösendürnbach, unterhalb der Straße nach Oberholz. Auch braungraue bis grünlichgraue tonige Silte sowie siltige bzw. kiesige Sande in den östlich anschließenden Feldern südlich von Bösendürnbach blieben durchwegs fossilfrei und konnten nicht einwandfrei einer lithostratigrafischen Einheit zugeordnet werden. Obwohl die groben Karbonatschotter für die Zuordnung zur Hollenburg-Karlstetten-Formation sprechen würden, ist, so wie östlich von Ronthal, Mühlbach und Zemling, auch eine Umlagerung der Sedimente aus dem Badenium in Sedimenten der Hollabrunn-Mistelbach-Formation im Pannonium möglich.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Zwischen Wiedendorf und Bösendürnbach sind auf der Hochfläche oberhalb von ca. 340 m Seehöhe sandige Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation erhalten, die dort vom südlichen anschließenden Blatt 38 Krems herüber reichen. Südlich der Straße nach Wiedendorf wurden die quarzreichen sandigen Kiese ehemals in einer weitläufigen, heute aufgelassenen und weitgehend rekultivierten Grube abgebaut. Wieweit die karbonatreichen sandigen Schotter und Sande südwestlich von Bösendürnbach der Hollabrunn-Mistelbach-Formation oder doch der Hollenburg-Karlstetten-Formation zuzurechnen sind (siehe oben), ist noch nicht geklärt.

Quartäre Ablagerungen

Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub (Pliozän?–Unterpleistozän?)

Großflächige Akkumulationen von Schotter sind im kartierten Gebiet vor allem südwestlich von Zaingrub um das Rote Kreuz (Kote 354) verbreitet (vgl. HOLÁSEK, 2013), wo sie über stark verlehnten migmatischen Paragneisen mit der Basis in ca. 334 m Seehöhe auftreten. Westlich von Zaingrub fällt ihre Basis gegen Nordosten bis auf ca. 320 m Seehöhe ab. Sie liegen also rund 70 bis 80 m über dem Flussniveau des heutigen Kamp und haben eine Mächtigkeit von ungefähr 10 bis 20 m. Es handelt sich um Quarzschotter und Quarzsande in gelbbrauner bis ocker-gelber siltig-toniger Matrix. Die gut bis sehr gut gerundeten Schotter bestehen ausschließlich aus Quarz, Quarzit und quarzreichen kristallinen Gesteinen und haben meist Durchmesser von 2 bis 7 cm, manchmal auch bis 10 cm oder größer. Die sehr schlecht sortierte, gelbbraune bis gelbgraue, sandige Matrix enthält hohe Silt- und Tonanteile. Die Ablagerungen sind ähnlich den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation, liegen aber deutlich höher als diese im Horner Becken. Aufgrund ihrer Position abseits des Kamp, am Westrand des Horner Beckens, können sie wahrscheinlich nicht als hoch gelegene Terrassenschotter des Kamp angesprochen werden. Möglicherweise handelt es sich um Ablagerungen aus einer initialen Phase am Beginn der Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Unterpleistozän.

Terrassenschotter am Kamp (Pleistozän)

Im kartierten Bereich entlang des Kamp, zwischen Rosenberg und Schönberg-Neustift, findet man zahlreiche Reste von Terrassenschotter in verschiedenen Höhenlagen. Viele dieser Terrassenreste wurden bereits eingehend von STEININGER (1969: A70ff.), aber auch von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben.

Dabei kann man mindestens fünf Niveaus über dem heutigen Flussniveau unterscheiden, die zum Teil wieder in Teilniveaus gliederbar sind (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995b; HAVLÍČEK, 1996).

Die höchsten Terrassenschotter befinden sich etwa 30 bis 45 m über dem Kamp (Terrassenniveau 5), wobei hier zwei Teilniveaus, in ca. 39 bis 44 m (Terrassenniveau 5/2) und ca. 30 bis 38 m (Terrassenniveau 5/1) über dem Flussniveau getrennt werden können.

Schotter des **Terrassenniveaus 5/2** konnten am Goldberg nördlich von Altenhof, südwestlich und nordöstlich von Plank, nördlich Oberplank gegenüber der Mündung des Tobelbaches, nördlich und westlich der Ruine Gars-Thunau, nördlich Gars beiderseits der Straße nach Zaingrub und nördlich Stallegg gefunden werden.

Nördlich der Ruine Gars-Thunau sind in einem Weganriss im Sattel nördlich des Burgberges bis zu 5 m mächtige gelbbraune, feldspatreiche, eckige bis kantengerundete Grobsande mit gut gerundeter feinkiesiger Beimengung aufgeschlossen, die auch den Untergrund des daneben liegenden Gasthauses bilden (vgl. KÖLBL, 1928: 47). Ähnliche, in ungefähr gleicher Höhe liegende Sedimente wurden auch ehemals auf der gegenüber liegenden Seite des Hirschbaches in zwei heute verfallenen Gruben hinter den Häusern Gföhlerstraße 140 und 141 abgebaut (STEININGER, 1969: A71; KÖLBL, 1928: 47). STEININGER (1969) beschreibt aus den Gruben stark sandige kreuzgeschichtete Feinschotter aus gut gerundeten Quarzen und eckigen, kaum kantengerundeten Kristallinkomponenten mit Blocklagen. Diese werden talwärts von Löss, hangwärts von Blockstromsedimenten, die mit dem Löss verzahnen bzw. diesem zwischengelagert sind, überlagert.

Hervorzuheben sind auch mehrere aneinander gereihete Schottervorkommen, die im nördlichen Ortsbereich von Gars um eine auffallende abflusslose Senke westlich der Sagerbachgasse vorkommen und dann über die Straße nach Zaingrub (Apoigerstraße) nach Osten bis zu den Frauenäckern zu verfolgen sind. Dort enden sie nahe der Wienerstraße beim Logistikzentrum Kiennast. Es handelt sich um gelbbraune, gut gerundete, quarzreiche Kiese von 2 bis 10 cm Durchmesser, im Osten manchmal auch 20 bis 30 cm Größe. Der flach bogenförmige Verlauf lässt einen nach Osten weit ausgreifenden Mäander des Kamp im Mündungsbereich des Teichwiesenbaches vermuten, dessen nördlicher Ast mit diesen Schottervorkommen noch erhalten blieb. Reste eines gegenläufigen Mäanders dieses Niveaus sind vielleicht in den oben beschriebenen Grobsanden nördlich der Ruine Gars-Thunau und an der Gföhlerstraße zu sehen. Es könnte sich dort aber auch um Sedimente eines aus Westen einmündenden Kampzuflusses handeln. Deutlich anders war der Flusslauf auch nördlich von Altenberg, wie die Sedimentreste in einem verlassenen Flussbett im Sattel östlich des Goldberges vermuten lassen. Heute umfließt der Kamp dagegen den Goldberg in einem weiten Bogen im Westen.

Reste des etwas tiefer liegenden **Terrassenniveaus 5/1** fanden sich nördlich Schönberg östlich und südöstlich der Flur „Im Renner“, am Goldberg nördlich Altenhof, nördlich Oberplank südlich des Dötzbaches und gegenüber der Mündung des Tobelbaches, bei der Ruine Klösterl südwestlich Zitternberg, am Alten Mühlweg in Gars und im Graben nordöstlich der Ruine Kamegg (vgl. STEININGER, 1969: A71).

Etwas tiefer liegt das **Terrassenniveau 4** mit Schottern von 20 bis 30 m über dem heutigen Flussniveau, wobei der Großteil der Sedimente zwischen 20 und 25 m über dem Kamp zu finden ist. In der Umgebung von Schönberg sind dies kleine Terrassenreste südlich der Kirche von Schönberg, südöstlich der Flur „Im Renner“, oberhalb eines kleinen Grabens südlich der Bahnbrücke über den Kamp und südwestlich Stiefern in der Flur „Gleißeln“. Auch in Altenhof ist dieses Niveau rund 20 m über dem Fluss in Schotterleisten parallel zur Straße, vor allem zwischen den südlichen Häusern und dem Kamp, entwickelt. Auf dem schmalen Umlaufberg von Gottsdorf, südlich von Plank, liegen diese Schotter westlich des Bahneinschnitts mit der Basis von 21 bis 25 m über dem Fluss. Hier sind möglicherweise zwei Teilniveaus entwickelt, wobei das nördliche in ca. 25 m über dem Fluss vorwiegend aus Kiesen, das ca. 4 m tiefere südliche Niveau hingegen hauptsächlich aus Sanden besteht. Gegenüber der Mündung des Tobelbaches, unterhalb der Terrassenniveaus 5/1 und 5/2 (siehe oben), sind Schotter des Terrassenniveaus 4 in einer kleinen Grube aufgeschlossen, von der sie in den Feldern ca. 160 m gegen Südosten verfolgbar sind. In der Grube (R: 700746, H: 381355) sind kantengerundete Kiese, häufig aus Granulit, von 2 bis 5 cm Durchmesser in gelbbrauner bis rötlichbrauner, sandiger Matrix aufgeschlossen. Daneben findet man Kristallinblöcke bis 30 cm Durchmesser. Am westlichen Ende der Grube ist Glimmerschiefer anstehend, der die Schwelle zum darüber folgenden Terrassenniveau 5/1 bildet. Im Ortsbereich von Gars sind die von STEININGER (1969: A71) beschriebenen Schotter gegenüber der Hauptschule ebenfalls dem Niveau 4 zuzuordnen. Auch kleine Flächen in den alten Weingärten nördlich der Ruine Kamegg und westlich der Haltstelle des Ortes entsprechen diesem Terrassenniveau. In Rosenberg waren nördlich des Bahnhofes in der ehemaligen Sandgrube Grassler (HAAS, 2014) mehr als 10 m mächtige Sande und Feinkiese mit der Basis von ca. 22 bis 26 m über dem Kamp aufgeschlossen. Die darin enthaltene reiche Wirbeltierfauna wurde bereits von STEININGER (1967, 1969) erwähnt. Aufgrund der Pferdereste wurde die Fundstelle von GEYER (1998) in das Mittelpleistozän eingestuft.

Deutlich häufiger sind Vorkommen von Terrassenresten des nächst tiefer liegenden **Terrassenniveaus 3** zwischen 12 und 20 m über dem Kampfluss. Es handelt sich meist um grobe, kantengerundete Schotter von 5 bis 20 cm Durchmesser aus kristallinen Gesteinen, wie Granulit, Amphibolit und verschiedene helle Gneise in sandiger Matrix. Seltener findet man gut gerundete Quarzschotter bis zu 5 cm Durchmesser. In der Umgebung von Schönberg sind dies vor allem große Terrassenreste nordwestlich des Ortes in der Flur „Im Renner“. Die Sedimente der größten, mehr als 400 m langen und bis zu 180 m breiten Terrassenfläche liegen über einem Sockel aus Paragneis 17 bis 19 m über dem Fluss. Am Nordende der Terrassenfläche „Im Renner“ findet man weitere kleine Schotterreste mit der Basis in ca. 12 m und 20 m über dem Kamp.

Kleinere Vorkommen in vergleichbarer Position und Höhe finden sich auch über Sockel aus Amphibolit im Ortsbereich von Schönberg-Neustift und an der Kamptalstraße an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg. Ebenso sind Schotter in den Weingärten am südlichen Ortseingang von Schönberg vor der Abzweigung nach Mollands zu finden.

Zwischen der Hammerschmiede und Stiefern blieben über dem kristallinen Sockel Terrassenschotter des Stiefernbaches 13 bis 16 m über der Talsohle vor allem nördlich des Tales an mehreren Stellen, wie beispielsweise in den Weingärten 500 m östlich der Hammerschmiede, an der Straße nach Thürneustift oder am Beginn der Kellergasse Altneustifterweg erhalten. Auch auf der gegenüberliegenden rechten Talseite sind Terrassenreste in der Böschung am Beginn der Kellergasse Gleißeln in zwei Niveaus in dieser Höhe zu sehen. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus gerundeten bis kantengerundetem Paragneis, Amphibolit und hellem Orthogneis bis 10 cm Durchmesser, selten auch größer.

Weitere Terrassenflächen jeweils 14 bis 16 m über dem Kamp befinden sich in Gottsdorf, auf dem schmalen Umlaufberg südlich von Plank, beiderseits des Bahneinschnitts sowie nördlich von Plank, westlich und östlich der Straße nach Freischling. In Bauaufschlüssen in der neuen Siedlung in Gottsdorf, östlich des Bahneinschnitts, waren schlecht sortierte, kantengerundete Kiese in sandig-siltiger gelbbrauner Matrix und einer basalen Grobblocklage aufgeschlossen. Die Sedimente an der Freischlingerstraße bestehen aus kiesigen Grob- bis Mittelsanden mit eckigen bis kantengerundeten Kristallinkomponenten und gut gerundeten Quarzen.

Nördlich von Oberplank setzt sich an der westlichen Talseite dieses Terrassenniveau 15 bis 18 m über dem Fluss in mehreren 20 bis 60 m breiten, langgezogenen Schotterleisten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches fort. Auch südlich von Oberplank sind über dem Kristallin in der Böschung des Weges zum Planker Umlaufberg Schotter dieses Niveaus feststellbar (vgl. STEININGER, 1969: A71). Unmittelbar nördlich von Oberplank und kurz vor der Dötzbachmündung liegen grobe kantengerundete Schotter, vorwiegend aus kristallinen Gesteinen auf einem Sockel aus Amphibolit. Nördlich des Dötzbaches kann diese Terrasse auf rund 850 m in den Feldern durchgehend weiter verfolgt werden. Hier bilden zuerst auf ca. 400 m Länge Paragneise und dann wieder Amphibolit die kristalline Basis, die danach unter solifluidalen Sedimenten und der tieferen Terrasse N2 verschwindet.

Die von STEININGER (1969: A71) erwähnte dünne Schotterbedeckung auf Kristallin in der ehemaligen Ziegelei von Buchberg würde ebenfalls einem Niveau ca. 16 m über dem Kamp entsprechen, konnte bei dieser Kartierung jedoch nicht mehr gefunden werden.

Bei Zitternberg blieben die Schotter dieses Niveaus auf der orografisch linken Talseite in mehreren Vorkommen erhalten. Sowohl im nordwestlichen Ortsgebiet als auch südwestlich auf den Feldern sind grobe Kiese in sandiger Matrix in einer schmalen Schotterleiste 15 bis 17 m über dem Kamp zu finden (vgl. STEININGER, 1969: A71).

In Thunau befindet sich ein kleines Vorkommen dieser Terrasse etwa 14 m über dem Flussniveau in der Böschung

der Straße zur Ruine Gars-Thunau unterhalb der Gertrudskirche (R: 700125, H: 384130). Schließlich konnte noch auf einer auffallenden Verebnung nordwestlich der Haltestelle von Stallegg eine dünne Schotterbestreu in dieser Höhenlage festgestellt werden.

Schotter des nächst tieferen **Terrassenniveaus N2**, die 8 bis 12 m über dem heutigen Fluss liegen, sind vor allem nördlich von Stiefern, auf dem großen Gleithang nördlich der ehemaligen Ziegelei zu finden. Die unterhalb der Ziegelei auf Paragneis, im Norden auch auf Amphibolit aufliegende Terrasse besteht aus sandigen Kiesen mit sehr groben kantengerundeten Kristallingeröllern (helle Quarze, Aplit) bis 30 cm Durchmesser. Weiter nördlich blieb diese Terrasse als tiefstes Niveau des großen Umlaufberges von Gottsdorf, südlich von Plank, erhalten. Dort wurden die stark sandigen Kiese ehemals für den Ausbau der Kampstalstraße abgebaut, wodurch die Kristallinstufe zum westlich anschließenden höheren Terrassenniveau N3 freigelegt wurde (STEININGER, 1969: A72). Auch im Ortsbereich von Plank, beiderseits der Freischlingerstraße auf Höhe des Sportplatzes, liegen Grob- bis Mittelsande mit Kieskomponenten dieses Terrassenniveaus. Ebenso findet man nördlich von Oberplank, nördlich des Dötzbaches, am orografisch rechten Ufer des Kamp stark sandige, feinkörnige Schotter 8 bis 12 m über dem Fluss. Es ist dort das tiefste von vier Terrassenniveaus, das ca. 400 m nördlich des Dötzbaches einsetzt und nach Nordwesten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches zu verfolgen ist. Schließlich konnten noch bei einer früheren Aufnahme von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a) Schotter in dieser Höhenlage im Ortsgebiet von Gars in einem Bauaufschluss zwischen Altem Mühlweg und Hammerlinggasse dokumentiert werden.

Sedimente des tiefsten **Terrassenniveaus N1** mit Sanden und Kiesen 4 bis 7 m über dem Kamp blieben nördlich von Stiefern, westlich von Zitternberg und in der Umgebung von Kamegg erhalten. Nördlich von Stiefern liegen als tiefstes Niveau kiesige Sande auf dem Gleithang östlich des Hungerfeldes unterhalb der Terrasse N2. In Zitternberg sind entlang der Kampstalstraße über dem Kristallinsockel bis 20 cm große, gut gerundete Schotter in sandiger Matrix aufgeschlossen, die beiderseits des von Osten einmündenden Ortsbaches zu verfolgen sind. Sie sind nicht Bestandteil eines Schwemmkegels, wie bei HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben. Die heute nicht mehr aufgeschlossenen Sedimente der ehemaligen Gemeindegandgrube von Kamegg hinter der Haltestelle der Bahn wurden bereits von STEININGER (1969: A71) detailliert beschrieben. In der Grube waren über einem basalen Blockhorizont plattige Kristallin- und Quarzschotter und kreuzgeschichtete Fein- bis Grobsande mit schluffigen Lagen einzusehen. In der von STEININGER (1969: A71) erwähnten verfallenen Grube am Kampknie westlich von Kamegg war auch bei der neuen Kartierung eine Terrasse mit Sanden und gut gerundeten Geröllern bis 30 cm Durchmesser rund 6 m über dem Fluss zu sehen.

Aufgrund ihrer Höhenlage werden vorläufig die Terrassen N5 (N5/2, N5/1) in das Unterpleistozän, N4, N3 und N2 in das Mittelpleistozän und N1 in das Oberpleistozän eingestuft (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a; HAVLÍČEK, 1996).

Löss, z.T. Lösslehm und Paläoböden (Pleistozän)

So wie in den bisher kartierten Bereichen sind auch in den hier beschriebenen Teilen des Kartenblattes große Flächen mit Löss bzw. Lösslehm bedeckt. Löss wurde als äolisches Sediment vor allem im Windschatten von Kristallinauftragungen an den nach Osten bis Südosten orientierten Hängen großflächig abgelagert.

So findet man den Löss in allen größeren Senken, wie zum Beispiel zwischen Mühlbach und Bösendürnbach, von Diendorf über Olbersdorf bis zum Jungbrunnenbach, aber auch in der Senke östlich von Schönberg, von der Flur „Große Heide“ gegen Süden zum Wolfsgraben.

Löss ist in der Kellergasse von Zemling, südlich der Straße nach Olbersdorf und den dahinter eingetieften Gräben, 5 bis 6 m mächtig aufgeschlossen. Auch in der südlich davon gelegenen ehemaligen Ziegelei (R: 709407, H: 376819) ist bis zu 6 m Löss einzusehen. Darin ist ein interstadialer Schwarzerdeboden (Pedokomplex PK II; Würm 1/2) und darunter ein zweiter Paläoboden aus einer braunlehmartigen Parabraunerde (PK V oder VI; M/R, Holstein) eingeschaltet (SMOLÍKOVÁ, 1997; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1998). Um den Friedhof von Mühlbach ist rötlichbrauner kalkfreier Lehm mit Ca-Ausfällungen verbreitet, der sich im Südosten, hinter einer Aufragung aus Gföhl-Gneis, gegen das Krotental fortsetzt, am Hangfuß aber von Löss abgelöst wird. Es ist anzunehmen, dass es sich hier um einen flächig ausbeißenden Paläoboden handelt. In einer Böschung von neu angelegten Weingärten nordöstlich von Elsarn, südlich der Straße nach Oberholz (R: 707299, H: 374176), blieb in einer Delle über dem Gföhl-Gneis ein dunkelgrauer Paläoboden erhalten, der von Löss und mehr als 2 m mächtigen solifluidalen sandig-lehmigen Ablagerungen sowie Kristallinschutt bedeckt wird. Auch im Wolfsgraben östlich von Schönberg ist Löss bis zu 7 m mächtig anstehend.

Große flächige Verbreitung hat der Löss weiters südwestlich von Freischling (Hochfeld) und südlich von Maiersch (Stoßfeld). In tiefen Seitengräben an der Nordflanke des Fernitzbaches sind 6 bis 10 m mächtige Löss aufgeschlossen, die in einem Graben (R: 703697, H: 380305) zwei kräftige, rotbraune, rund 1,5 m mächtige Paläoböden beinhalten.

Der Graben nördlich der Flur Neubruch, nordöstlich von Plank am Kamp (R: 702778, H: 380629), ist in 8 bis 10 m Löss eingeschnitten. Über dem östlich davon aufragenden Glimmerschiefer (R: 702868, H: 380637) ist ein rotbrauner Paläoboden mit bis zu 10 cm großen Konkretionen im basalen Ca-Horizont zu sehen und nochmals ca. 90 m östlich (R: 702952, H: 380617) findet man im gleichen Graben über rotbraun bis ziegelrot verwittertem Glimmerschiefer wieder Löss mit einem Paläoboden.

Rund 1,2 km südöstlich von Maiersch verläuft der sogenannte „Rote Graben“ größtenteils in intensiv sandig-tonig verwitterten Glimmerschiefern. Im oberen, südlichen Teil des Grabens (R: 703258, H: 381705) liegen über dem Kristallin, auf 50 bis 60 m Länge aufgeschlossen, mindestens 6 m mächtige rotbraune bis ziegelrote Tone als Reste einer tiefgründigen, wahrscheinlich altpleistozänen Verwitterungsdecke. Sie sind hier nur von geringmächtigem Löss bedeckt.

Auch in der Umgebung von Fernitz ist Löss über dem Kristallin (Paragneis, Amphibolit) und den Kiesen der St. Ma-

rein-Freischling-Formation weit verbreitet. So findet man in Weinkellern und Gräben nordöstlich des Ortes mächtige Lössablagerungen. Südöstlich von Fernitz sind nördlich des Tiefenbachtals, in Gräben am Rand des Bitesch-Gneises, 7 bis 15 m Löss aufgeschlossen.

Am umfangreichsten ist die Lössbedeckung im Kampthal, und hier naturgemäß auf den Westflanken des Flusses, obwohl Löss in kleineren Flächen auch immer wieder auf der Ostseite zu Tage tritt. Aufgrund der weiteren Morphologie sind die Lössflächen in den südlichen Bereichen ausgedehnter und werden mit zunehmender Verengung des Tales gegen Norden kleiner und auch weniger häufig. Besonders bis Buchberg ist eine Häufung von Paläoböden festzustellen, wogegen nördlich davon nur mehr sehr wenige fossile Böden auftreten.

Östlich von Buchberg ist in drei ehemaligen Gruben Löss hervorragend aufgeschlossen. Während in der westlichsten Grube (R: 700102, H: 382315) bis zu 8 m homogener Löss ansteht, sind in einer Grube südlich davon (R: 700100, H: 382266) und in der ehemaligen Ziegelei westlich der Haltestelle (R: 700264, H: 382282) Paläoböden eingeschaltet. Besonders die Grube an der Bahn ist hervorzuheben, die mindestens vier rötlichbraune Paläoböden zeigt (HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995; HAVLÍČEK, 1996; VILIM, 2004).

Nordwestlich von Oberplank ist in tiefen Gräben 10 bis 15 m Löss mit mehreren eingeschalteten Paläoböden aufgeschlossen (R: 700754, H: 380378; STEININGER, 1969: A71f.). Auch in Gräben südlich dieses Ortes und in einem ehemaligen Ziegelofen (R: 701343, H: 379708) im westlichsten Teil des Umlaufberges von Plank ist Löss in großer Mächtigkeit einsehbar.

Östlich von Altenhof ist in einer ehemaligen Ziegelgrube (R: 702208, H: 378755) 6 bis 8 m Löss mit hangparallel nach Süden einfallendem rotbraunem Paläoboden aufgeschlossen.

In der Flur Horach, nordöstlich von Stiefern, ist Löss auch auf der Ostseite des Tales verbreitet. Im unteren, westlichen Teil findet man in tiefen Gräben und in einem Hohlweg 6 bis 10 m Löss mit einem Paläoboden (R: 702966, H: 378214) und Bodensedimenten (R: 703083, H: 378203; R: 703120, H: 378142). Im östlichen Teil der Flur Horach, oberhalb einer Kristallinschwelle, reicht der Löss bis in ca. 350 m Seehöhe hinauf. Dieser setzt sich nach Norden, über einen Seitengraben des Tiefenbachtals, in das Brandfeld fort. Im Süden, östlich von Stiefern, ist der Löss im obersten, östlichen Teil des Heimtales (R: 703410, H: 377811) eingeweht.

Besonders weiträumig und mächtig ist Löss auch in der Umgebung von Stiefern westlich des Kamp verbreitet. Hier ist vor allem der Bereich nördlich des Ortes mit der ehemaligen Ziegelei (R: 702488, H: 378108) hervorzuheben, wo zwei kräftige rotbraune Paläoböden im Löss eingeschaltet sind (STEININGER, 1969: A72; REHBERGER, 1988; VERGINIS, 1993a, b; SPRAFKE, 2016). Erste Alterseinschätzungen durch OSL-Datierungen lassen dort eine Einstufung der Löss- und Paläoböden in die MIS 5 bis MIS 7 vermuten (SPRAFKE, 2016). Der untere Paläoboden setzt sich auch nach Süden in Aufschlüssen in der östlichen Kellergasse fort. Auch im Hohlweg des Altneustifterweges, ca. 350 m nordwestlich der Kirche, sind Paläoböden mehrmals im

Löss zu sehen (STEININGER, 1969: A72). Nördlich der Straße nach Thürneustift wurde Löss in mehreren schmalen und flachen, N-S streichenden Dellen zwischen Paragneis und Amphibolit eingeweht. Im Löss waren dort in neu abgeschobenen Weingartenterrassen ebenfalls Paläoböden eingeschaltet (z.B. R: 701625, H: 378065).

Die größte zusammenhängende Lössfläche dehnt sich westlich von Schönberg, rund um Mollands aus. Hier gibt es eine Vielzahl von natürlichen und künstlichen Aufschlüssen in Gräben, Hohlwegen, Weingartenterrassen und Weinkellern. Vor allem südöstlich von Mollands ragen zwischen dem Löss Kuppen aus Paragneis, Glimmerschiefer und Amphibolit auf. Nördlich, westlich und südwestlich des Ortes treten unter dem Löss vereinzelt auch neogene Ablagerungen hervor.

Zahlreiche Paläoböden findet man zwischen Mollands und Schönberg, so beispielsweise mehrere Böden im Löss in der Kellergasse (Gießgraben) nordwestlich des Bahnhofes Schönberg (R: 702793, H: 375653; R: 702629, H: 375799; R: 702357, H: 375976). An der Kampthalstraße, an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg, gegenüber dem Kampwehr (R: 702744, H: 375901), sind im Löss über der kristallinen Basis bzw. über Schottern des Terrassenniveaus 3 zwei etwa 1 m mächtige rotbraune Paläoböden bzw. Bodensedimente auf ca. 250 m Länge zu verfolgen (STEININGER, 1969: A72; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995). Auch im Buchtal, entlang der Straße nach Mollands (R: 702450, H: 375407) und in Seitengräben (R: 702652, H: 375257; R: 702590, H: 375430; R: 702345, H: 375238) sind Paläoböden bzw. Bodensedimente im Löss eingeschaltet. Der Löss in den Einschnitten der Mollandser Straße zeigt in manchen Bereichen bis zu 1 m mächtige, solifluidale, sandig-kiesige, eben geschichtete Einschaltungen. In einem Keller an der Mollandser Straße (KG Schönberg, Parz. 137, R: 702611, H: 375386) wurden in derartigen solifluidalen Sedimenten Knochenreste eines Mammutkadavers im Verband gefunden (FLADERER & TUZAR, 1999).

In der Senke nördlich der Mollandser Straße ist an einer Weingartenböschung (R: 702059, H: 375443) über aufragenden Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation ein 1 bis 1,5 m mächtiger Paläobodenkomplex mit großen Ca-Konkretionen und Ca-Schlieren aufgeschlossen. Dieser wird nach oben von solifluidalen sandig-kiesigen Silten und danach Löss überlagert (STEININGER, 1969: A73; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995).

Auch in den ca. 10 m mächtigen homogenen Lössen im ehemaligen Ziegelofen am Ende des Ziegelofenweges (R: 702595, H: 375011) ist im oberen Profilteil ein heller, braungrauer fossiler Boden erkennbar. Zwei etwas kräftigere, graubraune bzw. rotbraune Böden sind in dem Hohlweg südlich des Ziegelofens aufgeschlossen (R: 702641, H: 374835; R: 702626, H: 374818).

Eine weitere Häufung von Paläoböden im Löss befindet sich an der Westflanke des Fahnbachtals, in den Ortsgebieten von Oberreith und Unterreith. Westlich des alten Ziegelofens von Oberreith liegt im Hof des Hauses Reith 82 über Paragneis ein rotbrauner Paläoboden, der von 2 bis 3 m Löss bedeckt wird (R: 699376, H: 376124). Ein weiterer rotbrauner fossiler Boden befindet sich weiter südöstlich in einem Graben westlich von Oberreith (R: 699740, H: 375871). Im Raum Unterreith wurden Paläo-

böden in einem schmalen Graben nordwestlich der Kapelle (R: 700336, H: 374890), vor allem aber in den Weingärten nördlich des Amaißtales (z.B. R: 700625, H: 374430; R: 700057, H: 374128) gefunden. Südlich von Unterreith sind westlich des Fahnbaches bis zu 15 m mächtige Löss mit einer reichen Malakofauna anstehend (R: 700775, H: 374233).

Auf der Ostseite des Kamp, im Bereich von Schönberg-Neustift, liegt Löss über einem rund 20 m hohen durchgehenden Sockel aus Amphibolit und reicht hangaufwärts in manchen Bereichen bis auf 260 m Seehöhe. Mehrere Gräben sind in dem Löss bis zu 12 m tief eingeschnitten, wo immer wieder Einschaltungen aus Kristallinschutt im Löss zu erkennen sind. Gegen Süden nimmt oberflächennah der Schuttanteil generell stark zu und es ist ein Übergang in solifluidale Sedimente festzustellen.

Hangschutt (Pleistozän–Holozän) wurde auf den Steilhängen in manchen Bereichen des Kamptales festgestellt, wie zum Beispiel südlich von Buchberg, südlich der Ruine Schimmelsprung oder südlich von Stallegg. Hangschutt ist in diesem Abschnitt des Kamptales eher selten und kleinräumig, da hier vorwiegend kleinstückig verwitternde Gesteine wie Paragneise und Migmatite vorkommen. Er tritt daher vor allem im Hangfußbereich von grobblockig verwitternden Gesteinen wie Amphibolit oder Orthogneisen auf.

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente (Pleistozän–Holozän) sind am Hangfuß entlang des Kamp zwischen Stallegg und Rosenberg sehr verbreitet. Man findet sie vor allem an Gleithängen im Anschluss an flache Lösshänge, wo sie schmale, lang gestreckte und flussparallele Sedimentkörper entlang des Kamp bilden. Sie bestehen meist aus siltig-sandigen Sedimenten, die aus dem Löss umgelagert wurden. Auch im Bereich von Zemling und Mühlbach sind entlang des Jungbrunnenbaches und Gscheinzbaches Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente häufig, ebenso wie in den Senken zwischen Mühlbach und Bösendürnbach und im Ortsgebiet von Olbersdorf.

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente in Kristallinnähe oder in Nähe von Kies- und Sandablagerungen führen zusätzlich Kristallinkomponenten bzw. höhere Anteile von Kies und Sand. Diese Sedimente findet man in allen Seitengräben des Kamp und anderer größerer Bäche, wo sie entweder entlang der Bäche schmale Leisten bilden oder im Oberlauf flache Dellen füllen. Weiters bilden sie den Übergangsbereich zwischen kristallinen Gesteinen und Lössflächen, wo in geschichteten solifluidalen lehmig-sandigen Sedimenten Lagen und Linsen mit Kristallinkomponenten eingeschaltet sind.

Auch auf dem Rücken zwischen Gars, Zaingrub und Mold säumen sie die Aufragungen der Migmatite und Paragneise, ebenso wie die hoch gelegenen Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub.

Schwemmfächer (Pleistozän–Holozän) findet man vor allem entlang des Kamp und an größeren Bächen am Ausgang von einmündenden Gräben. Bei der Kartierung konnte festgestellt werden, dass in dem engeren Talabschnitt zwischen Rosenberg und Plank nur wenige kleine Schwemmfächer entwickelt sind. Dagegen sind südlich von Plank, in dem etwas breiteren Talabschnitt um

Altenhof, Stiefern und Schönberg, Schwemmfächer deutlich häufiger anzutreffen und zum Teil auch deutlich größer. Hervorzuheben sind hier die Schwemmfächer aus dem Heimtal in Stiefern und aus dem Buchtal und dem Gießgraben in Schönberg sowie aus den Gräben an der orografisch linken Seite des Kamptales zwischen Schönberg und Schönberg-Neustift. Auch in größeren Seitengräben, wie beispielsweise dem Stiefernbach, sind kleinere Schwemmfächer zu finden. Ebenso sind Schwemmfächer entlang des Dienbaches, zwischen Diendorf am Walde und Bösendürnbach häufiger.

Vernässungen (Holozän) sind im kartierten Gebiet selten. Ein großes Vernässungsgebiet befindet sich über miozänen Tonen im Bereich des verlandeten Teiches im Ort See. Umfangreiche Vernässungen sind weiters am nördlichen Ende der Senke nordwestlich von Mold, südlich bis westlich des Götzenbigls, im Bereich einer Wasserscheide der Gerinne zum Sacherbach nach Süden und zur Taffe nach Westen.

Fluviatile Sedimente (Holozän) bilden die Talböden des Kamp und sämtlicher in diesen mündenden Bächen. Sie bestehen vorwiegend aus Kiesen und Sanden in einer sandig-siltigen Matrix. Die Grobkomponenten sind überwiegend kantengerundet und bestehen meist aus Quarz, Quarzit, Aplit, Gföhl-Gneis, Migmatit und Amphibolit sowie untergeordnet auch aus quarzreichen Paragneisen.

Anthropogene Ablagerungen (Holozän) finden sich größtenteils im Kamptal, wobei es sich vor allem um Dämme von Straßen und der Kamptalbahn, diverse Anschüttungen im Bereich der Bahnhöfe oder in Betriebsgebieten (z.B. am östlichen Ortsrand von Gars) sowie kleinere Deponien handelt.

Literatur

- BACON, C. (1927): Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **37/3–6**, 126–172, Wien.
- BECKE, F. (1915): Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Neue Folge, **33**, 351–355, Wien.
- BENINGER, E. (1962): Der mittelalterliche Mahlsteinbruch von Altenhof im Kamptal. – *Unsere Heimat*, **33**, 13–16, Wien.
- CZJZEK, J. (1853): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. – *Beilage zu Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **7**, 77 S., Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2016): Bericht 2014 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 225–229, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2020): Bericht 2018 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen im südlichen Moravikum auf Blatt 21 Horn. – *Bericht an die Geologische Bundesanstalt*, 6 S., Salzburg.
- FLADERER, F.A. & TUZAR, J.M. (1999): Ein Mammut-Verbandfund bei Schönberg am Kamp, Niederösterreich. – *Fundberichte aus Österreich*, **37** (Bericht zu den Ausgrabungen des Vereins ASINOE in den Projektjahren 1997 und 1998), 421–424, Wien.
- FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1974/4**, A37–A42, Wien.

- FRIESINGER, H. & FRIESINGER, I. (1991): Ein Vierteljahrhundert Grabungen in Thunau/Gars am Kamp. – *Archäologie Österreichs*, **2/1**, 6–22, Wien.
- FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1968/3**, A23–A25, Wien.
- FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1969/3**, A25–A28, Wien.
- FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970/5**, A26–A27, Wien.
- FUCHS, G. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971/4**, A32–A34, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1979/1**, A70–A71, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GEYER, I. (1998): Neue Pflanzreste aus alt- bis mittelpaläozänen Fundstellen in Niederösterreich. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 54 S., Wien.
- GRILL, R. (1937): Die Handbohrung von Ober Ravelsbach: ihre weitere und engere geologische Umgebung. – Unveröffentlichter Bericht an die Rohoel-Gewinnungs A.G., 5 S., 3 Beilagen, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09786-R]
- GRILL, R. (1974): Bericht über ergänzende Begehungen auf den Blättern Mautern (37) und Krems an der Donau (38). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1974/4**, A53–A55, Wien.
- GRILL, R. (1978): Blatt 38, Krems. Bericht 1977 über weitere ergänzende Begehungen auf Blatt 38, Krems. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1978/1**, A54–A55, Wien.
- HAAS, H. (2014): Alltagszenen (4) Der Sandscheich. – *Gemeindezeitung Rosenberg-Mold aktuell*, **2014/3–6**, 10–12, Rosenberg-Mold.
- HAVLÍČEK, P. (1996): Lower Austria: Buchberg am Kamp. – In: HAVLÍČEK, P. & TYRÁČEK, J. (Eds.): *Circumalpine Quaternary Correlations. Southern Moravia-Lower Austria: Field Trip & Meeting, September 30–October 4, 1996*, 129–135, Prague.
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995a): Bericht 1994 über die Aufnahme bedeutender quartärgeologischer Lokalitäten im Kampal auf Blatt 21 Horn. – *Aufnahmebericht*, 11 S., 21 Kt., 6 Anl., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10495-RA/21/1994]
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995b): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär des Kampales auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/3**, 481–482, Wien.
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1998): Bericht 1996 über quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141/3**, 327–328, Wien.
- HEINRICH, M. (Red.) mit Beiträgen von ATZENHOFER, B., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., KLEIN, P., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., UNTERSWEIG, T., VACHEK, M. & WIMMER-FREY, I. (2007–2008): Geologische Detailkarte des Weinbaugebietes Kampal 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte und Dokumentation, Geologische Bundesanstalt im Auftrag vom Weinkomitee Kampal, Karte: 25 Blatt, CD mit Dokumentation und Übersichtskarte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 20069-km]
- HEUSER, D. (2020): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbad auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 451–456, Wien.
- HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineralogy and Petrology*, **60**, 267–287, Wien.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Unveröffentlichte Dissertation an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, 144 S., Wien.
- HOLÁSEK, O. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153/1–4**, 367–368, Wien.
- KÖLBL, F. (1928): Eine geologisch-paläontologische Skizze der Horner Bucht (Schluß). – *Schola Hornana*, **1928/3** (Beilage) = 56. Jahres-Bericht des Bundes-Real- und Obergymnasiums in Horn und der zweiklassigen Handelsschule (mit Öffentlichkeitsrecht) für Knaben und Mädchen des Vereins „Handelsschule“ in Horn über das Schuljahr 1927/28 (1928), 68 S., Horn.
- LAHN, E. (1937): Die Schurfbohrung Ober-Ravelsbach (bei Maisau) N.Oe. – Unveröffentlichter Bericht, KW Archiv der Geologischen Bundesanstalt, 5 S., Wien.
- LECHNER, K. (1953): Bericht 1952 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1953/1**, A81–A85, Wien.
- LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F. (2021): Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **161**, 161–164, Wien.
- MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (2003): Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **197**, 263–291, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00469-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00469-3)
- 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.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M. & ROETZEL, R. (2004): Taphonomy and sequence stratigraphy of spectacular shell accumulations from the type stratum of the Central Paratethys stage Eggenburgian (Lower Miocene, NE Austria). – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **246**, 69–88, Frankfurt am Main.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., STEININGER, F. & ROETZEL, R. (2005): RCMNS 2005. Excursion C: Miocene of the Eastern Alpine Foredeep – The Bohemian Massive Southeastern Margin. – 53 S., Naturhistorisches Museum Wien – Geologisch Paläontologische Abteilung, Wien.
- MARCHET, A. (1919): Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, Abteilung I*, **128**, 215–291, Wien.
- MONTAG, O. & HÖCK, V. (1993): Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite des Waldviertels. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **138**, 131–141, Wien.

- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **103/2**, 50–80, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2015): Depositional environment and provenance analyses of the Zöbing Formation (Upper Carboniferous-Lower Permian), Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/2**, 245–276, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2015.0025>
- NEHYBA, S., ROETZEL, R. & MAŠTERA, L. (2012): Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovic Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the post-Variscan collapse basins. – *Geologica Carpathica*, **63/5**, 365–382, Bratislava.
- REHBERGER, S.A. (1988): Physiogeographische Untersuchungen des unteren Kamptales. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Grund- und Integrativwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, 5 + 108 S., 4 Beilagen (Karten), Wien.
- ROETZEL, R. (2017): Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157/1–4**, 317–328, Wien.
- ROETZEL, R., BATÍK, P., CÍCHA, I., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., NOVÁK, Z., PÁLENSKÝ, P., ROETZEL, R., RUDOLSKÝ, J., RŮŽIČKA, M., STRÁNÍK, Z., ŠVÁBENICKÁ, L., VŮJTA, M., HOFMANN, T. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1998): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 22 Hollabrunn. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROLLE, F. (1859): Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **36/13–16**, 37–84, 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. (1995): Bericht 1994 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/3**, 565, Wien.
- SMOLÍKOVÁ, L. (1997): Bericht 1996 über mikromorphologische und stratigraphische Bearbeitung quartärer Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 353–354, Wien.
- SPRAKKE, T. (2016): Löss in Niederösterreich: Archiv quartärer Klima- und Landschaftsveränderungen. – Dissertation, Universität Würzburg, XVIII + 253 S., Würzburg (University Press).
- STEININGER, F. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Horner Beckens auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1967/3**, A45–A47, Wien.
- STEININGER, F. (1968): Bericht 1967 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1968/3**, A60–A61, Wien.
- STEININGER, F. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1969/3**, A69–A73, Wien.
- STEININGER, F. (1971): Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). – In: STEININGER, F. & SENEŠ, J.: *M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus*. – *Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **2**, 104–167, Bratislava.
- STEININGER, F. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1976/1**, A67–A70, Wien.
- STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P. & PILLER, W.E. (1991): Obernholz, Sandgrube Hammerschmid. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D.: *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken*, 76–80, Wien (Österreichische Paläontologische Gesellschaft).
- Suess, E. (1866): Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. 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. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **11**, 71–128, Wien.
- TOTH, G. (1950): Zur Kenntnis des österreichischen Miozäns. (Nachgelassene Notizen). I. Zur Kenntnis der Schichten von Molt. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **57**, 163–167, Wien.
- VASICEK, W. (1991). Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – 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, 98–101, Wien.
- VERGINIS, S. (1993a): Paläoböden und Klimaschwankungen während des Jungpleistozäns am Beispiel des Profils Stiefen, NÖ. – *Griechische Geographische Gesellschaft, Band B*, 242–251, Athen.
- VERGINIS, S. (1993b): Lößakkumulation und Paläoböden als Indikatoren für Klimaschwankungen während des Paläolithikums (Pleistozän). – In: NEUGEBAUER-MARESC, C. (Hrsg.): *Altsteinzeit im Osten Österreichs*. – *Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich*, **95/96/97**, 13–30, St. Pölten–Wien.
- VILIM, P. (2004): Sedimentologische Untersuchungen am Lössprofil Buchberg am Kamp. – In: PETICZKA, R. (Hrsg.): *Beiträge zur Quartärforschung und Landschaftsökologie, Gedenkschrift zum 60. Geburtstag von Spyridon Verginis*, 33–39, Wien.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **72**, 183–204, Wien.

Bericht 2019–2020 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone und im Helvetikum auf Blatt 68 Kirchdorf an der Kreams

STJEPAN ČORIĆ

In der Rhenodanubischen Flyschzone und den eingeschuppten helvetischen Sedimenten fanden in 2019/2020 zahlreiche Begehungen zwischen Steyr im Osten (anschließend an das Kartierungsgebiet von BRAUNSTINGL, 1986) und der westlichen Blattgrenze zu Blatt 67 Grünau im Almtal statt.

Die Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) wurde als eine breite Zone im Süden der Rhenodanubischen Flyschzone auskartiert. Es handelt sich um eine Abfolge aus hellgrauen, gelegentlich bis über 2 m mächtigen Mergelbänken (Abschnitt „d“ der Bouma-Abfolge) und zwischengelagerten turbiditischen Kalksandsteinbänken. Diese Zone kann von Seebach im Südwesten, über Heindlmühle bis Wurzerbauern und Obergrünburg im Nordosten verfolgt werden und schließt an die von BRAUNSTINGL (1986) östlich von Steyr auskartierte Kalkgraben-Formation an. Die biostratigrafische Einstufung in das Campanium (UC14b–UC16, BURNETT, 1998; CC18–CC23, SISINGH, 1977) erfolgte durch das regelmäßige Auftreten von *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Micula staurophora* etc. In Proben aus den Gräben zwischen Pernzell und Rohregg (nördlich Großer Landsberg) konnten dazu noch folgende Arten bestimmt werden: *Uniplanarius trifidus*, *Uniplanarius sissinghii* und *Uniplanarius gothicus*. Dadurch konnte die Einstufung in diesem Gebiet auf das Obercampanium (UC15d–UC16; CC21–CC23) eingeschränkt werden.

Ein weiteres Vorkommen von „Zementmergelserie“ konnte zwischen Hausmanning und Schauberg, nördlich Kirchdorf an der Kreams, auskartiert werden. In steilen Gräben sind nach S–SE einfallende, graue Kalkmergel, Mergel und Kalksandsteine mit Fallwinkeln von 45° bis 60° aufgeschlossen. Die Abfolge ist durch das häufige Auftreten von Spurenfossilien (*Helminthoida*) charakterisiert.

Die Gliederung der **Altlenzbach-Formation** in Subformationen (nach EGGER, 1995) erfolgte aufgrund der beobachteten lithologischen Merkmale im Gelände und biostratigrafischen Bestimmungen, basierend auf kalkigem Nannoplankton.

Mittel- bis grobkörnige, hellglimmerreiche, bis drei Meter mächtige Sandsteinbänke der **Rossgaben-Subformation** konnten zwischen Reitersberger und Windhag auskartiert werden. Seltene Mergellagen enthalten eine kalkige Nannoflora, die eine Einstufung in das untere Maastrichtium (UC17/UC18; CC24) erlaubt (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus gorkae*, *Reinhardtites levis* etc.).

In Gräben westlich Lauterbach konnten mehrere kleinere Aufschlüsse mit grauen Kalkmergeln und harten Siltstein- bis feinkörnigen Sandsteinlagen der **Ahornleiten-Subfor-**

mation aufgenommen werden. Die Kalkmergel enthalten eine reiche Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Reinhardtites levis* etc. und können so in das tiefere Maastrichtium (UC18; obere CC24) eingestuft werden. Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse konnte in diesem Teil des Kartierungsgebietes jedoch keine flächige Unterteilung der Altlenzbach-Formation in ihre Subformationen durchgeführt werden.

Sedimente der **Acharting-Subformation** konnten in mehreren Bereichen auskartiert werden. Im nördlichen Teil des Blattes treten die Maastrichtium- und Paläozänanteile der Acharting-Subformation auf. Zwischen Nußbach im Westen und Waldneukirchen im Osten treten in mehreren Gräben überwiegend harte, mittelbankige Silt- und Sandsteine mit weichen, grauen Ton- und Mergellagen auf. Aufgrund von reichen Nannofossil-Vergesellschaftungen konnten diese Sedimente in das höhere Maastrichtium (UC20; CC25b–CC26) mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus* etc., eingestuft werden. Paläozäne Anteile der Acharting-Subformation konnten im Norden des Blattes in mehreren Gräben von Kleinpöller bis nach Waldneukirchen als schmale, ca. 5 km lange und bis 100 m breite Zone verfolgt werden. Diese SW–NE verlaufende Zone zeigt nach Südosten gerichtete Fallwinkel von 45° im Graben östlich Emsenhub und von 75° nach Süden bei Kleinpöller. Südlich Waldneukirchen (R: 519242, H: 317175) wurde ein 1,50 m hoher Aufschluss mit dunkelgrauem Ton, hellgrauem Mergel und bis zu 6 cm mächtigen, eben laminierten Feinsandsteinlagen beprobt. Die hellgrauen Mergel enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Biantholithus sparsus*, *Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus* und *Cyclagelosphaera alta*. Durch diese Vergesellschaftung konnten die untersuchten Sedimente in mittleres Danium (Nannoplanktonzone NP3; MARTINI, 1971) eingestuft werden. Parallel zu dieser Zone und ca. 200 m südlich derselben (etwas 700 m südöstlich Böglmühle) wurde ein weiteres Vorkommen von paläozänen, grauen Mergeln mit verkohlten Pflanzenresten auskartiert. Diese Mergel enthalten eine reiche Nannoflora (*Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*) und konnten ebenso ins Danium (NP3) eingestuft werden.

Östlich Abgfasterbach wurde auch ein kleines Vorkommen von Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit *Chiasmolithus bidens*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia robusta*, *Heliolithus kleinpellii*, *Sphenolithus moriformis* und *Toweius eminens* auskartiert, wodurch die Einstufung in oberstes Selandium/unterstes Thanetium (NP6) erfolgt.

Als räumlich größtes **Helvetikumsvorkommen** auf Blatt Kirchdorf an der Kreams wurde von MAURER (1971) ein ca. 10 km langes, E–W streichendes „Helvetikumfenster“ (das „Helvetikum von Nußbach“) von Nußbach im Westen bis Südwesten von Untergrünburg auskartiert. Durch die Neukartierung stellte sich heraus, dass dieses „Helvetikumfenster“ als drei parallele Zonen bzw. Schuppen auskartiert werden kann. Die nördlichste Zone verläuft von Nußbach im Westen, über die südlichen Seitenbäche des Sulzbachs (südlich von Großpöller und Barteder) in Richtung Osten bis nach Sankt Nikola, wo es in nordöstliche

Richtung einschwenkt und damit dem allgemeinen Streichen der Flyschsedimente folgt. Die Breite dieser Zone beträgt 100–120 m. Rötliche Mergel südlich Großpöller enthalten Nannofossilien mit *Broinsonia parca* subsp. *parca*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta* und *Eiffellithus eximius*, wodurch sich die Einstufung in das Campanium (Nannoplanktonzonen UC14b–UC15d) ergibt.

Knapp südlich dieses Vorkommens konnte nordwestlich Schimpfhuber eine weitere, bis 80 m breite Zone mit grauen Mergeln auskartiert werden. Der Verlauf dieses ca. 1 km langen Helvetikumvorkommens zeigt, parallel zu dem Vorkommen im Norden, ein Einschwenken aus W–E-Richtung gegen Nordosten. Die untersuchten Proben enthalten eine kalkige Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ceratolithoides brevicorniculans*, *Lithraphidites carniolensis* etc., wodurch eine Einstufung in das Maastrichtium (UC18/UC20) möglich ist.

Eine dritte Schuppe mit helvetischen Sedimenten im Bereich des „Helvetikumfensters“ im Sinne von MAURER (1971) südwestlich Untergrünburg wurde bereits nachgewiesen, die flächige Auskartierung ist jedoch noch unständig.

Ein kleines Vorkommen von **Anthering-Formation** befindet sich in einem kleinen Graben im nordwestlichen Teil des Blattes zwischen Strienzing und Maier im Hag (R: 507372, H: 314290). Hellbraune Mergel enthalten eine

reiche kalkige Nannoflora mit *Blackites herculesii*, *Chiasmolithus grandis*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster binodosus*, *Ellipsolithus macellus*, *Sphenolithus radians* und *Tribrachiatulus orthostylus* und kann damit in das Ypresium (NP11) eingestuft werden.

Literatur

BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.

BURNETT, J.A. (1998). Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. – British Micropalaeontological Society Publication Series, 132–199, London.

EGGER, J. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenz-Formation und Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785, Roma.

MAURER, H. (1971): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **64**, 137–172, Wien.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **65/1**, 37–65, Den Haag.

Blatt 98 Liezen

Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen der Deckenscholle der Hallstätter Zone in der Dachstein-Decke im Gebiet der Wurzeralm (Spital am Phyrn) auf Blatt 98 Liezen

MADITHA KURZ

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der im Osten liegende Kartenabschnitt des ÖK 50-Kartenblattes 98 Liezen wurde zuletzt 1989 von Franz Ottner im Rahmen seiner Dissertation kartiert (OTTNER, 1990). Seine geologische Interpretation basiert auf dem Modell der jurassischen Gleittektonik. Die neuen strukturgeologischen Untersuchungen stellen dieses Modell in Frage und interpretieren die Kartierung und die Profile mit der syn-sedimentären Entwicklung eines evaporitischen Diapirs. Aufgrund der Besonderheit der scheinbaren synklinalen Position des Haselgebirges (Oberperm) innerhalb der Dachstein-Decke wurde dieses Gebiet im Sommer 2020 neu strukturell kartiert. Das Gebiet erstreckt sich von Nord nach Süd über eine Länge von 7 km (Profil 1) und von West nach Ost über eine Länge von 3 km (Profil 2). Somit umfasst das Arbeitsgebiet eine Fläche von 21 km² und befindet sich als Teil des Juvavischen Deckensystems am östlichen Rand der Dachstein-Decke des Ostalpins. Nach der Interpretation von OTTNER (1990) gehören die Gesteine zu einer Hallstätter Deckenscholle, welche auf der Dachstein-Decke in einer synklinalen Position liegt.

Das Gebiet liegt in den Nördlichen Kalkalpen und wird durch die folgenden Punkte begrenzt: Am nördlichen Rand durch die Rote Wand (1.872 m) und den Mitterberg (1.695 m), im Osten durch die Stubwiesenwipfel (1.786 m), das Schwarzeck (1.537 m) und die Standseilbahn der Wurzeralm (1.400 m), im Süden durch den Brunstein (1.281 m), den Gschwandgraben (1.234 m) sowie die Hintersteiner Alm (1.029 m) und schließlich im Westen durch das Losegg (Jagdhütte, 1.500 m), die Dachsteinkalkwand (1.500 m) oberhalb der Hasneralm (1.285 m) sowie das Frauenkar (1.850 m) und den Brunsteiner See (1.430 m).

Lithostratigraphische Einheiten

Die Bezeichnung der lithostratigraphischen Einheiten wurde von OTTNER (1990) übernommen. Die stratigraphisch tiefsten Einheiten der Hallstätter Deckenscholle (Wurzer Deckenscholle in OTTNER, 1990) bildet das Haselgebirge und die Werfen-Formation (Oberperm bis Untertrias). Diese überlagern die obertriassische Dachsteinkalk-Formation, den unterjurassischen Hierlatzkalk und den Klauskalk sowie die oberjurassische Ruhpolding-Formation, welche sich in Kieselkalk (im Süden) und Radiolarit (im Norden des Arbeitsgebietes) untergliedert. OTTNER (1990) ordnet, basierend auf biostratigraphischen Untersuchungen, den Radiolarit der Ruhpolding-Formation zu, behandelt jedoch den Kieselkalk als eigenständige Formation, obwohl Radiolarit und Kieselkalk demselben Bildungsalter zugeordnet werden können. Die vorliegenden Geländebeobachtungen

lassen keine eindeutige Trennung dieser beiden Lithologien zu, weshalb Radiolarit und Kieselkalk beide der Ruhpolding-Formation zugeordnet werden. Die Ruhpolding-Formation liegt diskordant auf dem Dachsteinkalk und dem Hierlatzkalk und bildet isolierte Zehnermeter große Schollen auf dem Haselgebirge. Die stratigrafisch jüngsten Einheiten im Arbeitsgebiet sind die Oberalm-Formation und der Plassenkalk (MOSER et al., 2013–2014).

Strukturgeologische Beobachtungen

Die im Folgenden angegebenen Aufschlusskoordinaten beziehen sich auf das UTM-System Zone 33.

Dachsteinkalk

Der das zentrale Arbeitsgebiet umrahmende, gebankte Dachsteinkalk ist bis auf lokale spröde Störungen mit geringen Versatzweiten von wenigen Metern und Schichtflächen-parallelen Drucklösungen gering deformiert. Generell zeigt die Bankung des Dachsteinkalks ein flaches Einfallen, das gegen das zentrale Haselgebirge steiler wird und somit eine nach allen Seiten geschlossene Synklinale bildet (Rim-Syncline). Innerhalb der Bankung gibt es Lofler-Zyklotheme (Abfolgen des Typs A–C; FISCHER, 1964). Die Typ C-Lagen sind reich an Megalodonten. In den stratigrafisch jüngeren Anteilen des Dachsteinkalks (Aufschluss 1011; N 5274216, E 446433) gibt es mit roten, jurassischen, brekziösen Sedimenten verfüllte Karstspalten. Der Kontakt zum überlagernden Hierlatzkalk ist sedimentär. Im Süden des Arbeitsgebietes (Aufschluss 1008, N 5273901, E 446244) ist der Dachsteinkalk durch spröde Deformationsprozesse geringfügig überprägt. Spröde Harnische zeigen eine NW–SE-Verkürzung, die von einer späteren dextralen Seitenverschiebung überprägt worden sind. Die Kinematik der dextralen Seitenverschiebung ist durch synthetische Riedel-Scherflächen belegt.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Die Ruhpolding-Formation ist strukturell im Liegenden und im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossen. Abgesehen von dünnen Lagen-parallelen Brekzien, welche als syn-sedimentär interpretiert werden, ist die Ruhpolding-Formation im Liegenden des Haselgebirges undeformiert. Die im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossene Ruhpolding-Formation ist durch zahlreiche syn-sedimentäre Rutschfalten (slumps) charakterisiert. In den Aufschlüssen 1001 (N 5274463, E 445704) und 1045 (N 5274674, E 446104) sind syn-sedimentäre Flanking Structures zu beobachten, die durch Versatz an einer Gleitfläche und Schleppung des Lagenbaus entstanden sind. Im Osten des Arbeitsgebietes, bei den Aufschlüssen 1020 (N 5274863, E 446891) und 1040 (N 5275050, E 447292) liegt der flach einfallende Lagenbau der Ruhpolding-Formation strukturell unter dem stratigrafisch älteren Haselgebirge. Im Liegenden der Oberalm-Formation beim Aufschluss 1027 (N 5275810, E 446113) ist die Ruhpolding-Formation offen mit einer Wellenlänge von ca. 2 m und einer Amplitude von 0,5–1 m aufrecht verfalltet. Die Faltenachse fällt flach gegen Nordosten ein (052/10). Der eine Schenkel fällt steil in Richtung Nordwesten und der andere steil Richtung Südosten ein. Im Norden des Arbeitsgebietes im Liegenden der Oberalm-Formation

im Aufschluss 1033 (N 5276760, E 446117) ist die Ruhpolding-Formation ebenso in eine offene, aufrechte Faltung mit Wellenlängen von ca. 2,5 m und Amplituden von < 0,5 m deformiert.

Haselgebirge

Das Haselgebirge hinterlässt aufgrund seiner Fähigkeit zu verkarsten ein starkes geomorphologisches Signal in Form von zahlreichen Gipsdolin, welche besonders gut aus dem vegetationsbereinigten Laserscan zu kartieren sind. Das Haselgebirge, vor allem Gips, ist duktil geschert, verfalltet und hat eine penetrative Foliation mit einer Streckungslineation. Im Aufschluss 1007 (N 5274779, E 445657) ist das Haselgebirge an einer über 50 m hohen und 400 m langen Wand aufgeschlossen. Isoklinalfalten mit Zehnermeter großen Amplituden und Achsenebenen, die parallel zur mylonitischen Foliation sind, besitzen Faltenachsen, welche subparallel zur N–S verlaufenden Streckungslineation sind. Schersinnindikatoren wie Tonklasten mit sigmoidaler Form oder Winged Inclusions zeigen eindeutig eine Fließbewegung des Haselgebirges nach Süden an. Auch im Aufschluss 1003 (N 5274526, E 446007), 1043 (N 5275459, E 445548) und 1036 (N 5276737, E 445305) belegen duktile monokline Strukturen, wie z.B. SC/SCC' Gefüge, Quarter Folds und Sheath Folds ein generelles Fließen des Haselgebirges nach Süden.

Werfen-Formation

Die Werfen-Formation ist im Arbeitsgebiet nur in stark verwitterter Form zu beobachten. Sedimentäre Schichtflächen sind kaum anstehend erhalten. Die stark verwitterte Werfen-Formation kann man durch Bildung von roten Böden erkennen, wo Bruchstücke mit bis Millimeter großen detritären Hellglimmern auf den Schichtflächen erhalten sind.

Oberalm-Formation

Die hellen, an dunklen Hornsteinen reichen Kalke der Oberalm-Formation (N 5276570, E 446230) bilden im zentralen Arbeitsgebiet die anstehenden Felswände, unter welchen sich nach Südosten hunderte Meter lange Schutthänge gebildet haben. Interessant ist die topografische Position der Oberalm-Formation, die als Beckenfazies auf gleicher topografischer Höhe aufgeschlossen ist, wie die im Norden gelegenen, gleich alten Flachwasserkalke des Plassenkalks, wobei zwischen den beiden Vorkommen keine Störungen mit größerem Versatz vorhanden sind.

Raumorientierung des sedimentären Lagenbaus der lithostratigrafischen Einheiten

Die Messungen der Raumorientierung vom sedimentären Lagenbau der lithostratigrafischen Einheiten im Arbeitsgebiet wurden durch die Messungen von OTTNER (1990) ergänzt. Die Messungen zeigen, dass die Streichrichtungen ringförmig um das zentrale Haselgebirge angeordnet sind, wobei der Einfallswinkel gegen das Haselgebirge hin größer wird (Rim-Syncline). Den äußersten Ring bildet der Dachsteinkalk, gefolgt von der Ruhpolding-Formation mit dem allochthonen Haselgebirgskörper und den diesen überlagernden Einheiten im Zentrum

Evaporitkörper und Werfen-Formation

Haselgebirge und Werfen-Formation

Die duktile Foliation des Haselgebirges ist durch die isoklinalen Fließfaltungen und Sheath Folds extrem variabel. Die Streckungslineation in den Gipsmyloniten und kinematische Indikatoren jedoch zeigten eine konsistent nach Süden gerichtete Fließrichtung an. Im Süden des Arbeitsgebietes (ehem. Gipsabbau Knauf) fällt die Foliation flach gegen Norden ein sowie im Südwesten flach gegen Nordosten. Im Westen ist die Raumorientierung der Foliation steileinfallend gegen Nordosten und im Nordwesten steil gegen Südosten. Im nördlichsten Gipsaufschluss (Gscheidriedel) fällt der Gips flach gegen Südosten ein, ebenso wie am westlichen Rand des Haselgebirges.

Evaporitkörper unterlagernde Formationen

Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk hat eine gut ausgebildete, meterdicke, sedimentäre Bankung, welche generell von Schichtparallelen Stylolithen begrenzt ist. Die Bankung des im Süden gelegenen Dachsteinkalks (mit Rabensteinkogel und Brunstein) fällt flach in Richtung Nordosten unter das im Zentrum gelegene Haselgebirge ein. Im Norden (oberhalb der Roten Wand) fällt der Dachsteinkalk in Richtung Süden ein und im Osten (Schwarzeck, Höllgraben) Richtung Südwesten. Im Westen (oberhalb des Brunsteiner Kars) fällt der Dachsteinkalk Richtung Südosten ein.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Auch die Streichrichtungen des sedimentären Lagenbaus in der Ruhpolding-Formation sind um das zentrale Haselgebirge ringförmig angeordnet. Im Süden (Hintersteinalm) fällt die Ruhpolding-Formation flach in Richtung NNW ein. Im Norden (Mitterberg) fallen die Schichten mittelsteil gegen Südwesten ein. Im Westen (Gscheidriedel) und im Osten (untere Gameringalm) liegt diese Formation nur in Form von isolierten Körpern auf dem Haselgebirge.

Evaporitkörper überlagernde Formationen

Werfen-Formation

Die Raumlage der sedimentären Schichtung der Werfen-Formation kann nur an Aufschlüssen im Süden des Untersuchungsgebietes beobachtet werden. Dort fällt der Lagenbau in Richtung Süden bis Südwesten im deutlichen Gegensatz zur Foliation in den liegenden Gipsen des Haselgebirges, welche in nördliche Richtung einfällt.

Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation (Gscheidriedel) fällt mit 50° in Richtung Nordwesten und versteilt sich nach Osten hin auf bis zu 80°.

Ruhpolding-Formation

Östlich der Allgäu-Formation, auf dem Gscheidriedel, folgte die das Haselgebirge überlagernde Ruhpolding-Formation. Diese wurde syn-sedimentär verfaultet und von der Oberalm-Formation überlagert. Die Ruhpolding-Formation fällt dort in Richtung Südosten ein. Weiter im Osten des Arbeitsgebietes fallen die Schichten steil Richtung Südwesten unter die Oberalm-Formation ein. Eine im Süden inmitten des ehemaligen Gipsabbaus Knauf liegende Kieselkalkscholle der Ruhpolding-Formation fällt in Richtung Norden ein.

Oberalm-Formation

Die verfaultete Oberalm-Formation fällt im Mittel steil Richtung Südwesten ein. Die Raumorientierung der Falten konnte wegen der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden. Aufgrund der nur lokalen Verbreitung innerhalb der Schichtung wird die Entstehung dieser Falten mit syn-sedimentären Prozessen erklärt. Gegen Norden des Arbeitsgebietes wird der Einfallswinkel steil (70–80°). Am östlichen Rand des Arbeitsgebietes fallen die Schichten mit 50°–60° gegen Süden. Im Süden des Gebietes liegen kleinere isolierte Schollen von Oberalm-Formation dem Haselgebirge auf und fallen gegen Südosten steil ein.

Plassenkalk

Die Raumorientierung der Basis des Plassenkalks im Norden des Arbeitsgebietes wurde aus den Strukturlinien in der geologischen Karte (Kartenblattes ÖK 50, Blatt 98 Liezen) konstruiert, wobei diese flach in südliche Richtung einfällt.

Tektonische Interpretation

Gleittektonik Modell

OTTNER (1990) interpretierte seine strukturellen Daten in diesem Arbeitsgebiet mit dem Modell der jurassischen Gleittektonik. Schon früher wurde diese Theorie einer Fremdherkunft der Deckscholle von HAHN (1913) aufgestellt. Auch TOLLMANN (1985) und LEIN (1987) verwendeten Mechanismen der Gleittektonik als Erklärung für Schichtlücken, die Auflagerung von älteren auf jüngeren Schichtgliedern und das benachbarte Vorkommen von ursprünglich entfernten Faziesräumen ohne tektonische Grenzen in Form von Überschiebungen oder Seitenverschiebungen mit den dazugehörigen Störungsgesteinen. OTTNER (1990) interpretierte seine geologische Kartierung mit großräumigen Gleitschollen, die im Oxfordium von südlicher Richtung in ein Becken eingeglitten sind. Für die gravitativen Bewegungen wurde eine flache Topografie angenommen.

Die folgenden Punkte unterstützen ein gleittektonisches Modell (OTTNER, 1990):

- Die Deckscholle des Hallstätter Faziesraums glitt in ein tiefes Radiolarit/Kieselkalk-Sedimentbecken ein und wurde dabei auch intern deformiert.
- Das Vorkommen von Gleitfalten.
- Brekzien, die als Produkt des gravitativen Prozesses interpretiert wurden.
- Gradierte, brekziöse Horizonte und Turbidite im unterlagernden Gestein (Ruhpolding-Formation).

Salztektonik Modell

Prozesse der Salztektonik sind in den Kalkalpen mehrfach vermutet worden. Ein mobiles Haselgebirge zeigen schon die Profile von z.B. TOLLMANN (1976) oder MANDL (2000). Salztektonik und syn-sedimentärer Diapirismus auf Basis moderner mechanischer Prinzipien wurden in den Kalkalpen für das Gebiet östlich der Weyerer Bögen (GRANADO et al., 2018) und für Hallstatt (FERNANDEZ et al., 2020) vorgeschlagen. Die Modelle basieren auf physikalischen Prozessen, welche Gravitation, Druckgradienten und die

Rheologie von Evaporiten berücksichtigen. Die Evaporite beginnen sich auch oberflächennahe duktil zu deformieren, wenn:

- die überlagernden Sedimente eine unterschiedliche Mächtigkeit haben und somit einen Druckgradienten auf die Evaporite ausüben (pressure head gradient);
- der Evaporitkörper (auch bei konstant mächtiger Überlagerung) aus der horizontalen Lage gebracht wird und aufgrund der Volumenkraft ein Druckgradient entsteht (elevation head gradient).

Mit zunehmender Überlagerungsmächtigkeit und Kompaktion der Sedimente verstärkten sich auch gravitative Instabilitäten.

Folgende Punkte unterstützen eine salttektonische Interpretation und das Vorhandensein eines Diapirs im Arbeitsgebiet:

- Die Raumlagen des Dachsteinkalks und der Ruhpolding-Formation bilden um das zentrale Haselgebirge eine ringförmige Struktur. Solche Rim-Synclines sind typisch für Diapire (HUDEC & JACKSON, 2007), welche durch Volumsdifferenzen in der Tiefe durch den aufsteigenden Diapir ein Einsinken der umgebenden Schichten bewirken.
- Bis auf lokale syn-sedimentäre Falten mit Amplituden und Wellenlängen im Meterbereich fehlen Strukturen, die das Eingleiten eines größeren Sedimentkörpers oder Olisthostrome anzeigen. Die lagengebundenen syn-sedimentären Falten stehen in keinem Zusammenhang mit Olistholithen, sondern zeigen lokale gravitative Instabilitäten an, welche in der Nähe eines aufsteigenden Diapirs zu erwarten sind.
- Syn-sedimentäre Brekzien in den verschiedenen stratigrafischen Horizonten (z.B. Rofanbrekzie, syn-sedimentäre Brekzien im Dachsteinkalk, Ruhpolding- und Werfen-Formation) zeigen gravitativ instabile Sedimentationsbedingungen in der Trias und im Jura an. Syn-sedimentäre Brekzien in verschiedenen stratigrafischen Niveaus sind typischerweise in der Umgebung von aufsteigenden Diapiren zu finden (HUDEC & JACKSON, 2007).
- Oberalm-Formation, Dachsteinkalk und Plassenkalk liegen im Untersuchungsgebiet auf einer ähnlichen topografischen Höhe. Markante tektonische Kontakte oder Seitenverschiebungen mit signifikantem Versatz wurden zwischen diesen Vorkommen nicht beobachtet. Das Absinken stratigrafisch jüngerer Formationen kann mit dem Kollaps eines zuvor aufgestiegenen Salzdiapirs erklärt werden, bedingt durch Lösungsprozesse im Salz.
- Die zahlreichen kinematischen Indikatoren im duktilen Haselgebirge zeigen im ganzen Untersuchungsgebiet eindeutig eine Fließrichtung nach Süden, die sich nicht durch die alpine Deckentektonik erklären lässt.

Konzeptuelles Modell der Evolution des Diapirs

Das Haselgebirge wurde im Oberperm und die Werfen-Formation in der Untertrias abgelagert. Die Sedimentation des Dachsteinkalks erfolgte während der Obertrias in einem Lagunenbereich. In Folge von Extension durch die Bildung des Meliata-Ozeans hat das Haselgebirge, das sich durch Verkippung (elevation head gradient) und/oder durch differentiellen Auflastdruck (pressure head gradient) mobil verhält, bereits in der Trias begonnen, diapirische Strukturen zu entwickeln. Die Ablagerung des Dachsteinkalks erfolgte dann an den Flanken des syn-sedimentär aufsteigenden Diapirs. Im Unterjura lagerte sich der Hierlatzkalk diskonform in einem Becken auf dem zuvor verkarsteten Dachsteinkalk ab. Über dem Diapir sedimentierte die Allgäu-Formation. Wenn die verfalteten Teile der Ruhpolding-Formation, welche das Haselgebirge überlagerten, über die Gesamtfläche des Diapirs restauriert werden, kann man die mit dem Haselgebirge überlagerte Fläche komplett bedecken. Die Tatsache, dass der unterlagernde Kieselkalk der Ruhpolding-Formation nicht deformiert ist, deutet darauf hin, dass die auflagernde Ruhpolding-Formation direkt auf dem Dach des Diapirs abgelagert wurde. In Folge des Aufstiegs des Diapirs und der damit verbundenen Subsidenz der umgebenden Sedimente bildete sich um den Diapir eine synklinalförmige Depression (Rim-Syncline). Der Diapir wurde durch die einsetzende Krustenverkürzung reaktiviert und floss vermutlich Ende des Kimmeridgiums an seinen Flanken in südliche Richtung aus. In der topografischen Hochzone über dem Diapir kam es im Norden des Arbeitsgebietes zur Ablagerung des Plassenkalks (Seichtwasserfazies), während im südlicheren Becken die Oberalm-Formation (Beckenfazies) abgelagert wurde. In Folge der Auflast und durch Lösungsprozesse kam es zum Kollaps des Diapirs, wodurch der Plassenkalk, Oberalm-Formation und Dachsteinkalk auf eine ähnliche topografische Höhe gebracht wurden.

Die salttektonische Interpretation hilft viele geologische Beobachtungen im Arbeitsgebiet zu erklären und steht im Gegensatz zu Modellen, welche auf einer großräumigen jurassischen Gleittektonik fundieren. Daher wird die Existenz eines Wurzeralm-Diapirs vorgeschlagen.

Literatur

- FERNÁNDEZ, O., HABERMÜLLER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hooked on salt: Rethinking Alpine tectonics in Hallstatt (Eastern Alps, Austria). – *Geology*, **49**/3, 325–329, Boulder.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic, Symposium on cyclic sedimentation. – *Kansas State Geological Survey Bulletin*, **169**, 107–149, Kansas.
- GRANADO, P., ROCA, E., STRAUSS, P., PELZ, K. & MUÑOZ, J.A. (2018): Structural styles in fold-and-thrust belts involving early salt structures: The Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **47**/1, 51–54, Boulder.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, 2. Teil. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **6**, 451, Wien.
- HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2007): Terra infirma: Understanding salt tectonics. – *Earth-Science Reviews*, **82**/1–2, 1–28, Amsterdam.
- LEIN, R. (1987): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Phyrn-Passes. – *O.Ö. Geonachrichten*, **2**, 22, Linz.

MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan Shelf: examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 61–77, Wien.

MOSER, M., PAVLIK, W. & OTTNER, F. (2013–2014): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 48 Vöcklabruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **36**, 101–145, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen – Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien.

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

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

CHRISTOPH IGLSEDER & BENJAMIN HUET

Einleitung

Im Zuge der Neukartierung des Kartenblattes GK121 Neukirchen am Großvenediger wurde in den Jahren 2015 bis 2019 der Anteil der subpenninischen und penninischen Einheiten des nordwestlichen Tauernfensters aufgenommen und neukartiert.

Dieser Bericht präsentiert die Kartierungsergebnisse der zwei Teilgebiete, welche in der äußersten Südost- (Kartierungsgebiet Habach) und Südwestecke (Kartierungsgebiet Königsleiten) des Kartenblattes liegen. Es wird zuerst die Festgesteinsgeologie vom Liegenden zum Hangenden beschrieben, dann auf strukturgeologische Beobachtungen bzw. die tektonischen Lagerungsverhältnisse eingegangen. Anschließend werden die quartären Ablagerungen sowie geomorphologische Phänomene behandelt. Neue, im Rahmen der begleitenden Grundlagenforschung gewonnene analytische Daten und Neuinterpretationen werden am Ende dieses Berichtes erläutert.

Die kartierten Gebiete sind flächenmäßig klein (ca. 6,5 km²), ihre Bearbeitung war jedoch durch die geologische Mannigfaltigkeit und bislang teilweise fehlende Basisnomenklatur für lithostratigrafische und tektonische Einheiten im nordwestlichen Tauernfenster eine interessante Herausforderung.

Kartierungsgebiet Habach

Das Kartierungsgebiet Habach (Südostecke des Kartenblattes 121, ca. 2,5 km²) befindet sich südlich des Salzachtals, am Ausgang des Habachtals, zwischen den Ortschaften Kohlhäusl, Schönbach und Haus im Westen bzw. den Ortschaften Habach und Einöden im Osten. Die Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind aufgrund der quartären Bedeckung mit Talalluvionen,

Schwemmkegeln, Eisrandablagerungen und Grundmoräne spärlich. Am Hang südöstlich der Ortschaft Habach wurden trotz großflächiger Bedeckung mit Eisrandablagerungen und Grundmoräne entlang von Forststraßen und Wegen gute Aufschlüsse gefunden.

Peitingalm-Komplex

Das Kartierungsgebiet Habach wird gänzlich von Gesteinen des Peitingalm-Komplexes (PESTAL, 2015) aufgebaut. Im Liegenden ist hellgrauer, meist massiger Orthogneis aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um ein Biotit und Muskovit führendes, quarz-feldspatreiches, teilweise mylonitisches Gestein mit bis zu 5 mm großem Feldspat, vorwiegend aber Plagioklas-Porphyrroklasten. Auffallend ist das teils gehäufte Auftreten von schieferungsparallelen und verfalteten Lagen von Quarzmobilisat. Manchmal ist chloritreicher, feinkörniger Glimmerschiefer in Wechselagerung zu beobachten. Das Hangende wird von teils karbonatischem und phyllitischem Glimmerschiefer, mit untergeordnet Metaarkose- und unreinen Quarzitlagen aufgebaut. Meist sind diese feinkörnigen Gesteine grünlich im Erscheinungsbild, deutlich geschiefert, hellglimmerreich und führen Chlorit. In den karbonatischen Bereichen sind Lagen von unreinem Kalzitmarmor im Zentimeterbereich beobachtbar. Zu erwähnen ist, dass die auf den Nachbarblättern GK122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) und GK151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) beschriebenen, dunklen „Habachphyllite“ sowie Chlorit-Epidotgneise im Arbeitsgebiet nicht gefunden wurden.

Die teils mylonitischen Schieferungsflächen der Gesteine des Peitingalm-Komplexes fallen in den liegenden Bereichen steil Richtung Nordosten, in den hangenden Bereichen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein. Die Gesteine sind stark verfaultet und durch enge, mehr oder weniger E–W streichende Faltenachsen, mit mittelsteil bis steil nach NNE und SSE einfallenden Achsenflächen charakterisierbar. Tektonisch werden die Gesteine des Peitingalm-Komplexes der Habach-Decke des Venediger-Deckensystems im Subpenninikum zugeordnet (modifiziert nach PESTAL, 2015).

Quartäre Ablagerungen (Habach)

Im Zuge der Aufnahme wurde versucht, die Grenze zwischen Eisrandablagerung am Hangfuß und Grundmoräne am Hang abzutrennen. Dabei wurde zwischen mehr schluff- und oft feinsandbetonter Grundmoräne und mehr sand-kiesbetontem Sediment der Eisrandablagerungen unterschieden. Durch die Lage des Kartierungsgebietes nahe dem Talboden wurde häufig eine Vermischung mit angularem bis gerundetem Lokalschutt (Orthogneis, Glimmerschiefer, Quarzit) beobachtet. Auffallend ist das gehäufte Vorkommen von meist mehreren Kubikdezimeter großen erratischen Blöcken von Zentralgneis vom Hangfuß bis in die Hanglagen. Große Areale werden von teils mächtigen Schwemmfächern, Schwemm- und Murkegeln des Aschbaches, Schönbaches und Habaches eingenommen, welche Fluss-, Auen- und Überschwemmungsablagerungen des Salzachtales bedecken und überlagern.

Kartierungsgebiet Königsleiten

Das Kartierungsgebiet Königsleiten (Südwestecke des Kartenblattes 121, ca. 4 km²) befindet sich westlich der Salzach und südlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m). Es umfasst von West nach Ost die Larmachalm, den Larmerbach, die Leitenalm, die Bruckeckalm, das Edelweißhaus sowie den Nordteil vom Almdorf Königsleiten bis zur Salzachbrücke (1.436 m). Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind entlang von Bacheinschnitten (z.B. Larmerbach) und Bergrücken vorhanden, nur südwestlich des Gipfels Königsleiten sowie südwestlich des Salzachtales sind größere Areale durch Grundmoräne und Moränenstreu bedeckt. Der südliche Bereich des Kartierungsgebietes wird vorwiegend von Einheiten des Subpenninikums und Penninikums im nordwestlichen Tauernfenster aufgebaut, während im nördlichen Bereich des Kartierungsgebietes ausschließlich Gesteine des Oberostalpins auftreten.

Wustkogel-Formation

Die liegendste Einheit im Kartierungsgebiet Königsleiten wird von Gesteinen der Wustkogel-Formation (PESTAL et al., 2009; PESTAL, 2015 und Referenzen darin) gebildet. Diese formen einen ca. 3,5 km langen und 150–500 m breiten Körper, der aus Metarhyolith, unreinem Quarzit sowie untergeordnet Metatuffbrekzie besteht. Die Gesteine variieren abhängig vom Deformationsgrad in ihrem Aussehen und Mineralbestand. Die weißlich-grau-grünlichen, selten rötlichen, rhyolithischen Gesteine haben eine gut ausgebildete mylonitische Schieferung. Meist sind sie verfault und zeigen eine, sich im Zehnermeterbereich ändernde Wechsellagerung von quarz-feldspatreichen, oft porphyroklastischen Partien mit gut geschieferten, chloritreichen, eisenhydroxid-hellglimmerreichen Bereichen. Deutlich ist anhand von Quarz- und Feldspat-Porphyroklasten die porphyrische vulkanische Textur der Gesteine erkennbar. Die Porphyroklasten zeigen manchmal grünliche bis rosa Färbung und sind in Millimeter- bis Zentimetergröße ausgebildet. Im Bereich des Larmerbaches wurden bis zu 7 cm große, mylonitisch überprägte Quarzkomponenten beobachtet. Häufig ist das Auftreten von schieferungsparallelen Quarzmobilisatlagen, sowie Quarzadern, die sowohl normal zur mylonitischen Streckungslineation, als auch ent-

lang von Achsenflächen ausgeprägt sind. Am Oberlauf des Baches, nordwestlich vom Almdorf Königsleiten, konnte ein Gestein mit bis zu 8 cm großen, eckigen, violett-grünlichen Schiefer- sowie Quarz-Komponenten aufgefunden werden, welches als Metatuffbrekzie interpretiert wird. Am Forstweg zum Gasthof Larmachalm und entlang des Larmerbaches ist das Vorkommen von weißlich-grau-grünlichem, serizitreichem, manchmal rötlich-orangem, eisenhydroxidreichem, unreinem Quarzit beobachtbar. Auch dieser ist, vergleichbar dem grobkörnigen Metarhyolith, mylonitisch überprägt sowie stark verfault und führt meist Quarzporphyroklasten in Millimetergröße. Auffallend sind Einschaltungen von dezimetermächtigem Serizit-Phyllit- und rötlich-violetten Tonschieferlagen in den hangenden Bereichen der Einheit, welche auf eine tektonische Verschuppung mit Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe zurückführbar sein könnten.

Charakteristisch für die Gesteine der Wustkogel-Formation ist ein Einfallen der mylonitischen Schieferungsflächen meist flach bis mittelsteil Richtung N(N)E und ein großräumiger Faltenbau. Eine erste Faltengeneration wird von duktilen Isoklinalfalten mit (W)NW–(E)SE streichenden, meist mittelsteil nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach NE-Richtungen einfallenden Achsenflächen gebildet. Diese wird von spröduktilen, meist offenen Kinkfalten, mit ca. N–S streichenden Faltenachsen und steil nach Südosten und Nordwesten einfallenden Achsenflächen überprägt. Dabei entstandene Falteninterferenzmuster konnten als „Type 1“ (GRASEMANN et al., 2004) interpretiert werden. Sowohl an der Nordgrenze als auch an der überkippten Südgrenze ist das Auftreten von bis zu 30 m mächtigen Kataklasthorizonten beobachtbar (Larmerbach, Graben der Larmachalm, Bach nordwestlich Almdorf Königsleiten). Diesen kommt, bezüglich der tektonischen Abtrennung dieser Einheit, eine besondere Bedeutung zu. Es handelt sich um meist kohäsionslosen, seltener kohäsiven Kataklastit aus Metarhyolith. Innerhalb des Kataklastits und in seinem Nahbereich auftretende, dynamisch rekristallisierte, mylonitische Quarzlagen deuten auf eine Bildung im spröduktilen Übergangsbereich hin. Tektonisch wird die Wustkogel-Formation in die Tettensjoch-Decke (modifiziert nach FRISCH, 1968, 1974 und THIELE, 1974) des Modereck-Deckensystems gestellt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Die Deckengrenzen sind durch markante Bewegungshorizonte (Mylonit und Kataklastit) mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

Seidlwinkl-Formation

Über der Wustkogel-Formation der Tettensjoch-Decke folgen ganz im Süden des Kartierungsgebietes die Gesteine der Seidlwinkl-Formation (PESTAL et al., 2009 und Referenzen darin), welche auf dem Kartenblatt nur einen sehr kleinen, etwa 700 m² großen Bereich einnehmen. Sie bestehen aus grau-weißlich-blau gebändertem Dolomitmarmor. Dieser ist verfault und teils stark zerklüftet. Auffallend ist der Reichtum an Kalzitadern. Der Dolomitmarmor wird überlagert von dunkelgrauem, unreinem, hellglimmerreichem Kalzitmarmor. Dieser ist meist verfault und mylonitisch überprägt, wechsellagernd mit Partien von statisch rekristallisierten, gröberen Bereichen und Serizit-Phyllitlagen. Südlich der Leitenalm ist am Forstweg eine Einlage-

rung von ca. 4 m mächtigem, mylonitischem Dolomitmarmor aufgeschlossen, der auch teilweise in E–W-Richtung gestreckte Boudins mit grobkörnig rekristallisiertem Kalzit in den Zwischenräumen bildet. Erwähnenswert ist das häufige Auftreten von Eisenhydroxid-Ausfällungen und grobkörnigen Kalzitadern. Aufgrund von paläontologischen Vergleichsuntersuchungen und dabei identifizierten Fossilien (KRISTAN-TOLLMANN, 1961; KLEBERGER et al., 1981 und Referenzen darin) werden diese Lithologien zeitlich in die Mittel- und Obertrias eingestuft.

Die mylonitischen Schieferungsflächen der karbonatischen Gesteine fallen aufgrund der offenen Verfallung mit (W)NW–(E)SE streichenden, flach nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach (W)NW einfallenden Achsenflächen mittelsteil sowohl Richtung N(E) als auch Richtung SW ein. Tektonisch wird die Seidlwinkl-Formation zur Nösslachwand-Decke (modifiziert nach FRISCH, 1968, 1974 und THIELE, 1974) des Modereck-Deckensystems gezählt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Größere Anteile dieser Einheiten finden sich auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt GK151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979). Die nördliche Deckengrenze zu Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) wird durch mittelsteil Richtung N(E) einfallende Schieferungsflächen mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura

In das Hangende folgen die „Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura“, einer Einheit, die von Kalk- und Dolomitmarmor aufgebaut ist. Diese Einheit bildet meist exotische Blöcke (Olistolithe) und/oder tektonisch beanspruchte, gestreckte Karbonatzüge innerhalb der mengenmäßig vorherrschenden „Bündnerschiefer“ der Nordrahmen- und Matri-Zone (PESTAL et al., 2009 und Referenzen darin). Makroskopisch sind diese Marmore ähnlich den Gesteinen der Seidlwinkl-Formation. Im Zuge von detaillierter Kartierungsarbeit konnte der Dolomitmarmor anhand der gelblichen Bänderung, der Kalzitmarmor anhand seiner Reinheit, Grobkörnigkeit und Bänderung unterschieden werden. Letztere ist zum Teil mit karbonatischer Metabrekzie vergesellschaftet. Leider ist im Arbeitsgebiet kein direkter Kontakt zu Gesteinen der Seidlwinkl-Formation aufgeschlossen bzw. immer durch Gesteine der Bündnerschiefer-Gruppe voneinander getrennt. Dolomitmarmor wurde selten im Bereich des unteren Bachlaufes nordwestlich Almdorf Königsleiten und ein kleines Vorkommen 500 m westsüdwestlich des Gasthofs Larmachalm aufgefunden. Diese weiß-dunkelgrau-gelblich gebänderten Gesteine sind meist unrein und massig ausgeprägt, hellglimmerreich und reich an Kalzit- und Quarzadern. Auffallend ist die an der Grenze zur unterlagernden Wustkogel-Formation aufgeschlossene, teilweise kataklastische Überprägung. In Bereichen mit Serizitlagen ist der Dolomitmarmor mylonitisch geschiefert und auf den Schieferungsflächen ist Talk ausgebildet, ein metamorphes Mineral, das typisch für Quarz führenden Dolomitmarmor ist. Selten sind in massigeren Bereichen entlang von Klüften Kupfervererzungen (Malachit, Azurit) beobachtbar. Der Kalzitmarmor tritt vor allem im Bereich der Königsleitenbahn, 250 m nordwestlich der Edelweißhütte, als 200 m mächtiges Gesteinspaket um das Almdorf

Königsleiten, als schmaler Zug um die Larmachalm sowie im oberen Bereich des Larmerbaches auf. Er ist meist mittelkörnig, rein, mylonitisch und variiert im Aussehen von hellgrau-dunkelgrau bis zu weißlich-grau gebänderten Typen. Die vorher erwähnte karbonatische Metabrekzie („Richbergkogelbrekzie“ nach DIETIKER, 1938) tritt als meist dunkelgrauer, manchmal hellgrau gebänderter, bis 10 m mächtiger, unreiner Kalzitmarmor in den hangenden Bereichen der „Karbonatgesteine“ auf. Auffallend sind hier bis zu 4 m mächtige Bereiche mit brekzierten Dolomitlagen und -komponenten. In stark mylonitisierten Lagen bilden sie Dolomitporphyroklasten bis zu mehreren Zentimetern Größe, welche von einer feinkörnigen kalzitischen Matrix umflossen werden. Häufig sind diese Gesteine Grafit führend, reich an Quarz-Serizitlagen und Kalzitadern. Im Bachlauf etwa 170 m westlich der Larmachalm kann im direkten Verband mit der karbonatischen Metabrekzie ein grauer, unreiner Kalzitmarmor mit dunklen Knauern beobachtet werden, in dem von DIETIKER (1938) Bruchstücke von Echinodermen nachgewiesen und von ihm zeitlich in das Rhätium–Unterjura (Lias) eingestuft wurden.

Bündnerschiefer-Gruppe

Direkt im Hangenden der Marmore und Metabrekzie folgt eine metasedimentäre Abfolge von dunkelgrauem bis hell-grünlich-grau-violett Kalkschiefer sowie karbonatischem Chlorit-Serizit-Phyllit. Immer wieder sind Kalzitmarmor- und Quarzlagen zwischengelagert, die meist mylonitisch überprägt sind und manchmal eisenreiche Lagen bilden. Häufig sind die Vorkommen von Grafit-schiefer bis Grafitphyllit, welche reich an Kalzitadern sind und im Bereich des Larmerbaches bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen. Erwähnenswert sind meist in den liegenden Bereichen dieser Einheit auftretende Einschaltungen von unreinen, weißlichen, selten grünlichen Quarzitlagen, die als Metaradiolarit interpretiert werden. Diese sind mylonitisiert, stark verfaltet und führen auf den Schieferungsflächen Serizit. Immer wieder konnten in Verbindung mit unreinem Quarzit metermächtige Serpentinlinsen und Lagen von Talkschiefer beobachtet werden (Bach westlich Gasthof Larmachalm, Larmerbach). Diese Assoziation erlaubt Rückschlüsse auf eine Ablagerung des Radiolarits im Bereich des Ozeanbodens. Ebenfalls im Verband mit Quarzit ist im Larmerbach ca. 220 m nordwestlich der Larmachalm eine etwa 2 m mächtige Lage grafitischen, dunklen Phyllits hervorzuheben, welcher in glimmerreichen Lagen dunkelgrau-schwarze, bis 2 mm große Knoten führt, die als Chloritoid interpretiert werden.

Diese Lithologien werden der Bündnerschiefer-Gruppe (PESTAL, 2015 und Referenzen darin) zugeordnet und gemeinsam mit den unterlagernden Marmoren tektonisch zur Gerlos-Zone (modifiziert nach KARL & SCHMIDEGG, 1964, 1979; SCHMID et al., 2013) im Matri-Nordrahmenzone-Deckensystem der Oberen Penninischen Decken gezählt. Die Gesteine zeigen ein mittelsteiles Einfallen der Schieferungsflächen Richtung Nordwesten bzw. Nordosten und selten Richtung Südwesten und Westen. Vergleichbar den Gesteinen des Subpenninikums ist in den karbonatischen Gesteinen und Phylliten des Penninikums eine großräumige Faltenstruktur kartierbar. Eine erste Generation von duktilen E–W streichenden Faltenachsen, mit steilen, meist nach N(W) einfallenden Achsenflächen, wird von spröde-duktilen, häufig offenen Kinkfalten, mit N–S streichenden Faltenachsen und nach NE bzw. SE einfallenden

Achsenflächen überprägt. Auffallend sind vor allem in der Bündnerschiefer-Gruppe beobachtbare teils konjugierte nach (N)W und (S)E einfallende spröd(-duktile) Scherklüfte, Harnische und Scherbänder, die meist eine E–W-Dehnung und selten sinistrale, manchmal auch dextrale Seitenverschiebungen anzeigen. Generell sind die Gesteine der Gerlos-Zone im Arbeitsgebiet durch teils (ultra-)mylonitische Scherzonen stark tektonisch beansprucht, wobei eine Zunahme der Deformation zu den Deckengrenzen hin erkennbar ist. Besonders im hangendsten Anteil der Bündnerschiefer-Gruppe ist im Nahbereich der Grenze zum Oberostalpin ein mehrere Zehnermeter mächtiger Kataklasthorizont aufgeschlossen, der Karbonat führende von vorwiegend Karbonat freien Gesteinen trennt.

Müllachgeier-Komplex

Die hangendste Einheit des Kartierungsgebietes wird von Gesteinen des Müllachgeier-Komplexes (HUET et al., 2020) aufgebaut. Dieser führt vorwiegend Quarzphyllit, Quarzit und untergeordnet Phyllit. Auffallend ist die noch teilweise Erhaltung von Sedimentstrukturen (Gradierung) und massige, hämatitreiche Lagen. Am Kontakt zu den unterlagernden karbonatischen Gesteinen und Schiefeln der Gerlos-Zone ist, wie schon vorher beschrieben, teils Zehnermeter mächtiger, kohäsiver Kataklastit aus Quarzphyllit aufgeschlossen. Im Kataklastit ist ein planares Gefüge mit steil nach Nordosten einfallenden Flächen ausgebildet. Etwa 130 m südsüdöstlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m) sind in frischen Aufschlüssen auf den Schieferungsflächen bis 2 mm große dunkle Knauern erkennbar, die unter dem Mikroskop als stark retrograd überprägter, chloritisierter Granat identifiziert werden konnten. Diese Gesteine zeigen, dass der Metamorphosehöhepunkt wahrscheinlich die obere Grünschieferfazies erreichte. Ähnliche Hinweise liefern metermächtige Lagen von Chloritoid-Schiefer etwa 550 m ostsüdöstlich des Gipfels Königsleiten. Der Chloritoid ist deutlich auf den Schieferungsflächen in Form mm-großer, teils idiomorpher, stahlblau-glänzender Kristalle erkennbar.

Die Schieferungsflächen des Müllachgeier-Komplexes fallen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein und im Gegensatz zu den umliegenden Einheiten sind relativ einfache Faltenstrukturen beobachtbar. Isoklinalfalten mit NNE–SSW streichenden, flach nach NNE abtauchenden Faltenachsen und durch die Hauptschieferung gebildete, flach nach NE einfallende Achsenflächen bilden eine erste Generation. Diese wird von Kinkfalten mit mehr oder weniger E–W streichenden, flachen Faltenachsen mit mittelsteilen bis steilen, nach Süden bzw. Norden einfallenden Achsenflächen überprägt. Diese zeigt auf den Schieferungsflächen eine deutliche Krenulationslineation mit Verzweigungen. Tektonisch liegen die Gesteine des Müllachgeier-Komplexes in der Königsleiten-Decke, die als Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems interpretiert wird (HUET et al., 2019).

Quartäre Ablagerungen und geomorphologische Phänomene (Königsleiten)

Im Arbeitsgebiet ist lokal Grundmoräne in Form von Moränenstreu nordwestlich der Larmachalm sowie im Bereich östlich der Leitenalm kartierbar. Besonders erwähnenswert sind quartäre Ablagerungen westlich der Salzach bzw. nordwestlich und südlich der Salzachbrücke (Kote

1.436 m). Hier konnten, ca. 100 m westnordwestlich der Salzachbrücke, an frischen Aufschlüssen feine, lakustrine, matrixgestützte Sedimente mit Dropstones beobachtet werden, welche von 1–10 cm mächtigen Anmoorlagen mit Torf und Baumrinde überlagert werden. Diese Situation wird als vermutlich holozäne, lakustrine Abfolge im Rückstaubereich infolge von Massenbewegungen interpretiert. Etwas weiter nordwestlich kann eine Abfolge von Eisrandablagerungen mit lokalen, steil einfallenden Deltaschüttungen beobachtet werden, welche von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben überlagert wird. Letztere wurde in der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial abgelagert.

Das Kartierungsgebiet liegt im oberen Bereich von initialen (Haupt-)Abrisskanten und Zerrgräben der „postglazialen Gleitung Königsleiten“ (ZISCHINSKY, 1970), die im Zuge der Errichtung des Stauraumes „Speicher Durlassboden“ ingenieurgeologisch bearbeitet wurde. Im Zuge der Kartierung wurden nach Starkregenereignissen deutliche, frische Abrisse mit bis zu 5 m Versatz, vor allem südwestlich der Larmachalm, beobachtet. Generell handelt es sich hier um eine tiefgreifende Großstruktur, die sich teilweise in parallel zur Abrisskante umknickenden, WNW–ESE streichenden Bachläufen (südwestlich Larmachalm, Larmerbach, nordwestlich Almdorf Königsleiten) widerspiegelt. In teils noch nicht durch Schutzbauten abgesicherten Bachläufen nordwestlich Almdorf Königsleiten ist die Ansammlung einer erheblichen Menge von Lockermaterial (Phyllit, Kataklastit, Moränenmaterial) beobachtbar. Diese stellen, nicht zuletzt für die intensive touristische Nutzung, ein erhebliches Risikopotenzial für Muren dar. Nördlich des Aufnahmegebietes sind bei der Bruckeckalm bzw. südöstlich des Bruckecks (2.144 m) deutliche, teilweise aktive Massenbewegungen in Form von tiefgreifenden Gleitungen und Sturzprozessen beobachtbar.

Begleitende Grundlagenforschung und Neuinterpretationen

Zur Bestimmung und besseren Charakterisierung der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten wurden im Rahmen der Kartierung, neben der strukturgeologischen Bearbeitung, detaillierte geochronologische und thermometrische Untersuchungen durchgeführt.

Mit U-Pb LA-ICPMS Altern an Zirkonen wurde die erste zeitliche Einordnung von rhyolithischen Gesteinen der Wustkogel-Formation (Tettensjoch-Decke) in das Cisuralium (274 Ma; Perm) gezeigt, welche diese als das älteste nachgewiesene, stratigrafische Glied dieser Einheit ausweist. Im Gegensatz zu vergleichbaren synsedimentären, permischen Gesteinen im Subpenninikum weiter westlich (SÖLLNER et al., 1991; VESELA et al., 2010) zeigt das etwas jüngere Alter, dass die Sedimentation in diesem Bereich der Wustkogel-Formation etwas später begann. Dies erlaubt Rückschlüsse auf ein ähnliches geologisches Umfeld mit der Ablagerung von klastischen Sedimenten und synsedimentären Vulkaniten in intramontanen, postvariszischen Extensionsbecken am Südrand des alteuropäischen Kontinents (z. B. Riffler-Schönach-Becken, Pfitsch-Mörchner-Becken, Torhelm-Becken, Maurerkees-Becken, VESELA & LAMMERER, 2008; VESELA et al., 2008, 2010).

Neukristallisierte Hellglimmer auf mylonitischen Schieferungsflächen von Dolomitmarmor der Seidlwinkl-Formation (Nösslachwand-Decke) wurden mittels Ar-Ar geochronologisch untersucht und zeigen ein Alter von etwa 32 Ma, das als Bildungsalter während der Deformation interpretiert wird. Eine vergleichbare Studie im nordöstlichen Tauernfenster (LIU et al., 2001) lieferte Ar-Ar Hellglimmeralter zwischen 22–37 Ma für Gesteine des (Sub-) Penninikums und 50–54 Ma für Gesteine des Unterostalpins. Aufgrund der Konsistenz in den Altern dieser Vergleichsdaten wird die Nösslachwand-Decke in das Subpenninikum gestellt. Vorher erwähnte paläontologische Vergleichsuntersuchungen (KRISTAN-TOLLMANN, 1961; KLEBERGER et al., 1981 und Referenzen darin) geben keine Rückschlüsse auf die tektonische Herkunft, da die Ablagerungsräume in der Trias zwischen Unterostalpin und Subpenninikum in ähnlichen paläogeografischen Räumen (am Nordrand des Penninischen Ozeans) gelegen waren.

Messungen an grafitischem Material in acht Proben der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) mittels RAMAN-Mikrospektroskopie ergaben Maximaltemperaturen von 350–391° C und 324° C für eine stark tektonisch beanspruchte Probe an der Deckengrenze zur subpenninischen Tettensjoch-Decke. Diese Daten deuten darauf hin, dass die Gerlos-Zone als Teil des Matri-Nordrahmenzone-Deckensystems wenig bis gar nicht von der „Tauernmetamorphose“ beeinflusst wurde und somit die Peak-Metamorphose-Bedingungen eines früheren Hochdruckereignisses anzeigt (vgl. SCHARF, 2013; SCHMID et al., 2013).

Ein besonderes Augenmerk bei der Aufnahme war auf eine mögliche Fortsetzung des SEMP-Störungssystems nach Westen gerichtet. Dies konnte anhand von strukturgeologischen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Ein teilweises Steilstellen der mylonitischen Schieferung ist meist durch einen Großfaltenbau mit E–W streichenden Faltenachsen bedingt. Oft ist das Auftreten von lokalisierten steilen Störungen mit seitenverschiebender Kinematik und konjugierte Störungssets von Scherklüften, Harnischen und Scherbändern beobachtbar, die schräg bis subparallel zu den Schieferungsflächen ausgebildet sind. Sie zeigen oft E–W-Dehnung und werden mit Exhumationsprozessen des „Tauernfensters“ in Verbindung gebracht.

Literatur

DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Promotionsarbeit, 137 S., Zürich.

FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 287–336, Wien.

FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospañ). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 9–20, Wien.

GRASEMANN, B., WIESMAYR, G., DRAGANITS, E. & FUSSEIS, F. (2004): Classification of Refold Structures. – *The Journal of Geology*, **112/1**, 119–126, Chicago.

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

HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigraphische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, Murau, 24.–27. Juni 2019, 221–227, Wien.

HUET, B., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2020): Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleitens- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 470–473, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I71: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **57/1**, 1–15, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151 Krimml. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **10**, 275–288, Innsbruck.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1961): Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **54**, 201–227, Wien.

LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – *Tectonics*, **20/4**, 526–547, Washington, D.C.

PESTAL, G. (2015): Tauernfenster. – In: HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel, 102–124, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHARF, A. (2013): Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic continental lithosphere – tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Dissertation, FU Berlin, 203 S., Berlin.

SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – *Swiss Journal of Geosciences*, **106/1**, 1–32, Basel.

SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **142**, 285–299, Hannover.

THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **117**, 55–74, Wien.

VESELA, P. & LAMMERER, B. (2008): The Pfitsch-Mörchner Basin, an example of the post-Variscan sedimentary evolution in the Tauern Window (Eastern Alps). – In: FROITZHEIM, N. & SCHMID, S.M. (Eds.): *Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone*. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 73–88, Basel.

VESELA, P., LAMMERER, B., WETZEL, A., SÖLLNER, F. & GERDES, A. (2008): Post-Variscan to Early Alpine sedimentary basins in the Tauern Window (eastern Alps). – In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*. – *Geological Society of London, Special Publications*, **298**, 83–100, London.

VESELA, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2010): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). – International Journal of Earth Sciences, **100**, 993–1027, Berlin–Heidelberg.

ZISCHINSKY, U. (1970): Ingenieurgeologische Karte des Staurau- mes Durlaßboden. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **19**, 287–294, Wien.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming

GERIT GRIESMEIER

Einleitung

Das im Aufnahmejahr 2020 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN-Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Die Kartierung wurde im Jahr 2019 im Großsölkthal in den zentralen Niederen Tauern begonnen und in diesem Jahr fortgesetzt. Genauer untersucht wurden von Nord nach Süd der Gröbminger Mitterberg, der Talausgang der Sölkthäler sowie das Kar nördlich des Gumpenecks, das Plöschmitzkar, das Oberkar, Teile des Mößnakaes, das Kar östlich des Badstubenspitzes (2.076 m), das Hüttkar wie auch Talbereiche im Großsölkthal. Weitere Aufnahmen in den hinteren Talbereichen des Sattentales geben einen ersten Einblick in Bereiche außerhalb des Großsölktales.

Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl (z.B. HEJL, 2017, 2018 und Referenzen darin) und GRIESMEIER et al. (2021) verwiesen. Genaue Beschreibungen der Lithofazies der einzelnen Ablagerungsformen finden sich in GRIESMEIER (2020). Am Ende folgt eine Diskussion über eine lithofazielle Zuordnung gewisser beobachteter Ablagerungen.

Gröbminger Mitterberg

Der Mitterberg erhebt sich etwa 200 m über das Ennstal und bildet einen etwa 10 km langen, plateauförmigen Hügel. Aufschlüsse treten hauptsächlich an den Geländekanten am Plateaurand und in steilen Gräben auf. Das Plateau ist stark durch die Landnutzung geprägt und daher sehr arm an Aufschlüssen. Im Folgenden werden zuerst allgemeine Beobachtungen im Süden und Norden des Mitterberges beschrieben, im Anschluss folgen Detailbeobachtungen aus Gräben im Süden des Mitterberges.

An der Geländekante am Südrand des Plateaus und im Graben, der westlich von Dorf nach NNW führt und dann nach NE umbiegt, treten ab einer Seehöhe von etwa 780 m sehr gut konsolidierte Diamikte zum Teil mit Scherflächen auf. Die Matrix ist tonig-siltig und zumeist grau bzw. hellbraun durch Oxidation und macht den Großteil des Diamikts aus. Die subangularen bis gerundeten Komponenten darin sind zumeist unregelmäßig verteilt und oft nur wenige Zentimeter im Durchmesser. Selten treten größere

Komponenten auf, die bis zu einem halben Meter messen. Unter den Geschieben finden sich sehr häufig kristalline Gesteine (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Grünschiefer, lokaler Phyllit, Quarz, seltener Marmor) und selten (mesozoische) Karbonatgesteine und Sandsteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (NKA). Im Liegenden des Diamikts sind vielerorts Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen. Bei guter Erhaltung zeigen sie eine Schrägschichtung, die zumeist etwa Richtung Süden einfällt. Die Matrix besteht oft aus Grobsand bis Feinkies und ist nicht selten zementiert. Häufig ist das Sediment matrixgestützt, selten treten allerdings auch korngestützte Lagen auf. In diesen können zerbrochene Gerölle beobachtet werden. Die Komponenten sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet, nur Komponenten aus lokalem Phyllit sind angular bis subangular. Die Größe der Gerölle reicht bis zu einem halben Meter, liegt jedoch zumeist im Zentimeterbereich. Wiederum gibt es diverse kristalline Gerölle und nur wenig NKA-Karbonatgesteine.

Der Hang unterhalb der Geländekante am Nordrand des Plateaus ist weniger steil ausgeprägt und weist aufgrund des starken Bewuchses eine deutlich geringere Anzahl an aussagekräftigen Aufschlüssen auf. Dennoch können verschiedene Faziesbereiche unterschieden werden, die auf eine coarsening upward-Sequenz hinweisen. Vor allem in den oberen Hangbereichen sind Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, die wie oben beschrieben ausgebildet sind. Die Schichtung ist zumeist subhorizontal, seltener ausgebildete schrägschichtete Bereiche fallen in Richtung des Hangeinfallens, also Nord bis Nordwest. Häufig können in etwa mittlerer Hanghöhe Aufschlüsse aus relativ reinem Sand angetroffen werden. Er ist zumeist hellbraun und beinhaltet wenige Komponenten. Diese erreichen in sehr seltenen Fällen bis zu 30 cm Durchmesser. In den unteren Hangbereichen sind sehr feinkörnige Sedimente (Feinsand bis Ton) aufgeschlossen. Manchmal kann eine Laminierung beobachtet werden.

Graben bei Dorf

In der Kurve (740 m Sh.) direkt im Graben westlich von Dorf befindet sich ein Aufschluss bestehend aus einem mehrere Meter mächtigen Kies-Sand-Gemisch, der sich in zwei Bereiche gliedern lässt. Ein Teil des Aufschlusses beinhaltet schräg geschichtetes Kies-Sand-Gemisch, das mittelsteil nach N/NW einfällt. Die Komponenten setzen sich hauptsächlich aus Glimmerschiefer, Orthogneis, Amphibolit, Quarz und Karbonat zusammen und die Größe liegt zumeist im Zentimeterbereich. Die Matrix ist sandig bis feinkiesig und macht den Hauptbestandteil aus. Die Fazies des anderen Teiles vermittelt im Gesamten einen chaotischen Eindruck. Lithologisch beinhaltet er das-

selbe Material wie der oben beschriebene Teil, zusätzlich enthält er auch isolierte Sandlagen, die mittelsteil, manchmal sogar steil nach SW–NW einfallen. Da die Oberfläche des Aufschlusses ein Relief aufweist und die Schichtung manchmal relativ steil steht, wirkt es, als wären manche Bereiche verfaltet. Erschwert wird die Analyse dieses Aufschlusses, da er mehrere Meter lang und hoch ist und viele Stellen von abgewaschenem Sand verdeckt sind.

Weiter oben im Graben treten ebenfalls Kies-Sand-Gemische auf. Es lässt sich eine Abfolge aus wechselgelagerten Kies-Sand- und reinen Sandlagen erkennen. In korngestützten Lagen treten zerbrochene Gerölle auf. Diese Vergesellschaftung wird auf einer Seehöhe von etwa 780 m von massivem, matrixgestütztem Diamikt überlagert. Die Matrix ist tonig bis siltig, sehr stark konsolidiert und bricht nach Scherflächen. Einzelne Komponenten sind maximal 3 cm groß.

Gräben bei Schloss Gstatt

Beim Schloss Gstatt befinden sich zwei Gräben (N–S und NW–SE orientiert), die ineinander münden. Im untersten Bereich treten schräggeschichtete Kies-Sand-Gemische auf. In der tiefsten Schicht finden sich fast nur Komponenten aus Phyllit. Diese sind plattig und in schwach geneigten Schichten eingeregelt. Darüber finden sich gut gerundete kristalline Komponenten (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Grünschiefer, lokaler Phyllit, Quarz). Weiter oben im Graben Richtung Norden treten auf etwa 750 m Seehöhe feinkörnige (Silt/Ton)-Lagen auf. Etwas oberhalb, am äußeren östlichen Rand dieses Grabens, treten wiederum zum Teil Gerölle auf, die direkt dem Festgestein aufliegen. Im Liegenden lagern vergleichsweise große Gerölle (Steine) und darüber folgen schräg geschichtete Kies-Sand-Gemische. Interessant ist, dass auf dem Kamm zwischen den Gräben im Norden und dem, der nach Westen abzweigt, auf einer Seehöhe von etwa 780 m Sand aufgeschlossen ist. Dieser ist hellbraun und mindestens zwei Meter mächtig. Im Norden des Grabens, bei Berg, finden sich laminierte Feinsande und Silte. Sie befinden sich auf 820–840 m Seehöhe. Zusammengenommen stellt die Abfolge eine fining upward-Sequenz dar. Allerdings kann nicht gesagt werden, dass die Abfolge einen genetischen und zeitlichen Zusammenhang hat. Es ist noch zu erwähnen, dass auf derselben Seehöhe (ca. 800 m) weiter im Westen ebenfalls laminierte Sande auftreten (Sandgrube bei Frankenbichl; WGS84: 47° 27' 35" N, 13° 57' 14" E). Diese Abfolge beinhaltet „climbing ripples“ und wellige Schichtung. Dies deutet auf sehr schnelle Sedimentation hin. Die Sande werden von mehreren Meter mächtigen, schräggeschichteten Kies-Sand-Gemischen diskordant überlagert. Es lassen sich mehrere schräggeschichtete Pakete unterscheiden, die meist an weiteren Diskordanzen aneinandergrenzen.

Diskussion der Sedimente am Mitterberg

Da sich die Nord- und Südseite des Mitterberges unterscheiden, werden zuerst die Ablagerungen im Norden und dann im Süden beschrieben, in beiden Fällen vom Liegenden in das Hangende. Von besonderem Interesse sind diese Sedimente vor allem, da sie im Liegenden der LGM (Last Glacial Maximum = Höhepunkt der Würm-Vereisung) Grundmoräne liegen. Sie geben also einen Einblick in die Talentwicklung des Ennstales vor dem letzten großen glazialen Hochstand.

Die feinen Sedimente an der Nordseite des Mitterberges, die vor allem am Hangfuß auftreten, werden als Seebeckenfüllung interpretiert. Die Sandlagen, die vor allem in mittlerer Hanghöhe auftreten, werden als distale Deltabereiche gesehen und die Kies-Sand-Gemische werden als Delta Foresets interpretiert. Die Aufschlusslage lässt keine eindeutige Abtrennung der Ablagerungsbereiche zu. Die Schüttung erfolgte nach Norden, was auch erklärt, warum mesozoische Karbonatgesteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen kaum vorhanden sind.

Im Süden zeigt sich ein anderes Bild. In zwei tief eingeschnittenen Gräben finden sich Delta Foreset-Ablagerungen in verschiedenen Höhenlagen. Der oben erwähnte Aufschluss bei Schloss Gstatt, der im untersten Bereich fast nur plattige Phyllit-Komponenten beinhaltet, ist einzigartig am Mitterberg. Er befindet sich knapp über dem heutigen Talboden. Die Phyllite sind auf einer flach geneigten Fläche, die vermutlich einen Hang widerspiegelt, eingeregelt und es scheint, als würden sie gravitativ, allerdings vermutlich subaquatisch dorthin verfrachtet sein. Im Bereich bei Berg treten darüber Siltlagen, Sande und wieder laminierte Tone/Silte auf. Diese feinkörnigen Ablagerungen werden als distale Foresets bzw. Seebeckenfüllungen (Bottomsets) interpretiert. Vor allem am Plateaurand sind massive Grundmoränenablagerungen erhalten, welche die Deltasedimente direkt überlagern.

Die liegenden Anteile der Sandgrube bei Frankenbichl werden als distale Deltaablagerung interpretiert. Die Kies-Sand-Gemische, welche die Sande diskordant überlagern, stellen wiederum Delta Foreset-Ablagerungen dar. Die einzelnen schräggeschichteten Pakete sind vermutlich entweder auf Seespiegelschwankungen oder unterschiedliche Schüttungsrichtung (Verlagerung der Rinnen am Delta) zurückzuführen.

Im Folgenden wird nun eine mögliche Entwicklungsgeschichte diskutiert.

Der zeitliche Beginn der Sedimentation ist ohne Altersdaten derzeit nicht genau festlegbar. Dennoch wird angenommen, dass während des Riss-Glazials der Talboden stark übertieft und der Mitterberg bis auf den Festgesteinssockel erodiert wurde. Da unter oder innerhalb der Kies-Sand-Gemische keine Grundmoränenablagerungen gefunden wurden (man beachte allerdings die dürftige Aufschlusslage), wird angenommen, dass diese Sedimente jünger als Riss-Hochglazial sind.

Nach dem Riss-Glazial wurde der Talboden sukzessive wieder aufgefüllt. Da viele Aufschlüsse Deltaablagerungen darstellen, muss es im Talbereich zumindest zeitweise einen See gegeben haben. Diese verzahnten mit feineren Ablagerungen im Seebecken. Schließlich erreichte der Seespiegel etwa 800 m und mehr und bedeckte somit den Felssockel des heutigen Mitterberges, womit dieser zum Sedimentationsraum wurde. Am Seeboden wurden die Sande und laminierten feinen Sedimente abgelagert, die heute am Mitterberg zu finden sind. Dies ist in der Sandgrube bei Frankenbichl dokumentiert. Mit der Zeit verlandete der See vermutlich. Während des Würm-Hochglazials überfuhr der Ennsgletscher die Sedimente, lagerte am Mitterberg mächtige Grundmoränensedimente ab und erodierte in anderen Talbereichen, sodass der Mitterberg heute den Talboden der Enns überragt. Viele der Flüsse, die heute den Mitterberg entwässern, entstanden vermutlich

als subglaziale Schmelzwasserrinnen, denn sie beginnen oft in Längsrichtung des ehemaligen Gletscherflusses.

Eine vergleichbare Situation wurde von STARNBERGER et al. (2013) am Unterangerberg im Inntal beschrieben und ergibt ein sehr ähnliches Bild der Talentwicklungsgeschichte.

Talausgang SölktaI

Vorweg soll erwähnt werden, dass der Talausgang der SölktaIer noch nicht zur Gänze untersucht wurde. Der Talausgang weist einen durch ausgedehnte Ebenen charakterisierten Bereich auf, der etwa 100 m über dem Talboden der Enns aushebt und Richtung Norden sehr sanft abfällt. Es handelt sich somit um ein Hängetal. Er wird nur im mittleren Bereich von der Sölk durchschnitten. Entlang des Sölkbaches ist Festgestein (Phyllite und Grünschiefer des Ennstal-Komplexes) aufgeschlossen. Auf der vorhin erwähnten Ebene, zwischen etwa 780 und 850 m, wurden an mehreren Stellen sandig-siltige, rotbraune Sedimente aufgedigert. Sie beinhalten kaum Komponenten, die, wenn vorhanden, zumeist gerundet sind und aus den SölktaIern stammen. Selten findet sich angulares Lokalmaterial. An manchen Stellen, oft auf einer Höhe von etwa 780–800 m, befindet sich eine wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtige, siltreiche Schicht. Sie ist vor allem anhand zahlreicher Quellaustritte verfolgbar.

Bei Großsölk (WGS84: 47° 24' 34" N, 13° 57' 46" E) sind auf etwa 850 m Seehöhe zum Teil korngestützte, zum Teil matrixgestützte Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen. Die Komponenten darin sind zumeist gut gerundet und stammen aus den SölktaIern. Die Sedimente zeigen manchmal eine Schichtung und sind unsortiert. Einzelne zerbrochene Gerölle geben Hinweis auf eine vertikale Auflast, die zum Beispiel von einem Gletscher stammen könnte, der die Sedimente überfuhr und aber von einem mächtigen Sedimentkörper, der die Gerölle einst überlagerte. Auf diesen Sedimenten befindet sich eine laminierte Siltlage, wie sie bereits oben erwähnt wurde. In Bereichen über 900 m Seehöhe, um Großsölk, ragen kleinere Festgesteinsaufschlüsse aus der Ebene heraus. Die Bereiche dazwischen zeigen massive Diamikte, die als Grundmoränenablagerungen interpretiert werden.

Zu erwähnen ist, dass dieses Areal generell schlecht untersuchbar ist, da die Hänge zum Sölkbach stark bewachsen und die flacheren Bereiche oberhalb aufschlussarm und stark anthropogen überprägt sind. Aufgrund dessen können momentan nur Vermutungen über die Genese dieses Bereiches angestellt werden. Eindeutig lässt sich zwischen den groben, zum Teil geschichteten Geröllen und der darüber liegenden Siltschicht ein deutlicher Unterschied im Ablagerungsmilieu feststellen.

Gumpeneck

Nördlich des Gumpenecks (2.226 m) befindet sich ein langgestrecktes Kar. Der das Kar entwässernde Feisterbach macht im Unterlauf einen Bogen, um bei Großsölk in den Sölkbach zu münden. Im Bereich des Talausganges befinden sich Grundmoränensedimente zwischen

Rundbuckeln (Kapitel „Talausgang SölktaI“). Darüber sind bis auf eine Seehöhe von etwa 1.140 m Eisrandsedimente aufgeschlossen. Diese bestehen aus einem Kies-Sand-Gemisch, in dem gut gerundete Gerölle auftreten. Im Geröllspektrum finden sich vermehrt Kalzit- (Sölk-Marmor) und Dolomitmarmor (Gumpeneck-Marmor), die aus dem Gipfelbereich des Gumpenecks und den Karwänden darunter stammen. Zusätzlich treten Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auf. Oberhalb der Schönwetterhütte (1.442 m Sh.) folgen überkonsolidierte Diamikte mit tonig-siltiger Matrix, die als Grundmoränenablagerungen interpretiert werden. Im Karboden, der durch eine unruhige Morphologie mit Buckeln und Gräben charakterisiert ist, waren die Diamikte in einem künstlichen, etwa 1 m tiefen Graben aufgeschlossen. Die Matrix ist rötlich und die Komponenten darin sind eingeregelt. In manchen Lagen gibt es dunkelrote Verfärbungen, die vermutlich auf Oxidation zurückzuführen sind. Die Diamikte liegen dem Festgestein direkt auf und werden von Kies-Sand-Gemischen mit einzelnen Sandlagen überlagert. Diese weisen eine Horizontal- und bereichsweise Schrägschichtung und manchmal auch Imbrikation auf. Diese Sedimente werden als sub- oder proglaziale Schmelzwasserfluss-Ablagerungen interpretiert.

Im östlichen Bereich des Kares befinden sich Blockgletscherablagerungen. Sie sind stark von Zwergkiefern bewachsen. Anhand des Laserscanbildes lassen sich allerdings die einzelnen Loben gut unterscheiden und dadurch die Blockgletscherablagerungen von der Umgebung abgrenzen.

Am Gipfel des Gumpenecks (2.226 m) gibt es keine Festgesteinsaufschlüsse. Stattdessen findet man nur einzelne angulare Steine und Kiese. Im Bereich einer Doline sieht man, dass es sich dabei um eine 1–2 m mächtige Verwitterungsdecke handelt. Diese ist vermutlich auf periglaziale Verwitterungsprozesse (hauptsächlich Frostsprengung) zurückzuführen.

Der Bereich westlich der Gumpenalpe ist großflächig aufgelockert und eine Abrisskante ist morphologisch gut erkennbar.

Plöschmitzkar

Mit der Bezeichnung Plöschmitzkar ist das gesamte Einzugsgebiet gemeint, das vom Plöschmitzbach entwässert wird. Beim Talausgang des Plöschmitzkares kommen mindestens 100 m mächtige sandig-kiesige Sedimente vor. Sie bilden Terrassen, die von einzelnen Erosionskanten begrenzt werden. Besonders interessant sind hierbei jene Erosionskanten, die der Plöschmitzbach in den Sedimenten verursachte. Diese verdeutlichen sehr anschaulich die im Vergleich zu heute deutlich höheren Sedimenteinträge zur Zeit der Bildung der Terrasse. Das gesamte Plöschmitzkar – im Bereich der Unteren- und Oberen Plöschmitzalm sowie der Karbereich westlich des Lämmertörlkopfes (2.046 m) – ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Nur sehr selten tritt Festgestein an die Oberfläche. Der Karboden des Kares westlich des Lämmertörlkopfes (2.046 m) weist eine unruhige Morphologie mit einzelnen Vernässungszonen auf. Es ist anzunehmen, dass diese Charakteristik durch unebenen Gesteinsuntergrund bedingt ist, der von Grundmoränenablagerungen versie-

gelt wurde. Im obersten Karbereich, auf ca. 2.000 m Seehöhe befindet sich ein etwa 200 m langer, etwa E–W verlaufender, gebogener Wall mit rundem Kamm. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen Endmoränenwall.

Im Bereich der Oberen Plöschmitzalm kann die Abgrenzung zwischen Festgestein, das durch periglaziale Prozesse verwittert ist und Grundmoränenablagerung anhand von Quellaustritten abgeschätzt werden. Da es keine Aufschlüsse, sondern nur eine dichte Vegetationsdecke gibt, scheint dies ein probates Mittel zu sein.

Oberkar

Das Oberkar befindet sich westlich von Mößna, nördlich des Knallbaches und ist durch eine Forststraße erreichbar. Zu Beginn führt die Straße über eine undeutlich ausgebildete Terrasse. Darüber folgen unkonsolidierte Diamikte mit tendenziell angularen bis subangularen Komponenten. Der obere Hang ist von Grundmoränenablagerungen geprägt, die bis in das Oberkar verfolgbar sind. Im Kar herrscht eine unruhige Morphologie vor. Einzelne Felsaufschlüsse sind vorhanden. Dies lässt darauf schließen, dass das unruhige Relief vor allem darauf zurückzuführen ist, dass die Grundmoräne auf unebenem Festgestein abgelagert wurde. Selten treten Vernässungszonen auf.

Mößnakar

Der nördliche Teil des Mößnakares konnte aufgrund der Jagdsaison leider nicht betreten werden. Es folgt eine kurze Beschreibung der Aufnahmen entlang des Wanderweges zum Bärneck (2.050 m). Im Taleingangsbereich befinden sich mehrere Meter mächtige Kies-Sand-Gemische mit angularen bis angerundeten Komponenten. Dem Weg weiter folgend fällt vor allem auf, dass man nahezu keine Felsen oder sonstige Aufschlüsse sieht. Bei der großen Brücke über den Bach kann man sehr schöne Granat-Glimmerschiefer mit Hornblendegarben (Wölz-Komplex) als Gerölle finden. Die Granate werden dabei über 1 cm groß. Im Bereich des Zusammenflusses der beiden Bäche aus dem Mößnakar befinden sich geschichtete Kies-Sand-Gemische und Diamikte. Zum einen deuten die geschichteten Sedimente auf eine fluviatile Ablagerung hin, die Diamikte wiederum auf glazigene Prozesse. Betrachtet man das gesamte Kar und die tief in Lockersediment eingeschnittenen Bäche, scheint die Vermutung naheliegend, dass diese Bäche die Grund- und Ablationsmoränenablagerungen überarbeiteten und fluviatile Sedimente anlagerten. Weiter östlich treten Diamikte mit siltig-sandiger Matrix auf. Sie sind relativ dicht gelagert. Hierbei handelt es sich um verwitterte Grundmoränenablagerungen. Der Weg zur Gstemmerscharte (1.910 m) führt weiter über Grundmoränenablagerungen und Vernässungszonen. Da keine Festgesteinsaufschlüsse auftreten, liegt die Mächtigkeit dieser Sedimente wohl bei mehreren Metern. Der südliche Teil des Kares ist ähnlich ausgebildet wie das oben beschriebene Oberkar. Kleine Aufschlüsse und Vernässungen dazwischen deuten auf eine Grundmoränenbedeckung auf felsigem Untergrund hin. Die westexponierte Seite weist keine Karwand auf. Die Grund- und Ablationsmoränenablagerung ist hier bis in den Kambereich anzutreffen. Dieser besteht aus Granat-Glimmerschiefern, die im anschlie-

henden Tal Wände bilden. An zwei Stellen, direkt bei der Gstemmerscharte (1.910 m) und auf etwa 1.960 m Seehöhe, befinden sich Zerrspalten.

Kar östlich des Badstubenspitzes

An der langen Forststraße, die bei Mößna beginnt, sind zunächst in und über einer undeutlich ausgebildeten Terrasse Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, wobei die Komponenten eher eckig sind und viel Lokalmaterial enthalten ist. Die oberen Hangbereiche sind von matrixgestützten Diamikten mit sandiger Matrix und reichlich Lokalmaterial bedeckt. Im Kar befindet sich auf 1.575 m Seehöhe eine Vernässungszone, die darauf hindeutet, dass in diesem Bereich stauende Sedimente auftreten, wie es für Grundmoränenablagerungen typisch ist. Interessant ist ein etwa 300 m langer Seiten- und Endmoränenwall weiter östlich in dem kleinen Kar direkt südöstlich des Badstubenspitzes (2.076 m). Er weist eine sandige Matrix auf, beinhaltet feinkörnige Glimmerschiefer und ist stark bewachsen. Dahinter wird ein kleiner See gestaut.

Hüttkar

Das vergleichsweise schmale Hüttkar westlich des Dürmoos, umrahmt von hohen Karwänden, weist eine spezielle Morphologie auf. Flache Ebenen, die von Grundmoränenablagerungen aufgebaut sind, werden immer wieder von steilen Felsstufen (aus Granat-Glimmerschiefern) unterbrochen. Auf den Ebenen treten insgesamt drei Wälle auf, in den Seehöhen 1.780 m, 1.790 m und 1.920 m. Die Wälle sind etwa 150 m lang und wenige Meter hoch. Zudem weisen ihre Kämme eine runde Form auf. Die unteren beiden bestehen aus einem matrix-gestützten, massiven Diamikt. Der obere Wall besteht aus korngestützten Blöcken und Steinen. Alle drei Wälle werden als Endmoränenwälle interpretiert. Sie wurden vermutlich im Würm-Spätglazial (~19–11,7 ka; REITNER et al., 2016) gebildet.

Sattental

Das Sattental befindet sich westlich der Sölkttäler, am Westrand des Kartenblattes. Untersuchungen bei der Schneetalalm und Klamm sowie unterhalb derer geben erste Einblicke in das Tal. Der untere Talbereich wird von Kies-Sand-Gemischen bzw. Diamikten aufgebaut. Häufig kann eine Einregelung von Komponenten beobachtet werden. Lokal sind immer wieder Diamikte aufgeschlossen, die keine Sortierung zeigen. Ein großer Bereich dieser Sedimente befindet sich in einer Massenbewegung und ist stark aufgelockert und bewegt. Im Kar bei der Schneetalalm befinden sich Grundmoränenablagerungen. Einzelne Wälle deuten darauf hin, dass das Kar im Würm-Spätglazial von einem Gletscher bedeckt war. Dieser Gletscher konnte zumindest bis auf 1.700 m Seehöhe vorstoßen, hier ist ein Endmoränenwall erhalten. Im Nebenkar – der Klamm – befindet sich eine Blockgletscherablagerung. Sie besteht aus Blöcken, die ineinander verkeilt und in mehreren Loben angeordnet sind. Unterhalb, bzw. nördlich davon, gibt es einzelne Endmoränenwälle, die vermutlich von einem spätglazialen Gletscher gebildet wurden. Die Wäl-

le, auch die bei der Schneetalalm, sind meist undeutlich ausgebildet und die Kämme stark gerundet. Da es mehrere Wälle hintereinander gibt, ist von einem mehrphasigen Zurückweichen der Gletscherzunge, unterbrochen von Stabilisierungsphasen, auszugehen. Auffallend ist zudem, dass am Weg zur Schladminger Alm überwiegend Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auftreten, im Bereich des Kares, der Klamm, hingegen mehrheitlich Paragneise des Riesach-Komplexes. Diese für die laufende Kristallin-Kartierung wichtige Beobachtung deutet darauf hin, dass die Grenze zwischen den beiden Einheiten im nordöstlichen Bereich des Kares zu liegen scheint.

Die bereits erwähnte Massenbewegung befindet sich im Bereich der Schladminger Alm und am Hang darunter. Deutliche Abrisskanten sind am Kamm zwischen Schladminger Törl (1.945 m) bis zu einem namenlosen Berg mit 2.042 m Seehöhe ausgebildet. Darunter sind die Felsen stark aufgelockert, was vor allem durch zahlreiche antithetische Brüche auffällt. Der aus Lockersedimenten aufgebaute Hang darunter wurde, wie bereits erwähnt, stark in Mitleidenschaft gezogen.

Diskussion über die lithogenetische Zuordnung gewisser Tal- und Hangablagerungen

Im Folgenden werden Sedimente, welche die erwähnten Terrassen aufbauen und auch jene auf den Hängen darüber, genauer unterteilt und es wird eine lithogenetische Zuordnung diskutiert.

Talgrundablagerungen und Terrassenkörper im Großsölkatal

Der Talboden des Großsölktales zwischen dem Großsölkstausee und Sankt Nikolai ist ungünstig stark besiedelt und anthropogen genutzt. Daher ist die Aufschlusslage dürrtig. Morphologisch ist jedoch auffallend, dass in vielen Bereichen, vor allem auf der Westseite, Terrassen ausgebildet sind, die eine deutliche Erosionskante aufweisen. Diese Terrassen bilden ein Niveau, das von Sankt Nikolai bis hin zum Stausee kontinuierlich sanft abfällt. Zusätzlich fallen die Terrassen auch sanft Richtung Talgrund hin ab. An Mündungen von Seitentälern gibt es kegelförmige Körper, die allerdings seitlich mit den Terrassen verzahnen und daher nicht gegeneinander abgrenzbar sind. Der Sedimentinhalt ist – wo erkennbar – durchwegs sehr ähnlich ausgebildet. Lithofaziell handelt es sich dabei um Kies-Sand-Gemische. Mitunter treten im Sediment allerdings auch Gerölle in Steingröße auf. Die Matrix ist in den meisten Fällen sandig, manchmal gibt es sogar Sandlagen. Auch Bereiche mit siltigem Matrixanteil sind vorhanden. Bei Sankt Nikolai ist eine Terrasse angeschnitten, die geschichtete Kies- und Sandlagen beinhaltet (siehe GRIESMEIER, 2020), welche als Deltaablagerung interpretiert werden.

Es stellt sich nun die Frage, wie all diese Sedimente entstanden sind. Einerseits könnte es sich um Eisrandablagerungen, andererseits um (glazio-)fluviatile Sedimente im Vorfeld eines Gletschers bzw. Hangablagerungen (Murenablagerungen, Schwemmkegel, Hangschutt), die von den Talflanken geschüttet wurden, handeln.

Eine Eisrandablagerung ist folgendermaßen definiert: „*Ablagerung, die in einer durch einen Gletscher verursachten Stausituation am Rand des Eises angelagert wurde.*“ (STEINBICHLER et al., 2019). Um die Terrassen im Sölkatal nun als Eisrandablagerungen zu deklarieren, muss geklärt werden, welcher Gletscher oder Toteiskörper diese Stausituation verursacht haben könnte. Es könnte sein, dass ein sehr mächtiger Toteiskörper vom restlichen Gletscher abgetrennt wurde und diese Staufunktion übernahm. Dieser müsste im Bereich des Stausees gelegen haben, um das gesamte Tal bis Sankt Nikolai zu stauen und einen etwa 250 m tiefen See zu erzeugen. Dies erklärt allerdings das kontinuierlich abfallende Terrassenniveau nicht. Außerdem zeigen Rezentbeispiele, dass Gletscher bzw. Toteiskörper in Berührung mit großen Mengen an Wasser oft aufschwimmen und sehr rasch abschmelzen.

In Gegenden, in denen es derzeit noch große Gletscher gibt, sind in deren Vorfeld sehr ausgedehnte Flusssysteme (braided river) vorhanden, die große Mengen an Sediment umlagern. Sie beinhalten Kiesbänke, die bereichsweise geschichtet sind und dazwischen Rinnen, in denen je nach Wasser- und Abflussmenge grobe Steine und Kiese oder Sande abgelagert werden. Bereichsweise treten auch feinkörnige Überschwemmungssedimente auf. Die oben beschriebenen Ablagerungen könnten (glazio-)fluviatile Sedimente im Vorfeld des zurückweichenden „Großsölkglatschers“ darstellen. Eine solche Interpretation würde zudem auch das kontinuierliche Abfallen der Terrassen gegen talauswärts erklären. Die Terrassen im Großsölkatal würden genau jene Bereiche darstellen, in denen diese Talsedimente mit Hangablagerungen bzw. Schwemmkegeln von den Talflanken verzahnen, wodurch auch das sanfte Abfallen der Terrassen talwärts zum Großsölkatal erklärt werden könnte.

Nicht selten gibt es im Vorfeld eines Gletschers, dessen Stirn zurückweicht, auch Toteiskörper bzw. Toteislöcher, die oftmals mit Wasser gefüllt sind. Bei Sankt Nikolai vereinigen sich zwei etwa gleich große Täler. Hier könnte sich ein großer Toteiskörper und in weiterer Folge ein See gebildet haben. An den Mündungen von Flüssen aus den beiden Tälern in diesen See könnten die oben beschriebenen Deltasedimente abgelagert worden sein, aus welchen die Terrassen bei Sankt Nikolai aufgebaut sind. Beim Rückgang des Sedimenteintrages hätten sich der heutige Bräualmbach und der Großsölkbach in die zuvor angeschütteten Sedimente eingegraben und die heutige Morphologie erzeugt.

Nach den derzeitigen Geländeaufnahmen erscheint die zweite Deutung, die Sedimente überwiegend als (glazio-)fluviatile Ablagerungen und nicht als Eisrandablagerungen anzusprechen, überzeugender.

Abtrennung der Sedimente mit ähnlicher Lithofazies von den Talgrundablagerungen

Im Bericht von GRIESMEIER (2020) wurden die Ablagerungen, die im vorliegenden Bericht als (glazio-)fluviatile Sedimente interpretiert werden, gemeinsam mit Sedimentkörpern an den Talausgängen von Seitentälern und an den Talflanken als Reste von Eisrandablagerungen verstanden, da deren Lithofazies meist sehr ähnlich bis gleich ist. Die Neuinterpretation im vorliegenden Bericht impliziert allerdings, dass die Lockergesteinskörper an den Talflanken

oberhalb der Terrassen von den (glazio-)fluvialen Ablagerungen abgetrennt werden sollten. Da diese Faziesbereiche am Übergang vom Hang zum Talgrund verzahnen, kann die Abgrenzung nur anhand der Morphologie abgeschätzt werden.

Sedimente an Talausgängen von Seitentälern

In den unteren Talbereichen der Seitentäler des Großsölktales (Strickertal, Knalltal ...) treten ebenfalls Kies-Sand-Gemische auf. Diese sind zumeist matrixgestützt, wobei die Matrix großteils sandig, seltener siltig ist, zum Teil planar geschichtet mit wenigen Graden Neigung und zeigen in guten Aufschlüssen Lagen mit inverser Gradierung. Die Kiese und auch gröbere Komponenten sind meistens gut gerundet. Neben den gröberen Kies-Sand-Lagen treten typischerweise auch sehr feine, tonig-siltige Lagen hinzu, in die oft auch einzelne meist angulare, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind.

Die Gletscher, die in diesen Tälern lagen, haben zumeist ein eher kleines Einzugsgebiet, im Vergleich zum „Großsölgletscher“. Daher reagierten sie vermutlich schneller auf Klimaschwankungen als der träge Talgletscher. Es wäre denkbar, dass sie bereits zurückzuweichen begannen, als der „Großsölgletscher“ noch eine relativ große Mächtigkeit hatte. In ihrem Vorfeld schütteten sie Material, das an den „Großsölgletscher“ angestaut wurde. Diese Sedimente können daher als Eisrandablagerungen angesprochen werden.

Sedimente an den Talflanken

Die Genese der geringmächtigen Sedimente, die überall an den Talflanken auftreten, ist nicht eindeutig zu klären. Wie eingangs erwähnt, ähneln sie sehr denen der Eisrandablagerungen in Seitentälern und Talgrundablagerungen. Aufgrund der dürrtigen Aufschlusslage ist es schwer, allgemeine Trends festzustellen. Egal wo man den Hang aufgräbt, finden sich entweder sehr sandige oder noch feinkörniger dominierte Sedimente. Dennoch scheint es nach derzeitigen Geländeaufnahmen, dass die Sedimente generell einen höheren Feinanteil besitzen und deutlich mehr angulare Komponenten beinhalten als die oben beschriebenen Eisrandablagerungen in Seitentälern. In vielen Fällen könnten sie daher auch als Diamikt bezeichnet werden. Alle Prozesse betrachtet, die seit dem LGM stattfanden, handelt es sich bei diesen Sedimenten wahrscheinlich großteils um Reste von Grundmoränen des Würm-Hochglazials, die kurz nach der Abschmelzphase, besonders bei Regenfällen, auf den noch vegetationslosen Abhängen umgelagert wurden. So entstanden Murenablagerungen und Flächenspülungssedimente. Die mitunter großen Neigungen der Hänge, auf denen sie sich befinden, sind dafür prädestiniert. Dazu kamen mit der Zeit unterschiedliche Mengen an Hangschutt, der von den darüber befindlichen Felsen herabstürzte. Aus diesem Grund scheint es nach derzeitigem Stand sinnvoll, die Sedimente als Hangablagerung mit Moränenmaterial zu bezeichnen.

Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HEJL, E. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 366–368, Wien.
- HEJL, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65/2**, 113–144, Göttingen.
- STARBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J.M., ROD-NIGHT, H., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – Quaternary Science Reviews, **68**, 17–42, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.008>
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159/1–4**, 5–49, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach

GERIT GRIESMEIER, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER

Einleitung

Dieser Bericht beschreibt die Ergebnisse von geologischen Kartierungen um den Sölkpass (1.790 m; alle Angaben in Seehöhe) auf dem ÖK50-Blatt 128 Gröbming, die im Jahr 2020 durchgeführt wurden. Um einerseits die komplizierte Festgesteinsgeologie um den Sölkpass zu verstehen und andererseits ein gesamthafes Bild der quartären Ablagerungen im Großsölktales zu erlangen, wurden auch hintere Bereiche des Großsölktales auf dem angrenzenden Kartenblatt 129 Donnersbach bearbeitet.

Geologie der Festgesteine

Das untersuchte Gebiet um den Sölkpass wird von amphibolitfaziellen Gesteinen des Ostalpins aufgebaut, welche von SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden. Basierend auf bisherigen Kartierungen (HEJL, 2014; KOLLMANN & SCHUSTER, 2014; unpublizierte Kartierungen von R. Schuster 2006–2013) sind die liegende Donnersbach-Decke, bestehend aus dem Greim-

und Wölz-Komplex, und die hangende Pusterwald-Decke, die vom Rappold-Komplex aufgebaut wird, vorhanden. Die Situation wird durch zumindest zwei etwa NNW–SSE streichende Störungen verkompliziert, welche bisher nur im südlich angrenzenden Bereich kartiert sind. Die westliche Störung liegt im Katschtal und wird in weiterer Folge als Katschbachtal-Störung bezeichnet. Die östliche Störung zieht von den östlichen Abhängen des Feistritzbachtals kommend an einer bisher noch nicht bekannten Stelle zwischen dem Aarfeldspitz (2.284 m) und dem Hochstubofen (2.385 m) über den Kamm in das Großsölktal. Eine Fortsetzung im Talboden des oberen Großsölktals ist wahrscheinlich. Diese beiden Störungen sind wesentlich für die räumliche Abgrenzung zwischen dem Greim-, Wölz- und Rappold-Komplex im südöstlichen Teil des ÖK50-Kartenblattes 128 Gröbming.

Alle drei Komplexe werden weitgehend aus (Granat-)Glimmerschiefern aufgebaut, die sowohl eine permische, als auch eine kretazische (eoalpidische) Metamorphoseprägung und eine ähnliche Strukturprägung aufweisen (ABART & MARTINELLI, 1991; GAIDIES et al., 2006). Die Metapelite der einzelnen Komplexe sind daher schwierig voneinander zu unterscheiden, wenn typische Gesteinsausbildungen und Einschaltungen anderer Leitgesteine fehlen.

Im Folgenden werden die drei Komplexe und die darin auftretenden Gesteine beschrieben. Danach folgt eine Diskussion der bisherigen Erkenntnisse zur Metamorphosegeschichte und zum tektonischen Bau des Gebietes.

Lithologien

Greim-Komplex

Der Greim-Komplex ist im Allgemeinen aus monotonem Glimmerschiefer und Paragneis aufgebaut. Darin befinden sich einzelne Lagen von Amphibolit und Marmor. Nur sehr selten entwickelt sich aus quarzitischem Glimmerschiefer echter Quarzit. Die bisherigen Kartierungen lassen vermuten, dass Paragneis mit Amphibolitlagen im liegenden Anteil dominiert, während Glimmerschiefer mit Marmorlagen für den hangenden Anteil charakteristisch ist.

Der **Glimmerschiefer** ist typischerweise hellgraubraun gefärbt. Das zähe Gestein bricht zu unregelmäßigen Blöcken und Steinen. Granat ist zumeist vorhanden, aber unauffällig. In lagenweise auftretendem Granatglimmerschiefer kann er aber bis über 5 mm im Durchmesser erreichen. Die Kristalle bilden oft nur im Kernbereich rötlich gefärbte, xenomorphe Knoten oder im besten Fall rundliche Körner, nie aber idiomorphe Kristalle. Die Korngröße zeigt eine bimodale Verteilung mit größeren Individuen, die unter dem Mikroskop zweiphasig sind, und einer kleineren, einphasigen Generation, die mit dem Rand der großen Körner korreliert. Staurolith ist sehr selten als undeutliche, säulige Kristalle mit brauner Färbung vorhanden. Randlich ist oft ein heller Saum zu sehen. Dabei handelt es sich um Hellglimmer, Kyanit und Granat, die aus dem teilweisen Abbau von Staurolith hervorgegangen sind (ABART & MARTINELLI, 1991). Sehr typisch sind Glimmerschiefer mit bis zu 2,5 cm großen, säuligen Hellglimmerpseudomorphosen, die höchstwahrscheinlich aus Staurolith entstanden sind. Auf den verwitterten Bruchflächen fallen diese als grau-blaue, feinkörnige Flecken auf. Im Handstück sind weiters Biotit, Muskovit, Quarz und selten Plagioklas erkennbar. Die Glimmer sind nur selten straff in einer Schieferung ein-

geregelt, wodurch die Gesteine zäh sind und zu unregelmäßigen Blöcken brechen. Oftmals sind viele Quarzmobilisatlagen vorhanden.

Der **Paragneis** ist monoton, mittel- bis feinkörnig und aus Biotit, Plagioklas, Hellglimmer und Quarz aufgebaut. Selten, aber in manchen Bereichen gehäuft, finden sich dünne Hornblende führende Lagen oder Amphibolitlagen.

Der **Amphibolit** ist schwarzgrün gefärbt und zeigt zumeist einen stofflichen Lagenbau mit leicht wechselndem Mineralbestand im Dezimeter- bis Zentimeterbereich. Dabei kommen zu der überwiegend vorhandenen Hornblende in variierenden Mengen Plagioklas, Quarz, Granat und Biotit. In manchen Lagen ist Granat mit bis zu 5 mm Durchmesser recht häufig.

Marmor erreicht im untersuchten Gebiet eine Mächtigkeit von bis zu 15 m. Die hellen Marmorzüge sind im braun-grauen Glimmerschiefer und Paragneis gut zu erkennen und bei der Kartierung über hunderte Meter oder auch einige Kilometer verfolgbar. Es handelt sich um Dolomitmarmor, der von Lagen aus Kalzitmarmor begleitet wird. In manchen Aufschlüssen sind schöne Karsterscheinungen zu sehen. Der Dolomitmarmor ist hellgrau, feinkörnig und zumeist ist Tremolit vorhanden, der auf den Verwitterungsflächen hervortritt. Er bildet einzelne faserige oder säulige, bis 15 mm lange Kristalle, aber auch bis zu mehrere Dezimeter große multikristalline Boudins. Selten konnten auch Lagen mit bronzefarbenem Phlogopit beobachtet werden. Der Kalzitmarmor ist weiß, gelblich oder hellgrau gefärbt und fein- bis mittelkörnig. Sehr häufig zeigt er silikatische Verunreinigungen in Form von Hellglimmer, Quarz und seltener auch Biotit, die in den einzelnen Lagen angereichert sind.

Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird von Granatglimmerschiefer mit Lagen von Amphibol führendem Glimmerschiefer (Garbenschiefer), Amphibolit, Marmor und Quarzit aufgebaut.

Der **Glimmerschiefer** ist durch unterschiedlichen Grafitgehalt silberig bis mittelgrau gefärbt. Er zeigt eine Variabilität bezüglich der Größe und Häufigkeit der Granatporphyroblasten, als auch hinsichtlich Korngröße und Modalbestand der Matrix. Im südlichen Verbreitungsgebiet, zu dem auch der Bereich um den Sölkpass gehört, erreicht Granat immer wieder bis über 1 cm, sehr selten auch bis 2,5 cm im Durchmesser. Die Kristalle sind oft subidiomorph mit abgerundeten Kanten und dunkelrotbraun bis schwarz gefärbt. In den einzelnen Lagen ist fast immer eine unimodale Korngrößenverteilung vorhanden. Die Matrix ist reich an Hellglimmer und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Biotit, Chlorit und wenig Plagioklas. Häufig sind viele, stark gelängte, isoklinal verfaltete Quarzmobilisate vorhanden.

Blöcke eines grauen Granatglimmerschiefers mit ca. 7 mm großen Granatporphyroblasten und bis 8 mm langen und etwa 1 mm dicken, grauen Kyanitstängeln konnten bisher nur als Blöcke auf den Hängen südlich der Etrachböden gefunden werden. Die Blöcke wurden vermutlich vom Gletscher aus dem hintersten Bereich des Katschbachtals an diese Stelle gebracht. Dieser sehr spezielle Gesteinstyp entspricht dem Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes am Steinplan (1.667 m) in der Stubalpe.

Rappold-Komplex

Glimmerschiefer und zum Teil migmatischer Paragneis bilden die Hauptmasse des Rappold-Komplexes. Recht häufig sind Einschaltungen von Amphibolit und Marmor enthalten. Als charakteristisches Leitgestein ist permischer Pegmatitgneis zu nennen.

Der **Glimmerschiefer** bis Paragneis ist zumeist durch Grafit grau bis dunkelgrau gefärbt und relativ feinkörnig. Granat ist fast immer unauffällig, erreicht aber bis zu 5 mm im Durchmesser. In der Matrix ist neben Quarz, Muskovit und Plagioklas auch Biotit reichlich vorhanden. Um den Sölkpass konnte bisher noch kein Staurolith makroskopisch erkannt werden. Sehr eindrucksvoller migmatitischer Paragneis des Rappold-Komplexes wurde einige Kilometer weiter südlich als Rollstücke angetroffen.

Ampibolit ist schwarzgrün gefärbt und bricht plattig. Makroskopisch ist ein Mineralbestand aus Hornblende, Plagioklas, etwas Granat und Biotit erkennbar. **Pegmatitgneis** fällt im Gelände durch die helle Färbung und die grobblockige Verwitterung auf. Soweit erkennbar liegen die meisten der gangförmigen Pegmatitintrusionen konkordant in der permischen Schieferung (Sx), sie wurden aber wahrscheinlich sowohl im Perm als auch in der Kreide deformiert. Er besteht aus Feldspat, Quarz, schwarzem Turmalin, Muskovit und manchmal etwas hellrotem Granat. Muskovit erreicht bis zu 2 cm im Durchmesser.

Strukturprägung

Die Glimmerschiefer und Paragneise aller drei Komplexe zeigen eine ähnliche Strukturprägung. Im Greim- und Rappold-Komplex ist eine ausgeprägte Schieferung Sx vorhanden, die parallel zum stofflichen Lagenbau und auch zu den Quarzmobilisatlagen liegt. Letztere sind darin isoklinal verfaltet. Im Rappold-Komplex sind auch die anatektischen Mobilisatlagen in dieser Schieferung orientiert. Da die Migmatisierung im Perm stattfand, sollte auch die Schieferung Sx in dieser Zeit entstanden sein.

Eine jüngere Schieferung Sx+1 liegt oft parallel oder in flachem Winkel zu Sx. Die Intensität dieser Strukturprägung ist sehr unterschiedlich. Während sie im Greim- und Rappold-Komplex in manchen Aufschlüssen fehlt, ist sie im Wölz-Komplex gut ausgeprägt. Diese Schieferung entstand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide, nahe dem Metamorphosehöhepunkt und im Zuge der Deckenstapelung.

Sx und Sx+1 sind um E–W orientierte Faltenachsen (Fx+2) mit steil einfallenden Achsenflächen großräumig verfaltet. Im Kleinbereich ist oft eine gleichmäßige Krenulation mit mehr oder weniger deutlicher Achsenflächenschieferung (Sx+2) entwickelt. Die Bildung dieser Strukturprägung erfolgte kurz nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide, als die Einheiten bereits zueinander in Kontakt waren.

Die NNW–SSE orientierte Katschbachtal-Störung verläuft, von quartären Sedimenten bedeckt, zwischen Baierdorf und der Kreuzerhütte im Talboden des Katschbachtals. Sie erzeugt einen Höhenversatz von zumindest einigen hundert Metern, da auf der westlichen Talseite tektonisch tiefere Einheiten des unterlagernden Silvretta-Seckau-Deckensystems zutage treten, während die tektonisch höchste Pusterwald-Decke nur auf der Ostseite auftritt.

Der Verlauf dieser Störung im hintersten Katschbachtal und ein möglicher Übertritt in das Bräualmbachtal, ein Seitental des Großsölktales, sind jedoch noch unbekannt. Spröde Strukturen, die in Aufschlüssen an den Flanken des Katschbachtals gemessen wurden, lassen vermuten, dass die Störung dextral ist und eine abschiebende Komponente beinhaltet. Auch in einem Aufschluss innerhalb des bearbeiteten Bereiches, nordöstlich der Stampferhütte (UTM33: N 5235567, E 428677), konnte ein Harnisch gemessen werden, der mit diesem Befund im Einklang steht. Diese Kinematik passt auch zu der kartierten Verteilung der Einheiten.

Die östlichere Störung ist etwas mehr NW–SE orientiert und fällt nach dem Geländeverschnitt gegen Südwesten ein. Da die tektonisch höhere Pusterwald-Decke auf der südwestlichen Seite und die tektonisch tiefere Donnersbach-Decke auf der nordöstlichen Seite auftritt, ist eine abschiebende Komponente wahrscheinlich.

Verbreitung der Lithologien und tektonischer Bau

In diesem Absatz wird die Verteilung der angetroffenen Lithologien und der daraus abgeleitete tektonische Bau beschrieben. Die Beschreibung erfolgt entlang des Hauptkammes der Niederen Tauern von Westen gegen Osten. Dies entspricht im Groben auch der Abfolge vom Liegenden gegen das Hangende.

Auf der Südseite der Breitmodl (2.380 m) bis etwa 2.000 m Seehöhe bei Schilling konnte Granatglimmerschiefer angetroffen werden, der dem Wölz-Komplex zugerechnet wird. Der Schusterbichl und das Gschrott genannte Kar wurden bisher nicht begangen. Hier könnte die westlichere der beiden oben erwähnten Störungen die Grenze zum Greim-Komplex bilden, da der östlich gelegene Gipfel des Denecks (2.433 m) und die Abhänge südlich davon aus Glimmerschiefer des Greim-Komplexes mit Muskovitpseudomorphosen und zwei charakteristischen Dolomitmarmorzügen aufgebaut sind. Im Gegensatz zur Kartierung von HEJL (2014) würden die Autoren den Granatglimmerschiefer auf der Südwestseite der Etrachböden ebenfalls als Teil des Greim-Komplexes sehen. Die Gründe dafür sind folgende: Der Granatglimmerschiefer zeichnet sich durch eine bimodale Verteilung in Bezug auf die Korngröße der eher xenomorphen Granatporphyroblasten aus. Die größeren Kristalle erreichen bis zu 1,2 cm, die kleineren nur 1–2 mm im Durchmesser. Die Gesteine fallen in diesem Bereich generell gegen Norden ein, wodurch der Granatglimmerschiefer im Liegenden der eindeutig zum Greim-Komplex gehörenden Glimmerschiefer mit Hellglimmerpseudomorphosen und dem darin eingelagerten Dolomitmarmorzug auftritt. Da der Wölz-Komplex jedoch im Normalfall über dem Greim-Komplex lagert, müsste quer über die Etrachböden eine tektonische Grenze laufen, wofür es jedoch keinen Hinweis gibt.

Der von HEJL (2014) in den Wänden westlich des Unteren Kaltenbachsees kartierte Dolomitmarmorzug konnte verifiziert werden, ein weiterer über zumindest 600 m verfolgbarer Dolomitmarmorzug befindet sich in den Wänden nördlich und östlich des Mittleren Kaltenbachsees. Amphibolitlagen konnten am Weg vom Mittleren- zum Oberen Kaltenbachsee und in der Scharte zwischen den Etrachböden und dem Nageleck (2.155 m) angetroffen werden. Die Amphibolite von letzterer Lokalität könnten sich mit den

recht mächtigen, sehr steil stehenden und NW–SE streichenden Amphibolitlagen am Südfuß des Nagelecks verbinden. Die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer am Nageleck und auf der Westseite des Sölkpasses würden die Autoren ebenfalls dem Greim-Komplex zurechnen.

Folgt man dem Weg vom Sölkpass (1.790 m) gegen Osten auf den Hornfeldspitz (2.277 m), so verläuft dieser bis 2.100 m Seehöhe in monotonem, graubraunem Glimmerschiefer bis Paragneis. Dieser gehört wahrscheinlich ebenso zum Greim-Komplex. Danach folgt manchmal migmatitisch aussehender, biotitreicherer Paragneis mit zahlreichen Amphibolit- und Pegmatitlagen. Diese Abfolge ist Teil des Rappold-Komplexes und überlagert wahrscheinlich an einer etwa parallel zur Schieferung liegenden, mittelsteil, etwa gegen Osten einfallenden Grenzfläche den Greim-Komplex. Der Rappold-Komplex baut auch alle Aufschlüsse im Kar nördlich der Aarfeldspitze (2.284 m) auf. Damit ist wahrscheinlich, dass die westlichere Störung, die aus dem Feistritzbachtal kommt, den Kamm im Sattel westlich des Hochstüben-Hauptgipfels (2.385 m) quert. Dieser Bereich wurde bisher noch nicht kartiert.

Quartäre Sedimente und Formen

Im Folgenden werden quartäre Sedimente und Formen beschrieben, die im Hinteren Großsölkatal und Katschtal auftreten. Die Ausführungen ergänzen Beobachtungen von HEJL (2014 dokumentiert) und schließen an jene von GRIESMEIER (2020) und GRIESMEIER (2021) im Großsölkatal an. In den untersuchten Talabschnitten sind besonders imposante Blockgletscherablagerungen zu beobachten.

Hinteres Großsölkatal

Der oberste Bereich des Großsölktales – der Bereich der Winkleralpe – ist von etwa 2.300 m hohen Gipfeln und sie verbindenden Kämmen umrahmt. Intern sind mehrere Kare ausgebildet. Näher untersucht wurden die beiden Kare nördlich der Hornfeldspitze (2.277 m), wobei das Kar im Nordwesten einen flacheren, quelltrichterförmigen oberen Teil und einen als Kar ausgebildeten unteren Teil beinhaltet. Direkt nordwestlich der Hornfeldspitze ist unter einem Schuttfeld Grundmoränenablagerung aufgeschlossen, die einen kleinen See staut. In dem Kar darunter befindet sich eine nordschauende (gegen Norden bewegte) Blockgletscherablagerung. Im Kar nordöstlich der Hornfeldspitze ist ebenfalls eine allerdings imposantere, nordschauende Blockgletscherablagerung vorhanden, die das gesamte Kar umrahmt. Sie beinhaltet mehrere Loben, wobei der unterste Lobus eine relativ steile (~30–40°) Böschung aufweist. Die Blöcke, welche die Blockgletscherablagerung aufbauen, stammen von den umrahmenden Karwänden, die auch heute noch einiges an Schutt liefern. Die Blöcke messen zumeist einige Dezimeter im Durchmesser, sind oft ineinander verkeilt und es befindet sich keine Matrix zwischen ihnen. Vor allem kleinblockigere Bereiche sind von Gras bewachsen. Der Blockgletscher bildete sich vermutlich im Würm-Spätglazial (~19–11,7 ka; REITNER et al., 2016). Unterhalb der Kare, im Bereich der Erzherzog-Johann-Hütte und auf den Hängen, treten bis in eine Höhe von etwa 1.700 m Seehöhe Grundmoränenablagerungen auf. In manchen Aufschlüssen zeigt sich, dass die Diamikte, aus denen sie bestehen, gut konsolidiert sind

und Scherflächen aufweisen. Die Matrix ist tonig-siltig und meist grau gefärbt. Die Komponenten sind subangular bis gerundet und bestehen zumeist aus Glimmerschiefern, die zum Teil eingeregelt sind. Im Bereich der Serpentin der Sölkatalstraße wurden Grundmoränenablagerungen verschwemmt. Dies zeigt sich deutlich an Fließstrukturen im Laserscanbild. Unter Felswänden befinden sich oft mehrere Dezimeter bis wenige Meter mächtige Schutthalde oder Schwemmkegel, die Material in den Großsölkbach schütten.

Kar südlich Hornfeldspitze

Das Kar südlich der Hornfeldspitze (2.277 m) zeigt eine Ausbildung, wie sie an der Südseite der Niederen Tauern typisch ist. Unter dem Grat gibt es keine Felswände oder Festgesteinsaufschlüsse, stattdessen sehr gleichmäßig, etwa 20–30° steil abfallende Grashänge mit einigen offenen Schuttflächen aus Steinen und Blöcken. Nur Teile davon sind als Hangschutt zu klassifizieren, der Großteil ist durch Permafroststeinwirkung entstanden und nur geringfügig am Hang abgerutscht.

Hinteres Katschtal

Das Kar südlich des Denecks (2.433 m) ist von zwei imposanten Blockgletscherablagerungen geprägt. Sie entwickelten sich aus Schutt und Blöcken, die von den umrahmenden, sehr steilen Karwänden stammen. Die östlichere der beiden liegt direkt im Kar Gschrott und endet etwa auf 1.900 m, während die westlichere auf etwa 2.000 m beginnt und bis auf etwa 1.800 m Seehöhe verfolgbar ist. Die oberen Bereiche der beiden Ablagerungen bestehen aus Schutt und Steinen, während die unteren Bereiche grobblockig ausgebildet sind. Beide Ablagerungen sind bis zu einem Kilometer lang und weisen mehrere Loben auf. Die meisten Böschungen der Loben sind nicht so steil wie bei der oben beschriebenen Blockgletscherablagerung im Großsölkatal. Es gibt allerdings einzelne Loben, die bis über 35° Böschungswinkel erreichen. Der untere Bereich der westlicheren Blockgletscherablagerung ist stark von Latschenkiefern bewachsen.

Unterhalb der Blockgletscherablagerungen befinden sich weitere Wälle, die allerdings aus Diamikten bestehen und als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden. Sie sind konsolidiert und weisen eine siltige Matrix auf. Endmoränenwälle sind nur im westlichen Teil auf dem relativ flachen Karboden erhalten, weiter östlich reichen die Seitenmoränenwälle bis zu einer Geländekante, ab der der Hang steil in das Haupttal abfällt. Die Wälle stammen wahrscheinlich von einem Gletscher aus dem Würm-Spätglazial (Gschnitz?), der im östlichen Teil über die Geländekante reichte. Da die Karwände auch heute noch große Mengen an Schutt liefern, wird angenommen, dass dieser Gletscher stark schuttbedeckt war.

Ähnlich wie aus dem Bereich der Reißbeckgruppe von STEINEMANN et al. (2020) beschrieben, könnten die Blockgletscherablagerungen eine polyphase Geschichte dokumentieren. Möglicherweise entwickelte sich der stark bewachsene, untere Teil des westlichen Blockgletschers aus Ablationsschutt des spätglazialen Gletschers bereits in einer frühen Abschmelzphase. Nach dem vollständigen Abschmelzen des Gletschers entstanden dann die oberen Bereiche des westlichen und der östliche Blockglet-

scher, wobei neben dem Ablationsschutt auch neues Material von den Karwänden geliefert wurde. In diesem Fall wäre der untere Bereich der westlichen Blockgletscherablagerung bereits deutlich länger inaktiv, was den stärkeren Bewuchs erklären könnte. Um diese Vorstellung zu prüfen, wären jedoch nähere Untersuchungen mit Altersdatierungen von Nöten.

Der Bereich unterhalb der Wälle bis hinaus zur Sölkpassstraße ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese sind stark konsolidiert und weisen eine tonig-siltige Matrix auf. Die Komponenten darin sind angular bis gerundet und bestehen hauptsächlich aus Granatglimmerschiefer und Amphibolit. Immer wieder gibt es kleinere und größere Rinnen und daran anschließende Muren- und Schwemmfächerablagerungen. Oberhalb der Grundmoränenablagerungen ist der Hang unterhalb der Felswände großflächig von Hangschutt bedeckt. Aufgrund der eher massigen Lithologien im Einzugsgebiet sind diese zum Teil blockig ausgebildet.

Kaltenbachseen Massenbewegung

Südlich des Oberen Kaltenbachsees gibt es zwei Bereiche, an denen kleinräumige Sackungen auftreten. Der bewegte Bereich ist dabei in beiden Fällen auf wenige Hektar beschränkt, die Abrisskanten sind aber morphologisch deutlich erkennbar. In der südlicheren der beiden Massenbewegungen ist das Gestein so stark zerlegt, dass sich eindrucksvolle Felstürme und Gräben gebildet haben.

Literatur

ABART, R. & MARTINELLI, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **37**, 1–14, Wien.

GAIDIES, F., ABART, R., DECAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNOLLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford.

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 417–424, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **161**, 191–196, Wien.

HEJL, E. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 298–299, Wien.

KOLLMANN, C. & SCHUSTER, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 308–310, Wien.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNEN, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Göttingen.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetica*, **97/1**, 93–117, Basel.

STEINEMANN, O., REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M. & SYNAL, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – *Quaternary Science Reviews*, **241**, 106424, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106424>

Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von GERIT GRIESMEIER, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER.

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 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Südseite des Stubaitals vom Gipfel des Manteler im Westen, bis zum Eingang des Pinnistals im Osten. Südlich des Sellraintals wurden Übersichtsbegehungen auf der orografisch rechten Talflanke des Fotschertals zwischen Salfains und Schafkogel durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), NITTEL (2011) und BREITFUSS (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Stubaital

Das Kartiergebiet besteht aus einem Sockel aus Kristallin-gesteinen (Paragneis, Orthogneis, Amphibolit), der diskordant von den Gesteinen des Brenner Mesozoikums überlagert wird.

Das Kristallin gliedert sich im Wesentlichen in vier Hauptlithologien:

Rötlichbraun anwitternder **Paragneis** und **Glimmerschiefer** (Qz-Fsp-Bt- $Ms \pm Grt \pm St \pm Cld \pm Chl$; Akzessorien: Zr, Ap, Tur, Ep) dominiert das Kristallin im kartierten Gebiet. Ein Wechsel von massigen, zum Teil grobkörnigen, quarzreichen Lagen und dünn-schieferigen, glimmerreicheren Lagen mit eingeschalteten, cm-mächtigen Quarzlagen ist häufig beobachtbar und zeichnet vermutlich einen primären Lagenbau ursprünglich vulkanoklastischer Sedimente nach. Lokal auftretende Feldspatblasten sind serizitisiert, teilweise auch saussuritisiert. Granatblasten zeigen oft ein zweiphasiges Wachstum mit einschlussfreiem Rand. Eine zweite Population von kleinen, idiomorphen Granatblasten überwächst die Schieferung. Der Biotit ist teilweise chloritisiert.

In den Paragneisen sind Linsen von dunklem, oft gebändertem **Amphibolit** eingeschaltet. Teilweise tritt auch Granat auf. Feldspatblasten geben dem Amphibolit oft ein fleckiges Erscheinungsbild. Diese Einschaltungen sind zum Beispiel am Weg von der Bergstation des Elferlifts zur Autenalm, bzw. ebenso am Weg von der Bergstation nach Süden zum Zwölfernieder aufgeschlossen.

Im Kartiergebiet können zwei verschiedene Orthogneistypen unterschieden werden: ein grobkörniger, **Muskovit-Granitgneis** und ein dunklerer, meist feinkörniger **Biotit-Granitgneis** (vgl. HAMMER, 1929). Ersterer – der Hellglimmer führende Granitgneis – ist auf der südlichen Flanke des Stubaitals zwischen Stackler und Milders aufgeschlossen. Auffällig sind die mehrere cm-großen, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, rosa bis weißen Kalifeldspatblasten. Im Dünnschliff sind Plagioklas und Mikroklin auch in der Matrix erkennbar. Der Glimmergehalt dieses Orthogneistyps ist im Allgemeinen gering, wobei Muskovit überwiegt und Biotit untergeordnet auftritt. Feinkörnige, Muskovit führende Gänge, welche die Paragneise in der Umgebung durchschlagen, werden auch diesem Granitgneis zugeordnet. Dieser Granitgneiskörper streicht Nordwest-Südost und wird mit einer deutlichen Diskordanz von der mesozoischen Sedimentbedeckung, die den Gipfelaufbau der Elferspitze bildet, abgeschnitten. Südlich des Kelderers, in der Mittleren Karalmgrube, steht ein grobkörniger, Biotit und Muskovit führender Granitgneis an, der eventuell auch dem Muskovit führenden Granitgneis zugeordnet werden kann. Geochemische Analysen mehrerer Proben des Muskovit-Granitgneises ($47^{\circ} 5' 5,2836''$ N, $11^{\circ} 19' 12,6804''$ E, Lokalität Ransen im Pinnistal auf 2.100 m; sowie $47^{\circ} 6' 38,1672''$ N, $11^{\circ} 16' 36,0912''$ E und $47^{\circ} 6' 51,5376''$ N, $11^{\circ} 17' 20,4144''$ E aus dem Kartiergebiet 2018) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit hohen SiO_2 -Gehalten (73,5–77,2 wt%) und hohen K_2O -Gehalten (4,7–5,1 wt%). Der Aluminium-Sättigungs-Index (ASI = 1,2–1,3) zeigt eine Übersättigung an Aluminium an. Bei den analysierten Proben handelt es sich daher um peraluminöse Schmelzen, die sich einem S-Typ Granit zuordnen lassen. Zr-Gehalte unter 100 ppm sowie generell niedrige Gehalte an Spurenelementen und eine deutlich ausgeprägte negative Eu-Anomalie, sind ebenfalls charakteristisch für diesen Granitgneis. In Bezug auf Glimmergehalt, Grobkörnigkeit und dem Auftreten von Kalifeldspatblasten erscheint dieser Granitgneis dem nördlich des Stubaitals aufgeschlossenen „Bassler Granitgneis“ sehr ähnlich. Ein Vergleich mit Ergebnissen geochemischer Analysen von SCHINDLMAYR (1999) scheint diese Korrelation zu bestätigen.

Der zweite Orthogneis-Typ (Biotit-Granitgneis nach HAMMER, 1929) zieht NW-SE streichend (Einfallen der Hauptschieferung ~030/45) von der Nordseite des Stubaitals (Aufschlüsse beim Weiler Forchach) über die Zwölferspitze (2.562 m) und Schafspitze (2.661 m) in das Pinnistal. Von der Inneren Karalmgrube ausgehend lässt sich der Orthogneis über den Gipfelaufbau des Habichts (3.277 m) hinweg verfolgen. Daher wird die Bezeichnung Habicht-Granitgneis vorgeschlagen. Ein mittel- bis feinkörniges, meist gleichkörniges Gefüge, die weitgehende Abwesenheit von

Hellglimmer und dispers verteilte Biotitnester, sind charakteristisch für dieses Gestein. Zusammen mit einer dunkleren Verwitterungsfarbe lässt er sich meist gut vom helleren Muskovit führenden Granitgneis unterscheiden. Bei den Feldspäten handelt es sich um Kalifeldspat und Plagioklas (Albit bis Oligoklas). In Bereichen intensiver mylonitischer Überprägung erscheint der Biotit-Granitgneis quarzitisch feinkörnig, mit grünlich-grauer Verwitterungsfarbe und ist makroskopisch schwer von einem ebenso mylonitisch überprägten Paragneis zu unterscheiden. Auch unter dem Mikroskop ist meist nur anhand reliktsch erhaltener Kalifeldspatminerale ein magmatisches Eduktgestein feststellbar. In einer randlichen Zone des Orthogneises treten 2–3 cm große Kalifeldspatblasten auf. Geochemische Analysen mehrerer Proben aus den letztjährigen Kartiergebieten (47° 6' 25,8948" N, 11° 17' 6,6948" E; 47° 2' 28,842" N, 11° 17' 34,5228" E; 47° 2' 35,988" N, 11° 18' 39,5208" E) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit SiO₂-Gehalten von 66–70 wt%. Al₂O₃, Fe₂O₃ und MgO zeigen erhöhte Gehalte (14,3–15,4 wt%; 3,5–4,7 wt%; 1,1–1,5 wt%). Die untersuchten Proben sind an Aluminium übersättigt (ASI = 1,2), es handelt sich daher um einen peraluminosen Granit. Insgesamt lässt sich der Granitgneis als S-Typ klassifizieren. Im Vergleich zu den Analysen aus dem Muskovit-Granitgneis zeigen die analysierten Proben aus dem Habicht-Granitgneis deutlich höhere Gehalte an verschiedenen Spurenelementen, so z.B. Zr (197–288 ppm) Ba (860–1.230 ppm), Sr, Ce, Pr, Sm, Nd, Hf, La, Gd. Die Verteilung der Seltenen Erden zeigt eine schwach ausgeprägte Eu-Anomalie. Anhand dieser Ergebnisse lassen sich Parallelen zu den Gesteinen der Sulztal Granit Suite (SCHINDLMAYR, 1999) ziehen.

Brenner Mesozoikum

Entlang des Rundweges von der Elferhütte (2.004 m) zum Zwölfernieder (2.335 m) ist die Basis des Brenner Mesozoikums immer wieder aufgeschlossen. Ein heller Quarzit, lokal auch als Metakonglomerat auftretend (z.B. im Pinnistal am Weg zur Innsbrucker Hütte), überlagert diskordant das prä-alpidische Grundgebirge. Darüber folgen Serizit-schiefer und ein geringmächtiger (etwa 1 m) grüngrauer, plattig brechender, unreiner Kalkmarmor mit feinen Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, der wiederum von einem ca. 10 m mächtigen, dunkelgrauen, unregelmäßig im dm-Bereich gebankten Dolomitmarmor überlagert wird. Bei letzterem handelt es sich um das metamorphe Äquivalent der Virgloria-Formation (Anisium). Ein ca. 2 m mächtiger dunkler Kalkmarmor mit herauswitternden Fossilresten (v.a. Crinoidenstielglieder) könnte der Steinalm-Formation entsprechen. Der Gipfelaufbau der Elferspitze besteht aus zuckerkörnig rekristallisiertem Wettersteindolomit, der tektonisch stark beansprucht ist und von vertikalen NW–SE bzw. NE–SW streichenden Klüften durchzogen wird.

Tektonik & Struktur

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet zeigen eine penetrative, mittelsteil nach Nordosten einfallende Achsenflächenschieferung. Der, oft nur schwer zu kartierende, lithologische Kontakt von Ortho- und Paragneis zeigt ein zwischen NW und NE wechselndes Einfallen und zeich-

net den Großfaltenbau im Untersuchungsgebiet nach. Im Bereich der Klamperberggruben, bzw. der Äußeren und Mittleren Karalmgruben liegt der Paragneis im Kern einer Synform, die als Kelderer-Synform (nach dem Gipfel des Kelderers, 2.694 m, im Faltscheitel) bezeichnet wird. In der Inneren Karalmgrube steht die Achsenflächenschieferung saiger und die Grenzfläche des Habicht-Granitgneises dreht von Nordost (s1 ~040/40) über Nord (s1 352/43) auf Nordwest (s1 330/36), bevor sie dann in der Äußeren Mischbachgrube nach Südwest (s1 228/42) umbiegt und der Granitgneis unter quartären Ablagerungen verschwindet. Die Faltengeometrie zeigt eine großmaßstäbliche, nach Nordwest abtauchende Antiform (Faltenachse ~ 324/41); die Spur der Achsenfläche verläuft durch das Schaufelspitzi (2.833 m). Der südliche Schenkel der Mischbachgruben-Antiform lässt sich durch die Nordostflanke des Habichts zum Pinnisjoch verfolgen. Die oben genannten Strukturen sind nicht mit der Deformationsrichtung und den lokalen Temperaturbedingungen während der alpidischen Deformation vereinbar und werden daher der variszischen Deformation zugeordnet.

In Aufschlüssen an der Forststraße zur Klamperbergalm konnten in den Paragneisen und Glimmerschiefern zwei Generationen von Faltenachsen unterschieden werden: eine erste Generation von isoklinalen, NE-abtauchenden Falten wird von NW–SE streichenden, SW-vergenten Falten überprägt. Letztere streichen subparallel zum Großfaltenbau und lassen sich daher mit den Großfalten korrelieren. Daraus folgt, dass die NE-abtauchenden Isoklinalfalten eine frühere Falten-generation darstellen. Aus dem Geländebefund lassen sich außerdem die NE-abtauchenden Streckungslineare (L1) mit top-SW-gerichteten Schersinnindikatoren und subhorizontalen, SW-vergenten Falten korrelieren und es kann insgesamt eine top-SW-gerichtete Bewegung abgeleitet werden.

Lokal konnte ein zweites, flach nach Südosten einfallendes Streckungslineare (L2) eingemessen werden. Dieses überprägende Streckungslineare tritt auch im Gebiet nördlich von Neustift auf (vgl. REISER, 2018) und wird einem eoalpidischen Deformationsereignis zugeordnet. Spröde, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Kontakte (z.B. im Zwölfernieder) und stehen vermutlich in Zusammenhang mit NNW-gerichteter Deformation während dem Oligozän (D3 sensu FÜGENSCHUH et al., 2000).

Quartäre Ablagerungen

Quartäre Sedimente des Würm-Glazials (Hoch- bis Spätglazial) wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Bereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken, sowie um grobe Blockhalden. Im mittleren Hangbereich zwischen 1.200 und 1.500 m sind Eisrandablagerungen erhalten. Diese werden, zusammen mit den morphologisch auffälligen, wall-artig erodierten Eisrandablagerungen oberhalb der Obergasse (vgl. HORMES, 2018), der spätglazialen Eiszerfallsphase zugeordnet.

Im Pinnistal ist ab der Pinnisalm auf der orografisch linken Seite der Wall einer Seitenmoränenablagerung (Gschnitzstadial) auszumachen. Die zugehörige Endmoränenablage-

zung befindet sich weiter talauswärts, bei der Herzebenalm auf Blatt BMN 148 Brenner. Auf den Hängen im Stubaital sind nur Reste von (Seiten-)Moränenablagerungen aus dem Gschnitzstadial erhalten geblieben, bzw. werden diese meist von großen Schuttfächern überdeckt.

In den nach Südost exponierten Karen im Pinnistal (Gratzengrüb; Äußere, Mittlere und Innere Karalmgrube) und besonders in den Nord exponierten Karen auf der Stubaitaler Seite (Innere und Äußere Klamperberggrube) sind zwischen 1.600 und 2.100 m Höhe Moränenwälle des Egesen-Stadials erhalten, die zum Teil von Blockgletscherablagerungen (ebenfalls Egesen-Stadial?) überflossen wurden. Holozäne Blockgletscher sind nur in den obersten Bereichen der Kare, ab Höhenlagen von 2.200 bis 2.300 m, anzutreffen (z.B. in den Klamperberggruben und in der Inneren Karalmgrube). Diese Blockgletscher sind jedoch alle als inaktiv zu klassifizieren, aktive Blockgletscher kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor (KRAINER & RIBIS, 2012).

Gravitative Massenbewegungen

Die Paragneis-dominierten Bereiche des kartierten Gebietes zeigen verbreitet Anzeichen für gravitative Massenbewegungen. So weisen antithetische Brüche im Bereich des Schochnerwalds, im Hang westlich der Elferhütte sowie südwestlich der Pinnistalm auf vermutlich ruhende oder inaktive Bereiche eines langsamen Fließens hin. In diesen Bereichen ist das Festgestein zwar mehr oder weniger aufgelockert, der Felsverband ist dabei jedoch noch durchgehend erkennbar. Mehrere Zerrgräben und antithetische Brüche auf der Ostseite der Elferspitze belegen den Bereich einer tiefgreifenden Hangdeformation, deren Abrisskante durch den Gipfelaufbau der Elferspitze zieht. Durch die Abwärtsbewegung des Hanges kippen Türme aus dem von Klüften durchzogenen Wettersteindolomitmarmor talwärts und verteilen sich als große Sturzblöcke auf der Flanke in das Pinnistal.

Nordwestlich des Zwölfernieders weisen hausgroße Dolomitblöcke im Autengrüb auf eine Felssturzablagerung aus dem Gipfelbereich der Elferspitze hin. Die Anordnung der Blöcke entlang von Stauchwällen einer Blockgletscherablagerung spricht für einen nachträglichen Transport des Felssturzmaterials.

Übersichtsbegehungen im Gebiet Fotschertal

Im Zuge von Übersichtsbegehungen im zentralen Fotschertal wurden hauptsächlich Sillimanit- und Kyanit führende Paragneise (Muskovit-Biotit-Paragneis) und grobkörniger Grt-St-Glimmerschiefer (Qz-Plag-Ms-Bt-Chl-Grt-St-Ky-Sil; Akzessorien: Zr, Ap, Tur) angetroffen. Deutlich sind bis zu 2 cm große Staurolith- und Granatblasten im Handstück erkennbar, die Glimmer erscheinen frisch und sind kaum chloritisiert. Die Glimmerschiefer ziehen in einer flachen Synform mit E-W streichender Faltenachse im zentralen Teil des Fotschertals über die Bergrücken. NNE-vergente, WNW-ESE streichende Falten konnten in den Glimmerschiefern eingemessen werden.

In der Umgebung des Gasthofs Bergheim und der Akademikerhütte zeichnen mehrere, sich zum Teil überlagernde

End- und Seitenmoränenwälle eine komplexe Situation im Spätglazial nach. Die Akademikerhütte ist orografisch links auf einer deutlichen End- und Seitenmoränenablagerung erbaut, die sich am Fuß einer großen Massenbewegung befindet (Axamer Kälberalm, siehe unten). Von Südwesten kommend zieht sich aus dem Einzugsgebiet des Almindbachs ein Seitenmoränenwall herunter, der den aus dem Fotschertal kommenden End- und Seitenmoränenwall abzuschneiden scheint. Ockerfarbene, feinkörnige Sande mit wenigen, gerundeten Komponenten, die in der Verebnung südlich der Kote 1.669 aufgeschlossen sind, zeigen womöglich eine Eisstausituation an. Orografisch rechts wurden, etwas nördlich der Kote 1.669, Seitenmoränenablagerungen mit großen Blöcken angetroffen, die sich zur ¹⁰Be-Expositionsdatierung eignen könnten.

Großflächige gravitative Massenbewegungen auf beiden Talseiten stehen in Zusammenhang mit dem Auftreten der Glimmerschiefer im zentralen Bereich des Fotschertals. Doppelgratbildungen mit Zerrgräben und antithetische Brüche, die sich über die Hänge ziehen, sind deutliche Anzeiger für die Hangbewegungen. Die Bewegung erfolgte hauptsächlich durch hangparalleles Abgleiten auf den Schieferungsflächen, sodass diese Massenbewegungen als Bereiche einer Gleitung zu klassifizieren sind.

Die Massenbewegung im Bereich der Axamer Kälberalm (auf der orografisch linken Talseite) umfasst eine Fläche von ca. 3,9 km² und ist in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert. Die Abrisskante der tiefgreifenden Hangdeformation zerschneidet einen End- und Seitenmoränenwall des Egesenstadials (HORMES, 2019) im Bereich der Seigesgrube und ist somit vermutlich holozänen Alters. Orografisch rechts ist das Gebiet um die Furgesalm von einer größeren Massenbewegung (ca. 2,3 km²) betroffen. Weitere Massenbewegungen am Kastengrat (ca. 1,9 km²) und Schellenberg (in der Umgebung der Potsdamer Hütte) entwickelten sich nach der letzten Gletscheraktivität und sind vermutlich als subrezent anzusehen. Diese wurden bereits in der Masterarbeit von BREITFUSS (2016) eingehend bearbeitet.

Literatur

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck.

FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. – *Tectonics*, **19/5**, 905–918, Washington.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORMES, A. (2018): Bericht 2018-01: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19691-RA/147/2018]

HORMES, A. (2019): Bericht 2019: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19905-RA/147/2019]

KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – In: KRAINER, K., KELLERER-PIRKLBAUER, A., KAUFMANN, V., LIEB, G.K., SCHRÖTT, L. & HAUSMANN, H.: Permafrost in Austria, 32–47, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain“ 2006. – In: SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 61–92, Darmstadt.

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 158, 159–161, Wien.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif: A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital Ost. Die Kartiergebiete erstreckten sich im hinteren Gschnitztal im Bereich Schleims-, Grübl- und Badlalm sowie im Stubaital zwischen Ranalt und Gasteig. Übersichtsbegehungen im Gebiet Senders-, Oberberg-, Schlicker-, Pinnis- und Fotschertal wurden teilweise gemeinsam mit Manfred Linner, Michael Lotter und Jürgen M. Reitner durchgeführt. Darüber hinaus wurden auf dem nördlichen Viertelblatt gemeinsam mit Jürgen M. Reitner mehrere Proben zur Expositionsdatierung der spätglazialen Gletscherstände im Senderstal und Fotschertal entnommen. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), NITTEL (2011) und BREITFUSS (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Gschnitztal

Das kartierte Gebiet erstreckt sich am südlichen Blattrand von UTM NL 32-03-28 Neustift im Stubaital und reicht von der Laponessalm im Norden bis zur Blattgrenze im Süden (Lokalität Kühberg und Badlalm) und Osten (östlich unterhalb des Gipfels der Gargglerin).

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Paragneis bzw. Glimmerschiefer sowie verschiedenen Orthogneistypen und untergeordnet Amphibolit. Das polymetamorph überprägte Kristallin ist Teil der Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem/Oberostalpin). Außerdem ist am östlichen Kartenblattrand mit dem Gipfelaufbau der Gargglerin (2.470 m) eine vom Tribulaun-Massiv isolierte Klippe der mesozoischen Sedimentbedeckung (Brenner Mesozoikum) erhalten.

Eine erste, amphibolitfazielle Überprägung des Kristallins erfolgte während der variszischen Orogenese. Dabei wurde die im Allgemeinen mittelsteil nach NW bis NNW einfallende Schieferung angelegt. Im Zuge der eoalpidischen Überprägung erreichten die Temperaturen im Arbeitsgebiet Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (ca. 490–500° C; DIETRICH, 1983). In Dünnschliffen aus den Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) lassen sich zwei Granat-Populationen unterscheiden: mehrphasige, bis zu mehrere cm-große Granate und kleine idiomorphe Granate bis zu 0,5 mm im Durchmesser, die vermutlich alpidisch gebildet wurden. In Dünnschliffen aus dem Stubaital wurden ebenfalls zwei Granatpopulationen beobachtet, die neugebildeten Granate zeigen dort aber nur Durchmesser bis ca. 0,1 mm. Darüber hinaus überwachsen große Biotitleisten (bis zu 5 mm) die Schieferung in Paragneisen und Amphiboliten (sog. Querbiotit). Teilweise wurden die Biotite noch zerschert bzw. deformiert. Da dieses Biotitwachstum auch aus mesozoischen Gesteinen berichtet wird (z.B. aus den Raibler Schichten; cf. KÜBLER & MÜLLER, 1962), ist von einer alpidischen Bildung auszugehen. Neben Quarz, Feldspat, Granat, Biotit, Muskovit und Turmalin sind in den Paragesteinen mehrere cm-große Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen anzutreffen. Die Gesteine sind am südlichen Blattrand intensiv duktil verfaultet. Im Bereich der Schleimsalm zeigen die Paragesteine von Quarz und Hellglimmer umflossene Granatblasten- und Turmalinnester. Zahlreiche Quarzmobilitate verleihen dem Paragneis ein schlieriges Erscheinungsbild.

Generell lassen sich die Orthogesteine im Arbeitsgebiet in zwei Gruppen unterteilen. Von der Lokalität Hintersandes zieht ein grobkörniger, hellglimmerbetonter Feldspat-Augengneis über das Sandesjöchl in den Bereich der Badlalm. Dieser Orthogneis zeigt starke Ähnlichkeit zum Muskovit-Granitgneis im Bereich des Elfers (Bassler-Typ; cf. REISER, 2021). Im Bereich der Schleimsalm ist ein ähnlicher, jedoch feinkörnigerer und verfaulteter Orthogneis mit einzelnen mafischen Enklaven anstehend.

Der zweite Orthogneis-Typ ist ein mittelgrauer Biotit-Orthogneis im Bereich Kühberg, auf der Nordseite der Schwarzen Wand (2.364 m). Dieser wurde auf der Karte von SCHMIDEGG (1932) als Tonalitgneis bezeichnet, wird jedoch in der vorliegenden Kartierung als Granit bis Granodiorit angesprochen, da im Dünnschliff einzelne Kalifeldspatminerale auftreten. Hornblende wurde in den vorliegenden Dünnschliffen nicht beobachtet. Die Ergebnisse geochemischer Analysen deuten eine mögliche Korrelation mit den Biotit-Granitgneisvorkommen im Stubai- und Pinnistal (REISER, 2018, 2021) an.

In den Kristallingesteinen lassen sich mehrere Faltegenerationen differenzieren: (1) NNE bis NE abtauchende, geschlossene bis isoklinale Falten und (2) WNW–ESE streichende, überwiegend enge Falten mit NE einfallenden Achsenebenen. Diese beiden Faltegenerationen stimmen mit den von REISER (2021) beschriebenen Falten aus dem Stubaital überein und werden als prä-alpidische Falten interpretiert. Die alpidische Überprägung äußert sich in einer Phyllonitisierung der Paragesteine an flach nach SE einfallenden, diskreten Scherzonen. Eine intensive mylonitische Überprägung der prä-alpidischen Schieferung setzt westlich der Gargglerin ca. 40 m unter der Basis des Mesozoikums ein. Die Verfaltung um subhorizontale, WNW–

ESE streichende Faltenachsen im Paragneis im Bereich der Sandesalm (östlich der Gargglerin) wird ebenfalls der alpidischen Überprägung zugerechnet. E–W streichende Kinkfolds mit südfallenden Achsenebenen (teilweise auch mit top-S Vergenz) sowie top-S gerichtete steile Aufschiebungen werden als jüngere (Paläogen?) Strukturen interpretiert.

Die tektonische Klippe des Gargglerin-Gipfels wird von einer Störung im Sandestal abgeschnitten. Auf dem anschließenden Blatt BMN 148 Brenner liegt die Basis des Mesozoikums ca. 600 m tiefer. Die Situation ähnelt der im Pinnistal (cf. REISER, 2021). Westlich des Gipfelaufbaus (entlang des Weges) und östlich (entlang eines schmalen Steiges) ist die mylonitisch überprägte Basis des Mesozoikums (Perm–Untertrias-Quarzit und dunkler, anisicher Dolomit) aufgeschlossen. Über das Gargglerinjoch, am Kontakt zum Kristallin, verläuft eine NW–SE streichende, spröde Störung, welche die Gesteine kataklastisch überprägt. Nordöstlich der Gargglerin zieht eine dextrale Seitenverschiebung subparallel zur oben erwähnten Gargglerinjoch-Störung über den Grat. Generell lässt sich die Situation im Sandestal gut mit der gegenüberliegenden Talseite des Gschnitztals vergleichen: am Pinnisjoch wurden Biotit-Granitgneis und Paragneis mit SE-gerichteter Kinematik mylonitisch überprägt. Spröde, NE–SW streichende Abschiebungen versetzen die Mylonite. Diese Abschiebungen wurden teilweise als sinistrale Seitenverschiebungen reaktiviert.

Quartäre Ablagerungen im Untersuchungsgebiet Gschnitztal

Die bekannte Endmoräne der Typuslokalität des Gschnitz-Stadials bei Trins (PENCK & BRÜCKNER, 1909; IVY-OCHS et al., 2006) befindet sich ca. 12 km talauswärts, daher sind im kartierten Gebiet nur subglaziale Ablagerungen des Gschnitz-Stadials zu erwarten. Umso prominenter ist das Egesen-Stadial mit mehreren End- und Seitenmoränenwällen vertreten, die vom Forstweg zur Tribulaunhütte im Sandestal gequert werden. Im Bereich der Sandesalm, am südöstlichen Rand des Kartenblattes, heben sich gestaffelte Wallformen vom Hang ab. Eine komplexe Überlagerung mehrerer Moränenwälle zeigt sich im Bereich der Schleimsalm bei Kote 1.941 m. Am südlichen Blatt- und zum Teil bereits auf dem Nachbarblatt (UTM NL 32-06-04 Sölden), sind im Kar unterhalb von Weißwand (3.017 m) und Hohem Zahn (2.924 m) Moränen des 1850er Stands (Little Ice Age Maximum) des Padreilferners sowie von kleineren Gletscherresten im Bereich des Gamsschrofens erhalten. Einzelne, große Dolomitblöcke, die nicht durch gravitative Prozesse abgelagert wurden, erlauben die Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände. Im Bereich der Badlalm, östlich des Schnabele (2.451 m), sind „protalus ramparts“ im Sinne von kleinen Blockgletscherablagerungen am Fuß der Schutthalden ausgebildet. Ein vermutlich inaktiver Blockgletscher befindet sich knapp außerhalb der Blattgrenze, nördlich unterhalb des Pflerscher Pinggls (2.767 m). Dolomitschutt erstreckt sich südöstlich der Gargglerin über den Hang bis in den Bereich der Sandesalm bei Kote 2.040 m. Der Blockschutt ist vermutlich einem Felssturzereignis aus dem südöstlichen Teil des Gipfelaufbaus zuzurechnen. Die Gesteine sind

durch die NW–SE streichende Störung über das Gargglerinjoch spröde überprägt und die Ausbruchsnische wird von SE-fallenden Kluffflächen bzw. E–W streichenden Klüften begrenzt.

Kartiergebiet Stubaital

Der Talboden des Stubaitals zwischen Ranalt und Gasteig (Unterbergertal) wird von großen Schwemmfächern aus den südlichen und nördlichen Talflanken aufgebaut. Auf der südlichen Seite ist in diesem Bereich fast ausschließlich Paragneis aufgeschlossen. Dieser zeigt eine nach Südwesten hin zunehmende duktile Überprägung. Am Issebichl bei Falbeson ragt ein Felsriegel aus intensiv verfalltem Paragneis und Glimmerschiefer in den Talboden. Die wechselnd einfallende Orientierung der Foliation (mittelsteil nach NE vs. steil nach NW einfallend) ist vermutlich auf Parasitärfalten einer Großfaltenstruktur mit einer NNW-abtauchenden Faltenachse (konstruierte Orientierung ca. 336/60) zurückzuführen.

Bei Ranalt ist Amphibolit- und Granat führender Tonalit in einem Gletscherschliff neben dem neu angelegten Wilde-Wasser-Weg aufgeschlossen. Diese Vergesellschaftung zieht, von PALZER-KHOMENKO (2018) als Rinnengruben Lithodem zusammengefasst, aus dem Oberbergertal über die Regensburger Hütte im Falbesontal nach Ranalt herab. Der Amphibolit ist intensiv deformiert und von Zoisitfilz- und Epidotschlieren durchzogen.

Grober Hellglimmer, mehrere cm-große Aktinolithnadeln, cm-große Titanphasen und bis 2 cm großer Granat lassen sich im Aufschluss beobachten. Im Dünnschliff zeigen sich neben Epidot und großen Amphibolen einzelne Pyroxene. Rutil tritt als Einschluss im Zoisitfilz auf und wird bei Auftreten in der Matrix von Ilmenit und/oder Titanit überwachsen. Symplektite konnten in den Dünnschliffen bisher noch nicht dokumentiert werden. Der Tonalit ist ebenfalls grobkörnig, mit cm-großem Granat, zonierte Epidot und duktil deformierte Kalifeldspatblasten. In den angrenzenden Metasedimenten wurden im Dünnschliff bis zu 2 mm große Rutilminerale mit Ilmenitsaum beobachtet. Weiter südwestlich von Ranalt fallen graue, prismatische Minerale auf den Foliationsflächen ins Auge, bei denen es sich meist um Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen und Staurolith handelt. Wenn Staurolith erhalten ist, kann er Einschlüsse von Granat und Rutil enthalten. Im Dünnschliff zeigen sich zwei Granat-Populationen: neben großen Granatmineralen (bis cm-Größe), treten kleine (ca. 0,1 mm im Durchmesser) idiomorphe Minerale auf, die vermutlich im Zuge der alpidischen Überprägung entstanden sind. Im Vergleich mit Dünnschliffen aus dem Gschnitztal fällt der, aufgrund des gen Südosten ansteigenden alpidischen Metamorphosegradienten, kleinere Durchmesser der idiomorphen Granatblasten auf.

Auf der nördlichen Seite des Unterbergertals ist an der Talverengung bei Falbeson ein Feldspat-Augengneis (Bassler Orthogneis) aufgeschlossen. Spröde-duktiler, Top-nach-SE gerichteter Abschiebungen im Paragneis aus dem Liegenden des Orthogneises wurden vermutlich unter grünschieferfazialen Bedingungen im Zuge der oberkretazischen Abschiebung angelegt. NNE–SSW streichende, mittelsteil nach WNW einfallende Sprödestrukturen am Kontakt von Ortho- und Paragneis (z.B. gegenüber dem Issebichl sowie

weiter talauswärts unterhalb der Kerrachalm) mit SW-fallender Striemung zeigen sinistralen Bewegungssinn. Die dem Talverlauf folgende Geometrie der Störungen legt nahe, dass es sich dabei um die Stubaital-Störung handeln könnte. Aus dem Geländebefund ist nur eine grobe zeitliche Einordnung möglich, vermutlich wurde die Struktur im Oligozän (D3) angelegt, oder eine ältere Struktur reaktiviert.

Übersichtsbegehungen im Stubaital/Schlickertal

In der Hangflanke westlich von Fulpmes wird der flach nach NW einfallende Wettersteindolomit von vertikalen Störungen lateral begrenzt und um ca. 150–200 m gegen das Kristallin herabgesetzt (die Fortsetzung der Struktur liegt auf Blatt BMN 148 Brenner). Dieses tiefere Stockwerk wird von quartären Ablagerungen überlagert und ist nur schlecht aufgeschlossen. Der hohe Versatzbetrag hat sich an SE fallenden Bewegungsbahnen entlang NE–SW streichender, hangparalleler Abschiebungen entwickelt, die von intensiver Deformation begleitet sind. Ausgeprägte Zerrstrukturen (Zerrgräben, Abrisskanten, antithetische Brüche) im Kammbereich des Hangrückens sprechen zudem für eine großräumige gravitative Massenbewegung, die den SE exponierten Bereich erfasst hat. Auf dem Laserscan sind auch Abrisskanten im Hang und konkav-konvexe Geländeformen erkennbar, die auf einen Bereich eines langsamen Fließens hinweisen und auch die isolierten Dolomitschollen auf 1.000 m nahe des Talbodens erklären.

Am Talausgang des Schlicker Baches bilden mächtige Eisrandsedimente der Eiszerfallsphase die Wiesenflächen der Brugger- und Fronebenalm (cf. MAYR & HEUBERGER, 1968). Die Verflachung wird von sandigen und kiesigen Ablagerungen mit dolomitischen und kristallinen Komponenten gebildet. Zwischen 1.280 und 1.350 m hebt sich eine erosiv geformte, markante Wallform auf der orografisch rechten Seite des Schlicker Baches ab. Diese wurde von LEIDLMAIR (1953) als Endmoräne des Gschnitz-Stage interpretiert. Auf der äußeren Seite der Wallform befindet sich eine Erdstromablagerung, die auf einen Wasserstauer im Untergrund hinweist. In der Flanke zum Bach sind ca. 30 m mächtige Bänderschluße mit sandig-kiesigen Lagen aufgeschlossen, die vermutlich ursächlich für die Wallform sind. Die Schluße weisen auf eine Stausituation am Eisrand hin. Somit handelt es sich bei der Wallform nicht um eine End- oder Seitenmoränenablagerung, sondern um eine Erosionsform, die sich im Bereich der Bänderschluße gebildet hat. Die Kiese und Sande, mit eingeschalteten schluffigen Lagen, reichen bis auf 1.460 m in den Bereich der eigentlichen Gschnitzmoräne. Letztere ist eine deutlich erkennbare End- und Seitenmoränenablagerung aus dolomitischem Material.

Auf der Südseite des Stubaitals sind im Autengröbl zwischen 1.800 und 2.000 m, nordwestlich unterhalb der Elferspitze (2.505 m), hausgroße Dolomitblöcke (siehe REISER, 2021) auf mehreren Wällen abgelagert. Das Auftreten von Diamikt an der Stirn der Wallformen, sowie vereinzelt zwischen den Blöcken, spricht gegen eine Ablagerung als Blockgletscher oder als reine Felssturzablagerungen. Die Situation wird dahingehend interpretiert, dass ein Felssturz auf einen Gletscher (vermutlich während des Egesen-Stage) erfolgte. Das Material wurde von dem, nun schuttbe-

deckten, Gletscher weitertransportiert und in Wällen und Loben abgelagert. Oberhalb der Autenalm (1.658 m), im Zungenbereich dieser Lokalgletscher, werden ältere, vermutlich gschnitzzeitliche Moränenwälle von Blockmaterial überschüttet.

Übersichtsbegehungen im Oberbergtal

Intensiv verfaltete Glimmerschiefer mit zwischengeschalteten Orthogneis- und Amphibolitlagen sowie Kalksilikategesteinen sind im Talbereich am Ausgang des Oberbergtals aufgeschlossen. Deutlich sind zwei Falten Generationen unterscheidbar (FA1: isoklinale, NE einfallende Faltenachsen vs. FA2: flach SE bzw. NW fallend, mit NE einfallenden Achsenebenen). Scherbänder zeigen eine NE-gerichtete Extension an. Steile, NNW–SSE streichende, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Strukturen.

Um die Frage nach dem Zusammenfließen der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal während des Gschnitzvorstoßes zu beantworten, wurden Begehungen im Oberbergtal sowie an dessen Mündung in das Stubaital durchgeführt. Der Aufschluss beim Kraftwerk Milders, am orografisch linken Talausgang des Oberbergtals, zeigt an der Basis Ablagerungen mit angularen, kristallinen und karbonatischen Geröllen (SSC; Lithofaziescodes nach KELLER, 1996), die als Wildbachsedimente aus dem Oberbergtal interpretiert werden. Diese werden von Silt (Fmd), überkonsolidierten Diamikten (Dm) und korngestützten Kiesen (gGc bis bGc) mit zwischengeschalteten, kiesig-sandigen bis sandigen Ablagerungen (GS, GSp, Sb) überlagert. Das Top der beschriebenen Abfolge befindet sich etwas oberhalb von 1.200 m und lässt sich sowohl mit Eisrandablagerungen auf der orografisch rechten Talflanke (Lokalität Bichl), als auch mit den prominenten, weiter talauswärts im Stubaital gelegenen Eisrandterrassen bei Neustift (cf. HORMES, 2019) korrelieren. Basierend auf der Abfolge und den kartierten Sedimentkörpern lässt sich am Eingang des Oberbergtals eine Stausituation am Rande des, aus dem Unterbergtal vorstoßenden, gschnitzzeitlichen Stubai-Gletschers rekonstruieren: Der anwachsende Stubai-Gletscher riegelte das Oberbergtal ab und staute so den Wildbach. Dadurch kam es zur Ablagerung glaziolakustriner Sedimente mit Dropstones. Ein weiteres Anwachsen des Gletschers führte zum Überfahren der zuvor abgelagerten Sedimente sowie zur Ablagerung der Grundmoräne und der Stubai-Gletscher drang anschließend etwas nach Norden in das Oberbergtal ein. Die Eisrandablagerungen im Hangenden des Diamikts sind angesichts der Höhenlage im Vergleich mit anderen vergleichbaren Sedimenten der weiteren Umgebung am ehesten als Ablagerung während der Stabilisierung des Gletschers zu interpretieren.

Im vorderen Oberbergtal konnten im Talbereich keine Moränenablagerungen festgestellt werden, am Hangfuß östlich von Teiser- und Brixnerhof sind jedoch zwischen 1.300 und 1.900 m lokale (Dolomit führende) Eisrandsedimente aufgeschlossen (cf. HORMES, 2020). Da sich eine Abtrennung von gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen im Gelände nicht bestätigt hat, werden die Eisrandablagerungen in diesem Bereich der Eiszerfallsphase zugeordnet. In einem von der Straße im Tal deutlich sichtbaren Hang-

anriss im Gebiet der Oberberger Mähder ist auf 1.680 m eine Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerung (überkonsolidierter Diamikt, zum Teil mit Scherflächen) aufgeschlossen. Die Wildbäche haben sich tief in die, an den Hang angelagerten, quartären Sedimente eingeschnitten und Schwemmkegel im Talboden gebildet (terrassenförmiger Körper unterhalb des Roacherhofs), die (sub)rezent wiederum erodiert werden.

Weiter in das Tal hinein ist südlich von Kuetzen und Buecherhof zwischen 1.400 und 1.460 m (südliche Talseite) eine talauswärts absteigende Wallform mit großen Blöcken (bis zu 70 m³) erhalten. Obwohl dies nicht durch Datierungen belegt werden kann, handelt es sich dabei vermutlich um eine Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Obernberg-Gletschers. Die Geometrie einer Seitenmoränenablagerung direkt südlich davon zeigt, dass der Obernberggletscher gerade noch mit einem Gletscher aus dem Kar nördlich der Seblaspitze in Kontakt war. Jedenfalls spricht die Position des Seitenmoränenwalls im Talgrund, 4 km vom Talausgang entfernt, gegen eine spätglaziale Vereinigung der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal. Östlich (in Richtung talauswärts) dieses Moränenwalls gibt es keinerlei Hinweise auf Ablagerungen einer gschnitzzeitlichen Gletscherzunge im Oberbergtal. Darüber hinaus hätte der Aufschluss beim Kraftwerk Milders bei einem Zusammenfließen der beiden Gletscher vermutlich nur geringes Erhaltungspotenzial gehabt.

Quartärgeologische Untersuchungen zur Gliederung der spätglazialen Ablagerungen im Senders- und Fotschertal

Im Talboden des Senderstals ist auf 1.400 m im Bereich der Fischerhütte/Zwengerhaus (Lokalität Kaserl) eine erosiv überprägte Seitenmoräne erhalten, die aufgrund der Lage dem Gschnitz-Stadial zugerechnet wird (KLEBELSBERG, 1929; KERSCHNER & BERKTOLD, 1981). Die genaue Position der Endmoräne kann nicht lokalisiert werden. Eisrandablagerungen, die in der Umgebung zwischen 1.500 und 1.600 m an den Talflanken angelagert sind, werden der Eiszerfallsphase zugeordnet. Talaufwärts setzen an den talnahen Flanken ab ca. 1.480 m die von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) beschriebenen, monomikten Bergsturzaablagerungen ein, überlagert von einer Grundmoränenablagerung, die mit den zuvor beschriebenen gschnitzzeitlichen Seitenmoränen verknüpft wird. Diese stratigrafische Situation – gschnitzzeitliche Grundmoräne über prä-gschnitzzeitlicher Bergsturzaablagerung – zieht sich bis zur Kapelle oberhalb der Kemater Alm (1.673 m), wo morphologisch eine subglaziale Wallform vorliegt. In den Bachrungen in der Almwiese sind ebenfalls angulare, monomikte (Dolomit) Bergsturzaablagerungen mit „jigsaw-clasts“ (puzzleartig zerbrochene Klaster) aufgeschlossen. In südöstlicher Richtung bergwärts, im Bereich der Oberen Isse, unterhalb der Lokalität Papstkreuz, ist auf ca. 1.900 m im Graben eine abgeglittene Felscholle aus kataklastisch überprägtem, dunklem Dolomit (vermutlich Anisium) aufgeschlossen. Die Ausbruchsnische des prä-Gschnitz-stadialen Bergsturzes befindet sich direkt oberhalb, im Bereich zwischen Hochtenspitze (2.549 m) und Hochtennboden. Die Bergsturzaablagerungen an der Kemater Alm werden von einer ca. 20 cm mächtigen, polymikten Grundmoränen-

ablagerung (vermutlich Gschnitz-Stadial) mit facettierten Dolomit- und Kristallinkomponenten überlagert. Hangleisten mit großen Dolomitblöcken nördlich der Kemater Alm werden als Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Gletschers interpretiert. Nördlich der Adolf-Pichler-Hütte (1.977 m) sind an der westlichen Talflanke Reste von Seitenmoränenablagerungen mit abgerundeten Kämmen zu erkennen, die auch schon von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Ablagerungen des Gschnitz-Stadials klassifiziert wurden.

Mit der eindrucksvollen Moränenbastion, an deren äußerstem Punkt die Adolf-Pichler-Hütte thront, ändert sich das im Vorfeld subglazial geprägte Landschaftsbild schlagartig. Die gut erhaltenen Moränenwälle in der Umgebung der Adolf-Pichler-Hütte wurden von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Typuslokalität für das Senders-Stadial definiert. Beachtenswert ist der Materialwechsel in den Endmoränenablagerungen unterhalb der Adolf-Pichler-Hütte. In der letzten Kehre unterhalb der Hütte ist ein Diamikt (Dmm) mit angularen bis subangularen Dolomitkomponenten und subangularen bis subgerundeten Kristallinkomponenten in einer siltigen Matrix aufgeschlossen. 10 m weiter den Weg entlang sind kaum mehr Kristallinkomponenten im Diamikt zu beobachten. In der Kehre an der Hütte ist nur mehr angularer, klastengestützter Dolomitschutt (SCc) anzutreffen. Betrachtet man die Abfolge von subglazial geprägtem (angerundetem) Material im tieferen Abschnitt und darüber dominant auftretendem eckigem, und damit supraglazial transportiertem Sediment, dann ist nach JÜRGEN M. REITNER (mündl. Mitt.) die Genese dieser Endmoräne am besten als Ablagerung eines stark schuttbedeckten Gletschers erklärbar. Darüber hinaus wurde das Moränenmaterial teilweise durch Blockgletscher remobilisiert.

Zur Datierung der Wallformen wurden mehrere Dolomit- und Glimmerschieferblöcke auf den Wällen sowie Ablationsblöcke beprobt. Das in der Karte von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) eingezeichnete Daun-Stadial konnte an der entsprechenden Lokalität im Gelände nicht nachvollzogen werden. Mehrere große Sturzblöcke im Bereich der Verflachung auf 2.100 bis 2.200 m weisen auf einen Felssturz aus der Westflanke der Großen Ochsenwand (2.700 m) hin. Eine Blockgletscherablagerung innerhalb einer (Egesen?) Seitenmoränenablagerung auf 2.200 m stellt vermutlich eine umgelagerte Felssturzaablagerung aus der Nordwestflanke der Riepenwand (2.774 m) dar. Etwas weiter westlich ist eine Blockschutthalde mit vergrusten Dolomitblöcken aufgeschlossen, die vermutlich ebenfalls einem oder eventuell dem gleichen Felssturzeignis zugeordnet werden muss.

Im Senderstal ist am östlichen Hangfuß des Angerbergkopfes (2.399 m) eine prägnante Wallform bzw. Hangleiste mit glazial geprägten, subangularen Blöcken erhalten, die, in einzelne Segmente zerlegt, von 1.860 m im Norden auf 1.980 m im Süden ansteigt. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) interpretierten die Wallform als Seitenmoräne und verwendeten diese zur Rekonstruktion der Gletscherzunge des Senderstalgletschers. In Bezug auf die Interpretation dieser Wallform ist es jedoch wichtig darauf zu verweisen, dass die Talflanken im Fotschertal und Senderstal von großflächigen gravitativen Massenbewegungen bestimmt werden. Auf dem Laserscan ist deutlich zu erkennen, wie tiefgreifende Hangdeformationen die Morphologie im Senderstal überprägen. Die Massenbewegungen reißen in

Literatur

Glimmerschiefern an, die in E–W-Richtung über die N–S verlaufenden Bergrücken streichen. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) berichten von Wallformen im Festgestein auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite und argumentieren auch einen geringfügigen Versatz des Seitenmoränenwalls durch eine Massenbewegung. Die Position der Wallform an der Stirn der Massenbewegung sowie die „frische“ morphologische Ausprägung sprechen jedoch eher für einen Kompressionswall einer Massenbewegung. Darüber hinaus findet die Wallform keine direkte Fortsetzung außerhalb der Massenbewegung.

Eine weiter talauswärts auf 1.870 m ansetzende Hangleiste wird von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) dem Gschnitz-Stage zugeordnet, sie lässt sich mit Resten einer Seitenmoränenablagerung bei der Kemater Alm auf ca. 1.700 m korrelieren.

Im Fotschertal zeigt sich südwestlich des Alpengasthofs Bergheim (1.464 m) das Zusammenfließen der Gletscher aus dem hinteren Fotschertal und aus dem Einzugsgebiet des Almindbaches (Almindgletscher). Der deutlich ausgeprägte, orografisch rechte Seitenmoränenwall des Almindgletschers schneidet den orografisch linken Seitenmoränenwall des Fotschertalgletschers ab; im Zwickel befindet sich auf 1.550 m eine Vernässungszone. Auf etwa 1.460 m, wo die Forststraße den Almindbach quert, sind teilweise geschichtete Kiese und Sande (GS) sowie konsolidierte Schluffe aufgeschlossen. Diese werden als Eisrandablagerungen des Fotschertalgletschers interpretiert, die beim Vorstoß des Almindgletschers überfahren wurden. Die Position der Endmoräne des Almindgletschers im Talboden kann aufgrund einer Massenbewegung im Gebiet der Axamer Kälberalm nicht lokalisiert werden. Entlang der gut erhaltenen Seitenmoränenwälle (sowohl Almind- als auch Fotschergletscher) wurden mehrere Blöcke aus Glimmerschiefer und Paragneis für die ¹⁰Be- Expositionsdatierung beprobt. Nördlich außerhalb des Kartenblattes, am Eingang des Fotschertals bilden Sande und gradierte Kiese auf ca. 1.100 m ausgeprägte Eisrandterrassen bei der Ortschaft Tanneben und im Bereich des Seigesbaches (Kiesgrube) aus (cf. HORMES, 2020). Die Eisrandablagerungen sind bis auf eine Höhe von 1.400 m in das Fotschertal hinein verfolgbar. An der Kartenblattgrenze, im Bereich des Geschieberückhaltebeckens im Seigesbachgraben, sind Deltaablagerungen aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen in den Hängen oberhalb der Rückhalte-mauer sind allesamt in Bewegung, wobei diese gravitative Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens zu kennzeichnen ist. Zusammen mit einem Starkniederschlagsereignis waren Anteile dieser instabilen Sedimentakkumulation im Bachgraben ursächlich für das Murreignis in Sellrain im Juni 2015.

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck.

DIETRICH, H. (1983). Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, **31/3–4**, 235–257, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORMES, A. (2019): Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 396–401, Wien.

HORMES, A. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 495–498, Wien.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21/2**, 115–130, Chichester.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–12, Basel.

KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**, 125–134, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. v. (1929): Alte Gletscherstände im Vorland der Stubai Kalkkögel. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **17**, 211, Innsbruck.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 173–242, Wien.

LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). – Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, **32/33**, 14–33, Innsbruck.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of Late Glacial and post-glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciations of the Alps (Series in Earth Sciences, **7**), 143–165, University of Colorado, Boulder.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain“ 2006. – In: SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 61–92, Darmstadt.

PALZER-KHOMENKO, M. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Sennhütte auf Blatt 147 Axams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 154–157, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter: 3. Band: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen, 717–1199, Leipzig (Tauchnitz).

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 159–161, Wien.

REISER, M. (2021): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 211–213, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1932). Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente im Zillergrund auf Blatt NL 33-01-25 Sankt Peter in Ahrn

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2020 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of 85 km² in the upper reaches of Zillergrund valley in the Zillertal Alps in the south-western corner of the UTM map sheet NL 33-01-25 St. Peter in Ahrn. The mapped area encompasses the eastern side of Sundergrund, Hundskehle (Hundskehlgrund) and Zillergründl valleys as well as the main Zillergrund valley in the section between In der Au and Bärenbad settlements and neighbouring cirques: Hohenbergkar, Aukar and Oberes Bärenbadkar. The mapped valleys are dissected in the Zentral gneiss lithology and show a typical high Alpine relief comprising straight, deeply incised glacial troughs and hanging tributary cirques. The elevation range in the mapped area reaches ca. 2,000 m (always above sea level in this text), between 1,250 m in the Zillergrund valley bottom to 3,303 m in the summit of Reichenspitze. In this steep terrain, Quaternary sediments only occur in the valley floor and the hanging cirques.

Last Glacial Maximum (LGM)

The maximum ice surface elevation during the Last Glacial Maximum is evidenced on glacial erosional landforms e.g. polished bedrock on valley-side spurs, which turn to sharp arêtes above. Glacially truncated spurs (Hahn, Aukaregg) occur at 2,400–2,450 m in the neighbourhood of In der Au settlement in the Zillergrund valley and rise upvalley in the Zillergründl valley from ~2,500 m near the Plattenkopf spur, ~2,550 m in the Rainbachkopfl spur to more than 2,700 m in the area of Heiliges Geistjöchel pass. The south-western direction of striae and crescentic gouges located 400 m northwest of this pass as well as the polished quartz vein directly on the pass confirms that there was a small scale ice overflow trough the pass to the south during the LGM. In the head of the Hundskehle and Sundergrund valleys, the LGM ice-surface reach 2,600–2,650 m and similarly, ice likely overflow the Hundskehlloch (2,559 m) and Hörndlloch (2,553 m) passes to the south.

Lateglacial, Egesen stadial

The mapped area was in the accumulation zone during the Gschnitz stadial, therefore, there are no Gschnitz moraines, however, Egesen stadial moraines and relict rock glaciers occur in most of the cirques in this area. Egesen moraines commonly occur in the elevation range 2,200–2,600 m, but the lowest lateral moraine at 1,775 m is preserved in Bärenbadkar near Bärenbadkarhütte. Mostly moraines are not preserved in the bottoms of glacial troughs due to strong filling by talus and alluvial sediments. The expectation in the Hundskehle valley where Egesen latero-frontal moraines occur in its upper section, close to Talweg at 1,970 and 2,180 m.

The Egesen stadial is recorded as multi-moraine sequences. The common is 2–4 moraines showing glacier retreating phases in the cirques. The best-developed moraine sequences with massive 5–30 m high moraines can be observed in vast cirques exposed to the west in the Sundergrund (Bockkar, Schönhüttenkar, Rosskar), Hundskehle (Rosskar below Kleinspitze, Schafkarlen) and Zillergründl valley (Zillerkar, Gamskarl, Hohenaukar). Egesen moraines are often built with large several meters diameter blocks that often occurred as openwork accumulations, which suggest a high content of passively transported material on glaciers (surficial moraine). Moraines are accompanied by relict rock glaciers, which often surround as debris aprons the lowest cirque footwalls near the truncated spurs, for example, Aukarkopf and Rainbachkopfl spur in the Zillergründl valley and Roskopf spur in the Sundergrund valley. Most of the relict rock glaciers occur in the elevation range 2,200–2,400 m. The largest relict rock glaciers spread in the bottom of Gaulkar cirque located south of In der Au settlement at an elevation of 2,130 m.

Holocene moraines intact rock glaciers

In the mapped area, Holocene/Little Ice Age (LIA) moraines occur only in the hanging cirques. They record the extent of 30 individual glaciers during the maximum Little Ice Age advance covering in total 12.7 km² of area. Most of these glaciers are now close to or have already disappeared. The total area of glacial and small residual glaciers and snow patches is 2.26 km² (mapped on the base of the laser-scanning model and recent orthophoto imagery). Relatively large glaciers Zillerkees (0.4 km²) and Kuchelmooskees (0.57 km²) are still found in the Raichenspitze massif in the Zillergründl catchment area. During Holocene advances these glaciers formed large moraine systems, with moraines up to 60 m high, e.g. the left-hand lateral moraine in the Zillerkar cirque. In the forefields of these glaciers, there are also moraines and glacier deposits older than 1850 advance. These moraines are found in the outer position and have a denser vegetation cover. Large Holocene moraine complexes occur also below Rauchkofel mountain in the upper part of the Zillergründl valley and northeast from the Napfspitze mountain in the Hundskehle valley. A good example of a large LIA glacier that has completely melted is found in the Rosskar cirque located northwest of Napfspitze mountain in the Sundergrund valley. The LIA moraines mark the extent of 1 km long and 0.56 km² large glacier. Currently, there are only small snow patches there. Similar length (1 km), size (0.6 km² large) and exposition (NW) had Dreieckerkees glacier in the head of the Zillergründl valley, which is now completely melted. The LIA terminal moraine of this former glacier is found in the flat alluvial infill of an overdeepening basin close to small lake Seewl (2,467 m), 1.1 km north from the Heiliges Geistjöchel pass. There are two moraine walls, the outer one 1 m high and the inner one 2 m high, made mainly of glacially deformed alluvial sands and gravels (push moraines). On the proximal side of the moraine walls, there is also typical material transported by small mountain glacier – large angular, openwork boulders. Push moraines are unusual in the Zillertal

Alps. Apart from the described one in the Zillergründl, such moraines are only known in Schwarzensteinkees glacier forefield in the Upper Zemmgrund valley (ZASADNI, 2011).

In the mapped area occur 38 intact rock glaciers (active or inactive rock glaciers, undistinguished). They are related to climate condition and permafrost creep during the late Holocene/Little Ice Age. Fronts of intact rock glaciers are on average at an elevation 2,590 m. The lowest ones occur in Gaulkar cirque (~2,200 m) located south of In der Au settlement and Magnerkare cirque (2,350 m) located south of Zillergründl reservoir lake. In the head of Zillergründl valley near Heiliges Geistjöchel pass, between Winkelkopf mountain and Oberboden site occur the largest rock glacier in the Zillertal Alps. It is only 800 m long but covers an area of 0.56 km², which makes it twice the size of the largest rock glaciers on the northern slope of the Tuxer Hauptkamm massif. Its front is 20–40 m high and stands at an elevation 2,410 m.

Landforms and sediments related to mass movements

Large landslides and deep seated gravitational deformations do not occur in the mapped area. The only evidence of deep seated rock flow occurs in the western side of Aukar cirque where several gravitational antithetic faults occur in the Aukar alp, from ~2,000 to ~2500 m. Down from this cirque occurs large rockfall scarp and massive boulder accumulation comprising several meters up to 20 m in diameter blocks. Similar debris accumulations with exceptionally large blocks occur also near In der Au settlement and the lower section of the Sundergrund valley. These debris accumulations are distinguished from common talus slope and cones not only by the large size of blocks but

also by the less segregation of the material, which is typical for taluses. Most likely, they were formed as the result of larger single or several rock falls or rock avalanches just after the deglaciation of the valleys. Today these landforms are inactive.

The bottoms of the main valleys are filled with talus and debris flow cones and alluvial sediments. Unusual talus accumulations occur in the Hundsköhle valley – particularly near Mitterhütten and Grumala sites and south of Karlahner site (1,850–2,190 m). They occur only on the foot of rock walls on the western side and are made entirely of debris and blocks without a fine matrix. The surface of these debris cones often reaching the counter slope so the debris is accumulated in an upslope direction. The morphological shape and also the common occurrence of fine debris on the top of larger blocks on their surfaces (snow avalanche perched debris) prove that the main process of debris accumulation in these cases is snow avalanches. The Hundsköhle Valley is blocked in three places with such debris cones, which gives a very interesting phenomenon of sinking and flowing out of a relatively large stream. The fact that the stream flows underground through the cone material proves that they are mainly made of openwork large blocks.

References

ZASADNI, J. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Zemmgrund, Schlegeisgrund und im Bereich Dristner und Tuxer Joch auf Blatt 149 Lanersbach, 150 Mayrhofen und 176 Mühlbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 138–140, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

In den Kartierungssaisonen 2018/2019 wurden hauptsächlich kalkalpine Abschnitte im Mittelteil des Kartenblattes Waidhofen an der Ybbs geologisch neu aufgenommen. Das Arbeitsgebiet 2018 erstreckte sich von Waidhofen an der Ybbs nach Osten bis nach Gstadt und im Süden bis in den Bereich Rabenstadl (Niederösterreich). Im Jahr 2019 wurden die Arbeiten im Gebiet von Großschnaidt, Lindau und Weyer (Oberösterreich) fortgesetzt. Zusätzlich wurden Bereiche der Rhenodanubischen Flyschzone südlich des Nellingbachtals begangen.

Abschnitt Waidhofen/Ybbs, Gstadt, Rabenstadl

Am südlichen Stadtrand von Waidhofen an der Ybbs sind Gesteine der Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum) aufgeschlossen. Bei diesen handelt es sich überwiegend um dunkelgraue bis schwarze, variabel (wenige Zentimeter bis

max. 40 Zentimeter) gebankte, sandige Mergel mit häufig Hellglimmerschüppchen auf den Schichtflächen und eingeschalteten ebenflächigen Sandsteinlagen. Dabei wechseln sich dünnblättrig spaltende, tonigere Lagen mit kompakteren, kalkigeren Bänken ab. Zusätzlich treten dickere Kalkmergellagen mit Crinoidenschutt auf, selten sind auch Hornsteinknollen enthalten.

Die besten Aufschlüsse in diesem Gestein befinden sich unmittelbar südlich der Schmalspurbahn am Hang und in den Gräben oberhalb der Bahntrasse zwischen der Haltestelle beim BRG Waidhofen/Ybbs (Schiller Park) und dem östlich gelegenen Sportplatz (Vogelsang). Weitere Aufschlüsse sind am Weg von der Stadt zum Naturpark und im Graben, der südlich des Parks in den Schwarzbach mündet, vorhanden.

Dieses Gestein entspricht lithologisch dem von verschiedenen Autoren beschriebenen „Posidonomyenmergel“ (GEYER, 1909: 60–62, 1911: 32–33) – „*Posidonia alpina* Mergel“ (TRAUTH, 1921: 176ff.) – und der „Mergelentwicklung mit *Bositra buchi* (ROEMER)“ (FAUPL, 1975: 11, 41–45), die im Hangenden der Gresten-Formation folgt und als marine Ablagerung des Obersten Unterjura (Lias) bis Mitteljura (Dogger) anzusehen ist.

Die „Posidonienschichten“ (PILLER et al., 2004) werden im Süden von einer etwa WNW–ESE streichenden, steilstehenden Störung abgeschnitten und grenzen tektonisch an einen braun verwitternden, fein- bis grobkörnigen, Helliglimmer führenden Quarzsandstein mit Mergellagen, der bereits zum Flysch der Klippenhülle zu stellen ist. Teilweise kommen in diesem Sandstein auch bunte Ton-Mergeleinschaltungen vor.

Der Flyschsandstein der Klippenhülle grenzt wiederum an einer, jetzt steiler ESE vom „Vogelsang“ im Osten bis in das Schwarzenbachtal WNW streichenden Störung an Gesteine der Losenstein-Formation. Diese bildet das tektonisch Liegende der Frankenfels-Decke und ist an der Basis des Buchenberges südlich Waidhofen an der Ybbs und im Sattelgraben über dem „Wh Untergrasberg“ bis in den oberen Bereich des Grabens, der Richtung Schwarzenbachtal hinunterzieht, aufgeschlossen.

Die Losenstein-Formation besteht dabei zum überwiegenden Teil aus braun verwitternden, Karbonat gebundenen, auch kieseligen Feinsandsteinen und grünlichgrauen Mergeln, die jedoch entweder bis über kopfgroße Quarzgerölle (auch Kalk und Kristallingesteine) oder Grobsandstein- und Brekzienlagen mit Karbonatkomponenten und Glaukonit enthalten. Im Talschluss des Sattelgrabens, unmittelbar östlich des Sattels, treten innerhalb der Losenstein-Formation überwiegend radiolaritisch-kieselige Gesteine mit eingeschalteten dunkelgrauen, sandigen Kieselkalken, 5 bis 15 cm mächtigen, sehr zähen, gefitteten bio- und lithoklastischen Grobsandsteinlagen mit überwiegend Crinoidenschutt und auffälligem Glaukonitgehalt und bis zu 50 cm mächtigen Brekzienlagen mit triadischen? Kalkkomponenten auf.

Auf der Nordseite des Buchenberges trifft man in der östlichen und westlichen Nachbarschaft des „Jubiläumsbrunnens“ auf kleine Felsrippen, die aus der Losenstein-Formation hervorgehen. Diese bestehen aus einem dünnbankigen und mergeligen, dicht mikritischen, hellgrau-beige gefärbten und teilweise fleckig bioturbirten Bankkalk, der teilweise Hornsteinknollen und -Lagen führt. Im untersten Abschnitt des westlichen Aufschlusses ist an der Basis dieses Kalkes noch ein hellroter, dünnschichtig-knolliger und mikritischer Kalktyp aufgeschlossen. Vermutlich handelt es sich bei dieser Kalkrippe um eine inverse Abfolge aus Haselbergkalk und Schrambach-Formation.

Gegen Westen kann diese, sehr schlecht aufgeschlossene Kalkrippe mit Lesesteinen bis zu dem Forstweg verfolgt werden, der in 440 m Seehöhe oberhalb des Waidhofenbachtals verläuft und danach unter der Schuttbedeckung verschwindet. Die Kalkrippe dürfte sich westlich des Schwarzbachtals in der bereits bei GEYER (1909: 54–55, 1911: 35–36) und TRAUTH (1921: 201–202, 1948: 184ff.) beschriebenen Wandstufe der „Schnabelberg Kanzel“ fortsetzen.

Die Frankenfels-Decke setzt mit Opponitzer Rauwacke, die als ältestes Schichtglied meist im Grenzbereich zur Deckenüberschiebung erhalten ist, ein. Gute Aufschlüsse finden sich an der Basis des Buchen- und Schnabelberges beiderseits der Bundesstraße durch das Schwarzenbachtal. Im stratigrafisch Hangenden folgt Hauptdolomit in typischer Ausbildung, in dem am Schnabelberg eine weithin verfolgbare Synklinale angelegt ist, die von Kössen-Formation über Allgäu-Formation, bunte Kalke des

oberen Jura sowie Schrambach-Formation bis in die siliziklastische Losenstein-Formation reicht (BRYDA, 2017). Diese Synklinale schließt sich am Ostende des Schnabelberges unter weitestgehender Abscherung der Schichtfolge im inversen Hangendschenkel und der Losenstein-Formation im Muldenkern.

Im Schwarzenbachtal ist nur mehr die Kössen-Formation des Liegendschenkels mit streckenweise auflagerndem Oberrhätalk erhalten. Diese Formationen ziehen als steil SE fallendes, schmales Band über die Westflanke des Buchenberges und keilen im Bereich der Ostflanke aus bzw. werden tektonisch abgeschnitten. Die Hangendgrenze zum überlagernden Hauptdolomit der Buchenberg-Südostflanke folgt der Abscherungsfläche des Hangendschenkels der Schnabelberg-Synklinale. Der Hauptdolomit im Bereich der Südostflanke des Buchenberges entspricht also dem Hauptdolomit des inversen Schenkels der Schnabelberg-Synklinale. Bei dem schmalen Band aus Rauwacke, welches aus der Südostflanke des Schnabelberges über das Schwarzenbachtal nach WNW streicht und den Hauptdolomit des Buchenberges als schmale Lamelle überlagert, handelt es sich vermutlich um Opponitzer Rauwacke.

Nach TRAUTH (1954: 125) und beiliegender geologischer Karte sind innerhalb der Frankenfels-Decke südlich des Buchenberges zwei Synklinalen mit Jura-Kreideablagerungen angelegt. Die vom Waidhofenbachtal (Einmündung des Lugerbaches) über das namensgebende Wirtshaus Untergrasberg über den Sattelgraben in das Ybbstal WSW–ENE streichende „Untergrasberg-Mulde“ und die im Grenzgebiet zur Lunz-Decke mehr oder weniger E–W streichende, nach dem Gehöft Obergrasberg benannte „Obergrasberg-Mulde“. SCHNABEL (1970: 181) weist darauf hin, dass in der „Untergrasberg-Mulde“ nicht, wie von TRAUTH (1954) angenommen, eine vollständige Schichtfolge von der Trias bis in die Unterkreide vorhanden ist, sondern nur Gesteine des oberen Jura und der Unterkreide, die in tektonischem Kontakt zu den auflagernden Rauwacken und dem Hauptdolomit stehen. SCHNABEL (1970) betrachtet die „Untergrasberg-Mulde“ daher als Aufschuppung oder Fenster, in dem die Oberjura-Unterkreide-Gesteine einer „Frankenfels-Liegendschuppe“ aufgeschlossen sind. Diese werden von der „Frankenfels-Hangendschuppe“ überlagert (SCHNABEL, 1970: Tafel 6, Profil 3). Die „Obergrasberg-Mulde“ betrachtet er, wie TRAUTH (1954), als enggepresste, nordvergente Synklinale mit einer vollständigen Schichtfolge, die vom Hauptdolomit bis in das „Neokom“ (Tiefere Unterkreide, Berriasium–Hauterivium) reicht.

Die eigenen Kartierungen bestätigen im Prinzip die Vorstellungen von SCHNABEL (1970), liefern darüber hinaus jedoch noch zusätzliche Details, aufgrund derer das Bild noch etwas abgewandelt werden muss:

Die Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke verläuft im westlich gelegenen Lugerbachtal an der Basis der Lunzer Schichten entlang der nordwestlichen, dem Schnabelberg zugewandten Talflanke. Nordwestlich der Einmündung des Lugerbaches in den Waidhofenbach ist im Bereich der Überschiebung eine geringmächtige Schuppe aus rotem Flaserkalk (Haselbergkalk = Tithonflaserkalk) und stratigrafisch auflagernder Schrambach-Formation in den Hauptdolomit der Frankenfels-Decke tektonisch eingeschaltet. Die Deckengrenze streicht nun quer über das Tal des Waidhofenbaches und

folgt dann, im Bereich des Gehöfts (Jausenstation) Bärleiten, zuerst der Grenze zwischen Lunzer Schichten und Opponitzer Rauwacke. Der in diesem Bereich aufgeschlossene, sichere Lunzer Sandstein ist in bisherigen Kartierungen nicht erfasst worden und als schmale, gut aufgeschlossene Rippe in NE-Richtung bis knapp unterhalb des Gasthofes Untergrasberg verfolgbar.

Vermutlich können diese Lunzer Schichten nicht als stratigrafisch liegender Teil der Opponitzer Rauwacke und ältester Anteil der Frankenfels-Decke angesehen werden. Eher handelt es sich um die Fortsetzung der Lunzer Schichten an der Basis der Lunz-Decke, die auch am Hang südlich des Gehöfts Bärleiten, oberhalb der Bahnstrecke anstehen. Die Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters ist bereits im Graben südlich des Gehöfts Bärleiten nachweisbar und dann über den Gasthof Untergrasberg bis in den Sattelgraben verfolgbar. Im Graben südöstlich Bärleiten setzt auch ein Zug mit stark tektonisch beanspruchtem Hauptdolomit, druckgelöster (geschieferter) Allgäu-Formation und auflagernden geringmächtigen roten Spatkalken (Vils-Formation bis Mühlbergkalk?) ein, der als Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale der Frankenfels-Decke anzusehen ist. Vermutlich gehören auch die kleinen, isoliert über der Losenstein-Formation liegenden Schollen (südwestlich Untergrasberg und im Sattelgraben) aus tektonisch stark beanspruchter Rauwacke und Hauptdolomit ursprünglich dem Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale an. Die zwischen Kreilhof und dem Vogelsang ungewöhnlich mächtige Allgäu-Formation befindet sich in einer analogen Position.

Spätestens ab dem Gasthof Untergrasberg geht die Überschiebung der Lunz-Decke in eine steil SE fallende Störung über, welche die Opponitzer Rauwacke und den Hauptdolomit des Buchenberges mit der unterlagernden Losenstein-Formation von der Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters trennt und diese gegenüber den zuerst genannten Einheiten anhebt.

Die Deckengrenze der Lunz-Decke verläuft ab Untergrasberg wieder an der Grenze zwischen den Lunzer Schichten und der Losenstein-Formation zuerst wieder nach Südwesten bis in den Graben südlich Bärleiten und danach oberhalb der Südflanke des Grabens in Richtung Glatzberg, schwenkt aber auf Höhe des Gehöftes Obergrasberg in W-E-Richtung um und quert die Nordwestflanke des Glatzberges in etwa 780 m Seehöhe. Im Liegenden wird die Überschiebung von einer Abfolge aus dunkelgrauen, kieseligen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation, hellroten und weißen Spatkalken (Vils-Formation und Mühlbergkalk) und mikritischen, grünlichgrauen, dünn-schichtigen und bioturbirten Mergelkalken der Schrambach-Formation begleitet. Diese bilden den Rest des invers liegenden Hangendschenkels der Obergrasberg-Synklinale.

Am Glatzberg selbst ist bereits innerhalb des Hauptdolomites der Lunz-Decke eine kleine, WSW-ENE streichende Synklinale erhalten, deren Schichtfolge zumindest bis in den höheren Dogger reicht.

In früheren, weniger hoch aufgelösten Kartierungen (SCHNABEL, 1970; HENRICH, 2011) wurden die Gesteine dieser „Glatzberg-Synklinale“ noch der Obergrasberg-Synklinale und damit der Frankenfels-Decke zugeordnet. Daraus resultierte eine ungewöhnliche Raumlage der Deckenüberschiebungsfäche der Lunz-Decke auf die Franken-

fels-Decke, die im Kartenbild und Geländeverschnitt einer scheinbar mittelsteil nach Nordwesten einfallenden Überschiebungsfäche entsprochen hätte.

Innerhalb der Glatzberg-Synklinale ist besonders an deren West- und Ostende geringmächtiger oolithischer Plattenkalk mit der Foraminifere *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954) erhalten. Darüber folgt ein schmales Band schlecht aufgeschlossener, typischer Kalke der Kössen-Formation. Im stratigrafisch Hangenden dann Korallen führender, creme-weißer und dickbankiger Oberrhätalk.

Im ENE-Teil der Glatzberg-Synklinale und auch im Bereich des Felsens mit dem Aussichtspunkt/Bildstock am WSW-Ende der Synklinale wird der Oberrhätalk von einem gelblichgrau bis rötlichgrau gefärbten, variabel gebankten, welligschichtigen und feinkörnigen, kieseligen Kalk, der teilweise große Hornsteinknollen führt, überlagert.

Im Dünnschliff ist dieser als Grainstone bis Packstone, der hauptsächlich aus teilweise bräunlich-gelb verfärbten, meist unregelmäßig begrenzten Pellets mit 0,1 bis 0,25 Millimeter Durchmesser besteht.

Die zweitwichtigste Komponente bilden Schwammnadeln, die jedoch meist in Kalzit umgewandelt sind. Zusätzlich sind Ostracodenschalen, Echinodermenbruchstücke, einige uniseriale Foraminiferen und selten Gastropodenschalen vorhanden. Der Zement zwischen den Komponenten ist feinkörnig mikrosparitisch ausgebildet, etwa 1 % der Komponenten besteht aus siliziklastischem Detritus – das Gestein ist stark bioturbiert.

Bisher konnten in dem Gestein keine Makrofossilien gefunden werden – lithologisch kann es mit dem Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk) verglichen werden – ist jedoch nicht „lutitisch“ entwickelt (TOLLMANN, 1976: 303–306). Als stratigrafische Reichweite kann Unter- bis Mitteljura? angenommen werden.

Im Hangenden wird der „Scheibelbergkalk“ von meist hellroten, aber auch weißen, dünnbankig-knolligen Crinoidenspatkalken überlagert, die vorerst zur Vils-Formation (Mitteljura) gestellt worden sind. Im Grenzbereich zu dieser ist der „Scheibelbergkalk“ teilweise als intraformationelle Brekzie mit Hornsteinbruchstücken ausgebildet (Aufschlüsse nahe dem Bildstock, Aussichtspunkt oberhalb des Weges auf den Glatzberg).

Zur abschließenden Klärung der stratigrafischen Zuordnung und Reichweite der beschriebenen Gesteine der Glatzberg-Synklinale soll das Gebiet in der kommenden Kartierungssaison nochmals besucht und weitere Proben entnommen sowie Makrofossilien aufgesammelt werden.

Abschnitt Großschnaidt, Lindau, Weyer

Der im Bereich von Großschnaidt und am Lindauer von HENRICH (2011) bereits erfasste geologische Aufbau konnte im Wesentlichen bestätigt werden. Die Verwendung von Laserscan-Daten führte jedoch an vielen Stellen zu Lagekorrekturen der Gesteinskontakte und der Abgrenzung zahlreicher, bisher nicht erkannter Massenbewegungen. Zusätzliche, im teilweise schlecht aufgeschlossenen Gelände neu gefundene Aufschlüsse und einige Berichtigungen ergeben ein abgeändertes Bild des tektonischen Baustils.

Die inverse Schichtfolge des 898 m hohen Elmkogels (BRYDA, 2017) wird oberhalb des Gehöftes Riener von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten und der Kontakt zwischen der liegenden Schrambach-Formation und den roten und grauen, teilweise Hornstein führenden Spatkalken (Mittel- bis Oberjura?) um ca. 150 m linksseitig versetzt. Die Jura-Rotkalken bauen sodann den markanten Rücken auf, der oberhalb Riener in Richtung des Sattels am Talschluss der „Großschnaidt“ streicht. In stratigrafisch tieferer Position folgt Allgäu-Formation, die besonders am Forstweg, der von der Straße unterhalb des Sattels bei 700 m in nordöstliche Richtung abzweigt, schön aufgeschlossen ist.

Im Bereich dieser Abzweigung wird die Jura-Schichtfolge vermutlich wieder von einer jetzt W–E verlaufenden Störung abgeschnitten und dürfte sich dann im Höhenzug des Hanslbauer Kogels (Kartierung: HENRICH, 2011) fortsetzen. Die Fleckenmergel der Allgäu-Formation sind auch noch am Hang südlich der Straße („ro“ von Großschnaidt) schlecht aufgeschlossen.

Bei der unterhalb des Gehöftes Reiner eingetragenen Sandgrube handelt es sich eigentlich um einen Steinbruch innerhalb des dort stark tektonisch zerrütteten Hauptdolomits. Diese Hauptdolomitscholle entspricht in ihrer Position dem Hauptdolomit des Elmkogels und ist auch am Hang südlich der Straße bis in etwa 720 m Seehöhe auskartierbar.

Weiterer Hauptdolomit ist südlich der Straße bei 700 m aufgeschlossen und in Richtung der Bauernhöfe Bretboding und Hochramskogel verfolgbar. Unmittelbar südlich des Hofes Hochramskogel ist über eine kurze Strecke auch fossilführende Kössen-Formation vorhanden, die wohl die stratigrafische Unterlagerung der beschriebenen Allgäu-Formation bildet. Am Hang südlich des Hofes folgt dann wieder Hauptdolomit, der dann als nach Südosten einfallende Lamelle bis in den Graben des Großschnaidtbaches und auf der östlichen Talflanke bis 880 m steil hinaufzieht.

Die im hinteren Redtenbachtal anstehenden, braun verwitternden, kieseligen Sandsteine und Mergel (BRYDA, 2016) sind über den Sattel zwischen dem Elmkogel und der Spindeleben bis in das Großschnaidttal (Graben NE Kote 646, Fischteiche ca. 750 m östlich Bretboding) zu verfolgen. Dieser Gesteinskörper tritt fensterartig sowohl im Redtenbachtal als auch am Elmkogel im tektonisch Liegenden der Opponitzer Rauwacke und des Hauptdolomits auf. In einer Nannoplanktonprobe, die ca. 230 m oberhalb des Bauernhofes Eckerwirt, unmittelbar südlich des Redtenbaches, entnommen wurde (Koordinaten: UTM ETRS 1989, E 478024, N 5310162), konnten die Formen *Watznaueria barnesae*, *Cyclagelosphaera deflandrei*, *Ellipsagelosphaera britannica* (det. S. ČORIĆ, GBA) mit einer stratigrafischen Reichweite vom obersten Tithonium bis in das Hauterivium nachgewiesen werden. Eine weitere Nannoplanktonprobe, die nördlich des Redtenbaches, im Graben oberhalb der Kapelle bei den Koordinaten UTM ETRS 1989, E 478715, N 5310708 entnommen wurde, erbrachte eine Monoflora von *Watznaueri barnese* (det. S. ČORIĆ, GBA), für die gleichermaßen ein unterkretazisches Alter angenommen werden kann.

Die (Kalk-)Sandsteine und Mergel unterscheiden sich durch die starke Verkieselung und das höhere Alter von der Tannheim-Losenstein-Formation in den Faltenkernen

der Frankenfels-Decke, die erst im späten Aptium über der Schrambach-Formation einsetzen sollte (WAGREICH, 2003).

Ob es sich, wie bereits früher vermutet (BRYDA, 2016), um ein Äquivalent der Glosbach-Formation (HOMAYOUN & FAUPL, 1992) handelt, ist noch offen und muss durch weitere Nannoplankton- und Schwermineralproben abgesichert werden.

Wendet man sich nun wieder der SE fallenden Hauptdolomitlamelle zu, die das Großschnaidttal im Oberlauf des Baches quert, so folgt an der Ostflanke des Tales eine zerscherte und invers liegende Schichtfolge aus Schrambach-Formation, Mikritoidkalk und einem hellroten Crinoidenspatkalk der Vils-Formation, der westlich der Spindeleben (1.066 m) mit Allgäu-Formation, Kössen-Formation, geringmächtigen Oolithen (Plattenkalk Äquivalenten) und dem Hauptdolomit stratigrafisch verbunden ist.

Diese Gesteine sind auch südlich der Spindeleben, im oberen Teil des Grabens Richtung Forstau, als Halbfenster unter dem Hauptdolomit aufgeschlossen.

Die zerscherte Jura-Kreide-Schichtfolge erreicht bei dem Anwesen „Feldl“ den Talgrund des Großschnaidtbaches und wird dort tektonisch abgeschnitten. Auf der gegenüberliegenden, westlichen Talflanke liegen Mergel und Sandsteine der Tannheim-, Losenstein-Formation und stratigrafisch verbundene mergelige Kalke der Schrambach-Formation invers und tektonisch über dem Hauptdolomit. Diese Gesteine können als schmale Lamelle über die Nordwestflanke der Lindaumauer (1.103 m) bis zum Sattel in Richtung Halsberg (1.042 m) verfolgt werden.

Die Lindaumauer und der Lindauer Berg (1.084 m) werden großteils durch Mikritoidkalk und bunte Spat- und Knollenkalke aufgebaut, die unterhalb des Lindauer Berges und auch an dessen Ostflanke von dunkelgrauen und stark kieseligen, variabel (6–20 cm) gebankten Kalken der Allgäu-Formation unterlagert werden. Entlang der Ostflanke des Lindauer Berges verläuft eine markante Wandstufe, die aus cremeweißem bis rosa gefärbten, massiv wirkendem Mikritoidkalk aufgebaut wird und im Hangenden mit Haselbergkalk und Schrambach-Formation eine aufrechte Schichtfolge bildet. Die Basis des Mikritoidkalkes folgt vermutlich einer Abscherfläche. An der westlichen Talflanke wurde innerhalb dieses Kalkzuges ca. 400 m SSW Feldl ein kleiner Steinbruch angelegt, der sich genau im Grenzbereich zwischen dem Mikritoidkalk und dem auflagernden Haselbergkalk befindet. Dieser diente früher der Gewinnung von Dekorsteinen.

Die Südflanke der Lindaumauer wird überwiegend durch Hauptdolomit aufgebaut, der den Jura-Kreidegesteinen entlang einer deutlich ausgebildeten Schubfläche tektonisch auflagert. Dass diese Schubfläche eine komplexe Geometrie besitzt, lässt sich nördlich Ferstleith durch die dort im Liegenden des Hauptdolomits gemeinsam mit der Schrambach-Formation aufgeschlossenen bunten Oberjurakalke ableiten.

Südlich Ferstleith ist die Frankenfels-Decke mehrfach verschuppt und wird dann von der tektonisch hangenden Lunz-Decke überschoben.

Der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke verläuft aus NE vom Tal des Kleinschnaidt Baches über die Lindau und das Gehöft Gaisberg bis in das Tal des Neudorfer Ba-

ches und quert dieses im Bereich der Brücke ca. 330 m südöstlich der Häusergruppe bei Grünangerl. Bis dahin wird der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke durch Lunzer Schichten markiert. Danach grenzt an der Westflanke des Neudorfer Baches zuerst Hauptdolomit der Lunz-Decke an Allgäu-Formation der Frankenfels-Decke. Ab Halbmersberg sind an der Basis der Lunz-Decke wieder geringmächtige Opponitzer Kalke aufgeschlossen, anhand derer die Deckengrenze über den oberen Mühlgraben bis zum Sattel südöstlich der Anhöhe 955 m nachgewiesen werden konnte.

Quartär

In Lindau ist im Bereich des Gehöfts Gaisberg und in einem Streifen, der vom Hang westlich Lohnsitz bis zum Lindaubach reicht, ein Kieskörper mit überwiegend gerundeten Komponenten aufgeschlossen. Das Komponentenspektrum wird von kalkalpinen Komponenten dominiert, es sind neben Quarzen aber auch kristalline Komponenten vorhanden, die einen Ferntransport anzeigen. Ein Teil der Komponenten oberhalb Lohnsitz ist gekritz und daher eindeutig glazial transportiert.

Diese Kiese wurden bereits von VAN HUSEN (1968) als Reißzeitliche Periglazialsedimente eingestuft.

Vergleichbare Kiese mit einem deutlichen Anteil an Kristallin-Komponenten konnten auch auf der Anhöhe 200 m ESE Pöchberg in 690 m Seehöhe angetroffen werden. Diese müssen wohl einer älteren Vereisung zugeordnet werden. Kleine Vorkommen von verlehnten, schlecht sortierten Kiesen mit angularen und gut gerundeten kalkalpinen Komponenten sind auch an einem Forstweg im Graben westlich Ferstleith in 630 m Höhe und am nördlich des Grabens verlaufenden Rücken in 700 m Seehöhe vorhanden.

Die Oberkante der Kiese der Hochterrassen beim Pichelbauer und Bachbauer liegt mit 480 m Seehöhe im Bereich der Unterkante der Kiese westlich Lohnsitz. Sie entsprechen vermutlich einer Reiß-Hochterrasse.

Die den Gaflenzbach begleitenden Sedimente und Terrassenflächen entsprechen nach VAN HUSEN (1968) der würmzeitlichen Niederterrasse.

Literatur

BRYDA, G. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336–338, Wien.

BRYDA, G. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 431–434, Wien.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **118**, 1–74, Wien.

GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **59**/1, 29–100, Wien.

GEYER, G. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe, Nr. 12, Weyer, 1:75.000. – 60 S., Geologische Reichsanstalt, 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). – 6 Kartenblätter 1:10.000 mit Legende, handkoloriert, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, A 16930-RA/70/2011]

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., EGGER, H., ERHART, C., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich. – 1 Blatt, Österreichische Stratigraphische Kommission – ÖAW, Wien.

SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **19**, 131–188, Wien.

TRAUTH, F. (1921): Ueber die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14**/2, 105–265, Wien.

TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. (Mit 3 stratigraphischen Tabellen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**/10–12, 145–218, Wien.

TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. (Mit 1 geol. Profil [p. 122] und 1 geol. Karte [Taf. 1]). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954**/2, 89–140, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 576 S., Wien (Franz Deuticke).

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **93**, 31–54, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr 2020 wurde die langgestreckte Nordwestflanke der Ybbstaler Alpen zwischen dem Seebachtal bei Waidhofen an der Ybbs im Nordosten (Niederösterreich) und dem Saurüssel bei Weyer (Oberösterreich) begangen und geologisch neu aufgenommen.

Das Gebiet befindet sich tektonisch innerhalb der Lunz-Decke und besitzt einen vergleichsweise einfachen geologischen Aufbau aus rein triadischen Gesteinen. Die Schichtfolge beginnt mit Lunzer Schichten an der Basis, überlagert durch Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk, der den Großteil der Nordwestflanke des Bergzuges aufbaut und

wird durch typischen Hauptdolomit im Hangenden abgeschlossen. Der gesamte Bergzug folgt einer, näherungsweise SW–NE streichenden, langgezogenen Antiklinale, die vom Ennstal südlich Weyer über das Ybbstal bis in den Raum südwestlich Ybbsitz verfolgt werden kann. Im Ennstal wird die Antiklinale durch die Weyerer Linie und Blattverschiebung abgeschnitten, südwestlich Ybbsitz endet sie an der Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke.

Außerhalb des kartierten Bereiches sind im „Ofenloch“, das ist der schluchtartig entwickelte Talabschnitt des Ybbstales östlich des Ofenberges (735 m), Kalke der Steinalm-Formation und Reifling-Formation als älteste Schichtglieder im Kern der Antiklinale aufgeschlossen (RUTTNER & SCHNABEL, 1988: Kartenblatt 71 Ybbsitz).

So wie das Ybbstal ist auch das südwestlich gelegene Seebachtal tief in die Antiklinale eingeschnitten. In der Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Weyer (GEYER, 1912), ist hier nahe dem „Gaierspichl“ im unteren Abschnitt des Seebachtales ein Aufschluss mit Gutenstein- und Reifling-Formation eingetragen, der in späteren Kartenkompilationen übernommen wurde. Leider konnte dieser Aufschluss bei der Begehung im Sommer 2020 – vielleicht wegen der starken Vegetationsbedeckung und der schlechten Aufschlussverhältnisse – nicht aufgefunden werden. Die Stelle soll jedoch im Herbst 2021, nach dem Ende der Vegetationsperiode, nochmals begangen werden.

An den Flanken des Seebachtales sind die Lunzer Schichten in Form des Lunzer Sandsteines großflächig aufgeschlossen. Darüber folgt Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk. Da die Lunzer Schichten wenig standfest sind und zu Rutschungen neigen, trifft man hier auf eine klassische „Hart auf Weich Situation“, in der die steife Platte aus Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk über plastischen Lunzer Schichten lagert. Aus diesem Grund sind entlang der gesamten Talflanken des Seebachtales teilweise beeindruckende Massenbewegungen entwickelt, die in bisherigen Kartendarstellungen nicht erfasst und daher oft als anstehende Bereiche ausgeschieden worden sind.

Besonders oberhalb des Gehöftes Reithbauer sind abgeglittene Großschollen aus Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk in eine Gleitmasse am Übergang zum Schuttstrom eingebettet. Innerhalb der Gleitmasse sind zahlreiche weitere Abrisskanten angelegt, die diese in Teilbereiche gliedert. Der nördliche Teil der Massenbewegung bewegt sich in dem Graben, der zur Pichlerkapelle hinterzieht, als Schuttstrom zu Tal. Vergleichbare Schuttströme, die sich aus Gleitungen entwickeln, sind auf der nordöstlichen Talseite oberhalb Kolmleiten bis Reichenwaldberg/Seisenbach, aber auch oberhalb der ÖBB-Bahntrasse bei Griess im Waidhofenbachtal vorhanden. Die Schuttströme gehen an ihren talseitigen Enden teilweise in Erd-Murströme über. Gute Beispiele dafür sind beiderseits der Pichlerkapelle und unmittelbar südöstlich des Sägewerks im Seebachtal anzutreffen.

Auch das Tal des Klinglbaches südöstlich Gaflenz ist tief genug eingeschnitten, sodass die Lunzer Schichten beiderseits Wieden und am Talschluss bei Köhlerhaus aufgeschlossen sind. Im mittleren Abschnitt des Klinglbachtales sind wieder an beiden Talflanken große Klüftmassen aus Felsblöcken der Opponitzer Schichten vorhanden, die in Schuttströme übergehen. Diese stellen vermutlich auch ei-

nen wesentlichen Teil des Einzugsgebietes der dort, an der westlichen Talflanke situierten Quellfassung dar, die in die Ortswasserversorgung von Gaflenz eingebunden ist. Große Massenbewegungen (Schutt- und Murströme, Gleitungen) verhüllen auch die nördliche und südliche Talseite bei Köhlerhaus und im Schindelmoos sowie im Schwarzbäckergraben östlich der Oscherhütte.

Die Vorkommen der Lunzer Schichten im Klinglbachtal werden durch eine massive, SSE–NNE streichende Felsrippe voneinander getrennt, die das Tal des Klinglbaches im Bereich der Einmündung des Schwarzbäckergrabens quert. Auch dürften die Lunzer Schichten mit vergleichbarer Streichrichtung bis in den oberen Teil des Schwarzbäckergrabens hinaufziehen, sind jedoch dort durch Hangschutt und die Massenbewegungen verhüllt bzw. lösen diese aus. Ein weiteres isoliertes Vorkommen von Lunzer Schichten befindet sich am Sattel ca. 650 m südwestlich der Oscherhütte. Die Struktur entlang der dieses Vorkommen angelegt ist, folgt der Streichrichtung des Felsriegels und verbindet als SSE–NNW streichende, gegen NNW abtauchende Antiklinale die Lunzer Schichten des Sattels mit den Vorkommen im mittleren Klinglbachtal. Die beschriebenen, wohl teilweise auch an Störungen angelegten Strukturen, wurden möglicherweise als Reaktion auf die „Eindrehung“ der Weyerer Bögen angelegt und überprägen den älteren SW–NE streichenden Faltenbau. Sie sind auf die Lunzer und Opponitzer Schichten beschränkt und werden spätestens an der Grenze zum auflagernden Hauptdolomit abgeschnitten. Die stratigrafische Grenze zwischen Opponitzer Schichten und Hauptdolomit muss daher tektonisch überprägt worden sein.

Betrachtet man nun die interne Gliederung der Opponitzer Schichten, so setzt der Opponitzer Kalk entweder direkt über den Lunzer Schichten ein oder wird durch die „Opponitzer Liegendrauwacke“ vertreten. Der Opponitzer Kalk ist als bräunlichgrauer, ebenflächiger und variabel (5–25 cm) gebankter, mikritischer und teilweise mergeliger Kalk anzusprechen. Mitunter ist der Kalk als Messerstichkalk mit Lösungsholräumen nach Gipskristallen ausgebildet oder enthält rauwackige Bereiche, die lateral schwer zu verfolgen sind. An mehreren Stellen konnten innerhalb des Opponitzer Kalkes außerdem bis 1 m mächtige, dunkelgraue Ton- und Mergellagen beobachtet werden, die jedoch in Folge der meist vorhandenen geringmächtigen Schuttbedeckung lateral nicht kartierbar sind.

Im Hangendabschnitt der Opponitzer Schichten treten vermehrt Rauwacken (Opponitzer Hangendrauwacke) auf. Diese sind im Liegenden des Hauptdolomits am Heiligenstein besonders mächtig entwickelt. Häufig ist in der Rauwacke am Übergang zum hangenden Hauptdolomit auch eine Kataklase erkennbar, die vermutlich auf eine teilweise Abscherung des Hauptdolomits vom besser deformierbaren Untergrund zurückzuführen ist.

Ein weiteres Charakteristikum der Opponitzer Schichten sind die darin auftretenden Gips/Anhydritlager und die daran gebundenen, häufigen Erdfälle. Diese sind im gesamten Gebiet anzutreffen, so auch am östlichen Rand des Siedlungsgebietes von Weyer. Einige dieser Erdfälle fungieren auch als Schwinden, wie beispielsweise jener große Trichter, der sich ca. 150 m westlich des Gehöfts Grub (nahe Breitenau) befindet. In diesen entwässert sowohl der Bach, der aus dem Graben nördlich Grub über die Fisch-

teiche zufließt als auch das kleine, westlich gelegene Gerinne. Eine weitere, größere Schwinde befindet sich im verkarsteten Opponitzer Kalk des Klinglbach Tales, ca. 250 m westlich Köhlerhaus.

Quartär

Ab der Einmündung des Breitenaubaches in die Gaflenz schneidet sich diese bis zu ihrer Mündung in die Enns sukzessive tiefer in die während der letzten Kaltzeit abgelagerte Kiese der Niederterrasse (VAN HUSEN, 1968: 262) ein. Ab dem Gehöft Reindlbauer westlich Gaflenz wird das gleichnamige Gewässer von einer sukzessive breiter werdenden holozänen Austufe begleitet. Auch der Gschnaidtbach hat sich in seinem Unterlauf ca. 5–6 m tief in die Terrassenkiese eingeschnitten und wird daher von deutlich sichtbaren Terrassenkanten begleitet. Gleiches gilt für den Unterlauf des Lindaubaches und den Neudorfer Bach, der im Stadtgebiet von Weyer in die Gaflenz mündet. Hier beträgt der Höhenunterschied zwischen der würmzeitlichen Terrassenfläche und der holozänen Austufe bereits 10 m. Ein großer Teil der Ortschaft Weyer wurde auf der südwestlich der Bundesstraße Platz bietenden Niederterrasse errichtet. Auch der höher gelegene Ortsteil nordwestlich des Bahnhofes steht auf dem Kies der dort in Resten vorhandenen Niederterrasse. Diese Kiesablagerungen enthalten offenbar nur Komponenten mit kalkalpiner Herkunft.

Von Weyer gelangt man über ein breites Tal und die Passhöhe des Saurüssels (552 m) in das südöstlich benachbarte Ybbstal. In diesem Talübergang befinden sich Moränenablagerungen und Terrassenkiese. Diese wurden nach VAN HUSEN (1968: 259–260) innerhalb der Reiß-Vereisung durch zwei Gletschervorstöße abgelagert. Ein erster Vorstoß führte zur Ablagerung einer Kristallin-Komponenten führenden Grundmoräne (Aufschlüsse nahe Gehöft Leitner), danach bestand über den Saurüssel eine Verbindung zum benachbarten Ybbstal und es kam zur Ausbildung von Hochterrassen im Ybbstal und im Hochtal über den Saurüssel, deren Kiesablagerungen durch ein ausschließlich kalkalpines Komponentenspektrum gekennzeichnet sind. Ein zweiter, schwächerer Vorstoß des Reißgletschers soll diese Terrassen überfahren und den Saurüssel erreicht haben. Die Passhöhe soll dort noch von einem leicht nach Osten gekrümmten Wall überragt werden (VAN HUSEN, 1968: 276), der nach PENCK & BRÜCKNER (1909: 225) einer Endmoräne entsprechen soll.

In der aktuellen Kartierung konnten der Niederterrasse entsprechende Kiese, deren Terrassenniveau bei Weyer in ca. 430–433 m Seehöhe liegt, auch in der unteren Verebnungsfläche der nordöstlichen Talseite bei Mühlein (440 m) angetroffen werden. In diesem Niveau ist auch unterhalb des Staudeck eine schmale talparallele Verebnungsfläche angelegt. Auch auf der nordöstlichen Talseite sind am Hang oberhalb der Straße noch entsprechende Kiesablagerungen anzutreffen. Der oberhalb Setzbauer an der nordöstlichen Talseite einmündende, deutlich unterschrittene Schwemmkegel sowie die untersten Terrassenflächen beiderseits des Dürrenbaches und bis ca. 150 m oberhalb der Einmündung des Gerinnes vom Saurüssel in den Dürrengraben können ebenso noch mit der Niederterrasse verbunden werden.

Die Verebnungsflächen in 670 m Seehöhe am Staudeck und beiderseits des Mühlbaches oberhalb der Mühlein markieren die Oberkante der Hochterrasse. Diese ist dann

auf der westlichen Talseite bis zur Kiesgrube Pichl unterhalb des Gehöfts Hartner verfolgbar. Vermutlich entsprechen auch die Kiese unterhalb Schwaighof und die Terrasse, die sich in 490 m Seehöhe südöstlich des Dürrenbaches befindet, dem gleichen Niveau. Der Kies der Hochterrasse enthält, wie bereits von VAN HUSEN (1968: 260, 275) beschrieben, praktisch nur kalkalpine Komponenten, die lokalen Liefergebieten zugeordnet werden können. Zusätzlich ist er im Bereich der Terrassenkanten meist stark verkittet, konglomeriert, oberflächlich verwittert und mit Lehm bedeckt. Dieses Material ist im Nordteil der Kiesgrube Pichl sehr gut aufgeschlossen und kann dort als korngestützter, sehr gut gerundeter, Sand reicher Kies angesprochen werden. Auch der tiefere Teil der bereits teilweise verfüllten Kiesgrube südöstlich Winkl zeigt vergleichbare Kiese, die zusätzlich Lagen mit Schrägschichtung aufweisen.

In der Grube Winkl wird der Kies im oberen Teil der Grube von einer aushaltenden, ca. 1 m mächtigen Lage aus grauem siltigen Ton überlagert, die vermutlich in einem stehenden Gewässer abgelagert worden ist (Bottomset). Darüber folgt zuerst sandiger, horizontal geschichteter Feinkies und dann teilweise konglomerierter und gerundeter größerer Kies (Topset?).

An der südwestlichen Abbaukante der Kiesgrube Pichl trifft man auf schluffreiche, sehr gut gerundete nicht sortierte Kiese bis Blöcke mit polymikter Zusammensetzung. In Teilbereichen überwiegt der gelblich gefärbte Schluffanteil – teilweise sind intern feingeschichtete, Meter mächtige Schlufflagen vorhanden. Der Kies enthält Nester von angularen Komponenten, die teilweise Blockgröße erreichen und weist konglomerierte Partien auf. Das Fehlen von gekritzten Komponenten und der sehr gute Rundungsgrad sprechen gegen eine Interpretation als Moränenablagerung. Die Kiesnester mit angularen Komponenten können jedoch nur eistransportiert sein. Vermutlich handelt es sich um glaziofluviale Sedimente, die in einer Eiszerfallsphase des Reiß-Gletschers abgelagert worden sind.

Im Komponentenspektrum treten neben kalkalpinen Bestandteilen auch Gangquarze, mittelkörniger, Biotit führender Granitgneis, (Granat)Amphibolit und Quarzit sowie Grünschiefer und grünlicher Porphyroid (Blaseneckporphyroid?) auf, die aus dem ostalpinen Kristallin und aus der Grauwackenzone abgeleitet werden können. Bei den in der Böschung steckenden großen Blöcken, die aus einem dunkelgrauen und feinkörnig-tonigen Kalkstein, der zerbrochene Bivalvenschalen enthält, bestehen, handelt es sich vermutlich um Deponiematerial aus Gosau-Sedimenten.

Die beschriebenen Sedimente sind im gesamten Wiesengelände oberhalb der Kiesgruben extrem schlecht aufgeschlossen. Sie konnten im Südwesten des Arbeitsgebietes oberhalb der Bauernhöfe Hartner und Heindl bis in eine Höhe von 600 m geschlossen nachgewiesen werden. Darüber sind im Hangschutt immer wieder einzelne gut gerundete Kristallingerölle und Flecken von teilweise konglomerierten Kiesen anzutreffen. Auch am Rücken von Kirchbichl bis zum Staudeck sind vergleichbare Kiese schlecht aufgeschlossen. Aus der ehemaligen Lehmgrube am Kirchbichl beschreibt AMPFERER (1924: 43) gekritzte Gerölle in einer sicheren Grundmoräne. Dieser Aufschluss ist jedoch heute nicht mehr vorhanden und wurde vermutlich verfüllt.

Am Güterweg, der vom Staudeck zum Gehöft Pöller führt, sind an der Böschung oberhalb des Güterweges, im Bereich des bei 550 m Richtung Winkl abzweigenden Forstweges, Kiese mit gelblicher Schluff-Matrix und zahlreichen gut gerundeten und angerundeten, teilweise eindeutig gekritzten Komponenten aufgeschlossen. Vergleichbare Kiese mit gekritzten Komponenten waren auch in kleinen Aufschlüssen von 700 bis 730 m Seehöhe nahe dem Ende der neuen Forststraße, die im Hauptdolomit am Hang südwestlich des Gehöfts Heindl verläuft, anzutreffen, enthielten dort aber nur kalkalpines Material. Gekritzte kalkalpine und exotische Gerölle waren auch im schluffreichen Dolomitmies an der Forststraße, die in 610 m Seehöhe aus dem Schroffental in Richtung Kirchbichlbach führt, anzutreffen.

Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um Moränenreste – allerdings befinden sich die erwähnten Vorkommen an der Forststraße oberhalb Heindl und im Schroffental (umgelagert?) bereits in einer Höhenlage, die gegen eine Zuordnung zur Riß-Vergletscherung spricht.

Literatur

AMPFERER, O. (1924): Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. – Sonderabdruck aus: Die Eiszeit, 1. Band, 38–46, Zeitschrift für allgemeine Eiszeitforschung, Institut für Eiszeitforschung in Wien, Leipzig (Verlag Karl W. Hiersemann).

GEYER, G. (1912): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Kartenblatt Nr. 4853 Weyer. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 1. Band. – 393 S., Leipzig.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, 18, 249–286, Wien.

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtszeitraum 2018 wurde das Gebiet östlich der Ybbs zwischen Krenngraben – Urgäng und Opponitz und im Jahr 2019 das Gebiet westlich der Ybbs, zwischen Garnberg – Thanner Plan – Holzerkogel – Saurüssel – Dürrenbach – Altrappelsbach – Unkersbichl kartiert.

Der Großteil des Gebietes wird von hellgrauen bis dunkelgrauen, im Dezimeter- bis Meterbereich, selten im Zentimeterbereich gebankten, ebenflächigen Algenlaminiten des Hauptdolomits aufgebaut. Nördlich einer Linie Waidach – Kote 664 – mittlerer Luegergraben – südlich Bucheck – südlich Lucken wird das Kartierungsgebiet von Dolomiten und Rauwacken der Opponitzer Schichten aufgebaut. Die bräunlichen, gelblichen, teilweise grauen, ver-

einzelte auch weißlichen, zellig-porösen Rauwacken bilden Linsen unterschiedlicher Größe in hellgrauen bis weißlichen und beigen Dolomiten. Die Rauwacken wiederum werden von geringmächtigen Dolomitlinsen oder Dolomitzügen durchzogen. Nach Norden und Westen, in das Liegende, werden die Rauwackelinsen seltener und geringmächtiger. Im Gebiet südlich des Bahnhofs Opponitz sind gut gebankte, hellgraue bis hellbeige Kalkmergel, Kalke und kalkige Dolomite ausgebildet.

Im Graben südlich Waidach verläuft eine Abschiebung. Im Ybbstal verläuft eine ungefähr SSW–NNE verlaufende Blattverschiebung, mit ungefähr 1,5 km Versatz.

Südlich der Grenze zu den Opponitzer Schichten fällt der Hauptdolomit mittelsteil bis flach gegen Süden bis Osten. Die Linie Vorderalmer – Pichlhöhe – Graben – mittlerer Donnerkogelgraben – Garnberg bildet einen Synklinalkern. Südlich dieser Linie fällt der Hauptdolomit mittelsteil bis steil gegen SW – W – NW, und schwenkt weiter südlich auf südliche Richtungen und ist besonders nahe der Jura-Kreide-Mulden des Oisberges teilweise intensiv gefaltet und überkippt.

Faltenachsen tauchen östlich Altrappersbach flach gegen SW, südlich Breitenauer Spitze flach bis mittelsteil gegen SE und ESE, nördlich Sulzwiese flach gegen W und östlich Birkenkogel mittelsteil gegen W ab.

Breite Flussablagerungen füllen das Ybbstal zwischen Steinhauften und Opponitz. Großflächige Schotterterrassen der Niederterrasse begleiten im Bereich Steinhauften nördlich und südlich die Ybbs. Weitere Niederterrasse-Ablagerungen liegen am Hangfuß westlich Schmuckenhof, am Hangfuß Hohenlehen und Garnberg, östlich der Ybbs am Hangfuß gegenüber der Waldbauerschule, beim Meierhof, am Talausgang bei Waidach, Gstadt, Schloß Hohenlehen, Oberau und im Ortsgebiet und im Bereich des Bahnhofs Opponitz. Richtung Weyer liegen im Taleingang des Dürrenbaches ebenfalls Schotter der Niederterrasse.

Der Talbereich und die Hänge nördlich und südlich der Talung zwischen Unkersbichl – Saurüssel – Lechner wird von unterschiedlich mächtigen Staukörpern am Eisrand eingenommen. In der Schottergrube östlich Lechner sind mehrere unterschiedlich mächtige Schlufflagen aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen werden von teilweise mächtigen Lehm Böden bedeckt. Reste der Eisrandstaukörper liegen im Seitental nordöstlich Saurüssel bis Geyersbichl. Auf den Hangschultern westlich und östlich der Ybbs sind südlich und östlich Ybbskogel bei 600 bis 660 m und bei 540 m, östlich Döstelberg bei 600 bis 650 m, östlich und südlich Kote 631 bei 520 bis 540 m, am Garnberg zwischen 610 und 690 m, südlich und östlich Meierhof zwischen 480 und 560 m, südlich Waidach zwischen 500 und 540 m, nordöstlich Einödsberg bei 480 m, nordöstlich Oberau bei 450 bis 510 m und südlich und östlich Opponitz zwischen 410 und 530 m Eisrandablagerungen erhalten. Im Schotterkörper auf der Hangschulter südlich Waidach ist eine mehrere Dezimeter mächtige Schlufflage aufgeschlossen.

Nordnordwestlich Birkenkogel ist eine große tiefgreifende Hangdeformation im Hauptdolomit ausgebildet. Die Abrißkante liegt bei ungefähr 650 m und die Massenbewegung reicht bis zum Hangfuß. Kleinere Gleitmassen liegen westlich und südwestlich Birkenkogel sowie östlich Steinhauften, ebenfalls im Hauptdolomit. Eine große, tiefgreifen-

de Hangdeformation bedeckt den Hang südlich Garner Plan. Am Grat ist eine Zerrspalte und bei 1.010 m eine Abrisskante ausgebildet. Die Gleitmassen bedecken den Hang zwischen 1.090 und ungefähr 610 m. Bei ungefähr 900 m ist eine weitere Abrisskante und zwischen 960 und 830 m mehrere Antitheter ausgebildet. Einige Bereiche zeigen sehr starke Felszerlegung. Auf der Nordseite der Ybbs ist südwestlich Kote 631 eine kleinere Gleitmasse kartierbar. Östlich Steinhauften liegt eine kleinere Gleitmasse im Hauptdolomit. Zahlreiche unterschiedlich große Gleitmassen sind westlich und östlich des Opponitzbaches in den Rauwacken und Dolomiten der Opponitzer Schichten ausgebildet.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtszeitraum 2020 wurde das Gebiet westlich der Ybbs zwischen Thann – Hirschkogel – Amstettner Hütte – Leoferstein – Mirenau und Schloss Seeburg aufgenommen.

Der südliche Teil des Gebietes wird von hellgrauen bis dunkelgrauen, im Dezimeter- bis Meterbereich gebankten Algenlaminiten des Hauptdolomits aufgebaut. Nördlich einer Linie Kleinriegel – südlich Hochseeberg – Amstettner Hütte wird das Kartierungsgebiet von gut gebankten hellgrauen beige verwitternden Kalken, Kalkmergeln, Mergeln, Dolomiten und Rauwacken der Opponitzer Schichten aufgebaut. Im Gegensatz zu großen Gebieten östlich der Ybbs dominieren Kalke und Dolomite. Die Rauwacken bilden keine großflächigen Linsen, wie östlich der Ybbs, sondern relativ kleine Einschaltungen in den Kalkmergeln, Kalken und Dolomiten. Größere Dolomitareale bauen den Obermitterkogel und seinen gegen Südwesten verlaufenden Höhenrücken auf. Südlich Amstettner Hütte und südlich Scheuchensteinmauer sind im Hangenden der Opponitzer Schichten ebenfalls mächtigere Dolomitpartien aufgeschlossen. Unterschiedlich mächtige Rauwacken markieren die Grenze zu den überlagernden Hauptdolomiten. Im Graben südöstlich Hochseeberg treten zwischen 530 und 570 m in einer kleinen Antiklinale Sandsteine, Tonsteine und Mergel der Lunzer Schichten zu Tage. Nordnordwestlich Oberstockreith sind im Graben bis zu 250 m breit zwischen 580 und 740 m Seehöhe Lunzer Schichten aufgeschlossen. Östlich und nordöstlich Hinterstockreith treten

am Hangfuß zwischen unterschiedlich mächtigen Gleitmassen aus Opponitzer Schichten Sandsteine, Mergel und Tonsteine der Lunzer Schichten zu Tage. Somit liegt hier unter den Gleitmassen ein großer zusammenhängender Körper Lunzer Schichten, der ungefähr bis auf 500 m hinaufreichen dürfte.

Störungen lassen sich im Graben östlich Amstettner Hütte und südöstlich Scheuchensteinmauer auskartieren. Im Ybbstal wird entlang einer im Talgrund verlaufenden Blattverschiebung der Ostflügel um ungefähr 1,5 km nach Süden versetzt.

Flussablagerungen füllen das Ybbstal zwischen Steinhauften und dem Felssporn westlich Opponitz. Schotter der Niederterrasse bilden einen schmalen Streifen am Talrand im Bereich Schloss Seeburg sowie beidseitig der Ybbs, westlich Opponitz bis Haltestelle Mirenau. Weiter flussabwärts verengt sich das Tal und die Flussablagerungen bilden nur schmale Areale beidseits der Ybbs. Eisrandablagerungen liegen im Graben westlich Vorderstockreith und am Hang ungefähr 200 m nördlich Bahnhof Opponitz bei 480 bis 490 m. Hangbrekzien stehen im Graben nördlich Großriegel und im Graben nördlich Hinterstockreith an.

Der gesamte Hang zwischen Schloss Seeburg – Hochseeberg – Leoferstein – Mirenau wird durch einen großen sackenden Talzuschub geformt. Unterhalb der Abrisskanten mit stark aufgelockerten Felsbereichen folgen hangabwärts noch im Verband befindliche Felspartien, die durch Zerrspalten gegliedert sind, bis sich die bewegte Masse hangabwärts in eine plastische Kriechmasse auflöst, die morphologisch in Form flacher Buckelhänge in Erscheinung tritt. Die Abrisskanten liegen östlich Wetterkogel bei 1.000 und 750 m, im Bereich Hochseeberg um die 760 m, im Gebiet südlich Obermitterkogel zwischen 720 und 760 m, nördlich Obermitterkogel zwischen 800 und 840 m und südwestlich Leoferstein zwischen 820 und 760 m. Knapp unterhalb dieser Abrisskanten sind sehr eindrucksvolle noch im Verband befindliche Gleitmassen vorhanden, die durch Zerrspalten gegliedert sind, z.B. südlich Hochseeberg zwischen 670 und 870 m, östlich Wetterkogel zwischen 730 und 770 m und südwestlich und südlich Leoferstein mehrfach gestaffelt zwischen 630 und 810 m. Darunter lösen sich die Gleitkörper immer stärker auf und sind nur noch als flache Buckelhänge kartierbar. Aufschlüsse entlang von Forstwegen zeigen immer wieder stark aufgelockerte Felsareale mit offenen Klüften. Am unteren Hang sind weitere Abrisskanten, wie z.B. im Bereich Thann, südlich Vorderstockreith und Mirenau, mit im Verband befindlichen, stark aufgelockerte Felsarealen, ausgebildet.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im nördlichen Teil des Sadnig-Komplexes auf Blatt NL 33-04-03 Lienz

JOHANNES LUKAS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Einleitung und Lage des Kartierungsgebietes

Die Kartierung erfolgte im Rahmen der routinemäßigen Landesaufnahme des UTM-Kartenblattes Lienz-Ost und wurde im Sommer 2020 durch Johannes Lukas durchgeführt. Es erfolgte vorab eine zweitägige Begehung im Beisein von Dr. Manfred Linner, Dr. Michael Lotter, Dr. Jürgen M. Reitner und Prof. Dr. Matthias Hinderer. Bei der Kartierung wurden Gesteinsproben entnommen, um petrografische Untersuchungen zu Lithologie und Ausgangsmaterial der verschiedenen Einheiten durchzuführen.

Das kartierte Gebiet liegt südöstlich des Astenbaches. Es umfasst die Gipfel des Sadnig, Kleinen Sadnig, Mulleter Sadnig und Feldkopf. Es schließt das westliche Kar am Sadnig mit dem Aicheneggsee und die östliche Bergflanke bis zu den Melenböden ein. Im Norden wurde über das Kabitzenbühel bis in die Hintere Asten kartiert. Nach FUCHS & LINNER (2005) umfasst das Kartierungsgebiet Teile der dem Ostalpin zugeordneten Matreier Zone, der Sadnig-Serie und der Melenkopf-Serie. Diese beiden Gesteinskomplexe – Serien werden heutzutage als Komplexe bezeichnet – wurden mit einem Teil der Matreier Zone, der Zaneberg-Serie (FUCHS & LINNER, 2005) zur unterostalpinen Stall-Decke zusammengefasst (LINNER & FUCHS, 2005). Nach der aktuellen Gliederung infolge der laufenden Kartierung wird der Zaneberg-Komplex wieder der Matreier Zone zugeordnet. Tektonisch wird die Matreier Zone der Sadnig-Gruppe mit dem Arbeitsbegriff Mohar-Decke (Mündl. Mitt. M. LINNER) bezeichnet.

Lithologische und petrografische Beschreibung der kartierten Gesteinskomplexe

Neben den bereichsweise aufliegenden quartären Sedimenten können innerhalb der Komplexe verschiedene Gesteine differenziert werden. So werden in der Matreier Zone überwiegend helle Quarz-Phyllite und untergeordnet auch gebankte Quarzite angetroffen, welche dem Zaneberg-Komplex zugeordnet werden können. Weiter können dunkler Karbonat-Quarz-Phyllit, Calcit- und Dolomit-Marmor sowie Grünschiefer unterschieden werden. Diese Lithologien sind ebenfalls charakteristische Gesteine der Matreier Zone.

Südlich der Mohar-Decke grenzt, tektonisch durch eine phyllonitische Scherzone getrennt, die Stall-Decke mit dem Sadnig-Komplex und dem Melenkopf-Komplex an. Im Sadnig-Komplex treten Glimmerschiefer und Quarzite als Wechselfolge auf, die aufgrund ihrer unterschiedlich mächtigen Bankung eine lithologische Gliederung des

Komplexes ermöglichen. Innerhalb der Wechselfolge treten regelmäßig feldspatreichere Lagen (Metaarkosen) auf. Die Einheiten fallen gleichmäßig Richtung Süden ein und werden nachfolgend von Nord nach Süd beschrieben. Die Beschreibung der quartären Sedimente und der Massenbewegungen schließt sich an.

Matreier Zone (Mohar-Decke)

Die Gesteine der Matreier Zone treten im Norden des Kartierungsgebietes auf und stehen von West nach Ost im gesamten Kartierungsgebiet an. Den größten Anteil haben helle Quarz-Phyllite des Zaneberg-Komplexes und die darin auftretenden gebankten Quarzite. Weiter werden der Matreier Zone dunkle Karbonat-Quarz-Phyllite, Calcit-Marmor, Dolomit-Marmor und Grünschiefer zugeordnet, welche linsenförmig in den hellen Quarz-Phylliten auftreten.

Heller Quarz-Phyllit, teilweise karbonathaltig

Der dominierende Zaneberg-Komplex besteht zum größten Teil aus hellem, feinkörnigem Quarz-Phyllit, der zumeist eine graugrüne Färbung aufweist. Darin ist ein primärer Lagenbau zu erkennen, welcher sich in einer unterschiedlichen Mineralverteilung zeigt. Es können glimmerreiche, quarzreiche und teilweise auch karbonatreichere Lagen beobachtet werden. Letztere treten im Verwitterungsprofil deutlich zurück. Typisch sind ebenfalls zahlreiche Quarzmobilisate im Maßstab von wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern. Diese sind duktil deformiert und zeichnen die wellige Struktur der Quarz-Phyllite nach. Mikroskopisch sind neben Quarz, Hellglimmer und Calcit akzessorisch auch Feldspat, Chlorit und detritischer Zirkon sowie Opake zu beobachten. Im metamorph gebildeten Lagenbau erfolgt eine Trennung von lepidoblastischen Hellglimmern und granoblastischen Quarzlagen. Die Hellglimmer sind mit Chlorit verwachsen. Quarz zeigt deutliche Deformation in Form von Längung und Subkornbildung. An einzelnen Körnern sind auch Deformationslamellen zu beobachten. Bei den Feldspäten kann sowohl eine polysynthetische Verzwillingung als auch eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz beobachtet werden. Demnach handelt es sich um Plagioklase und Kalifeldspäte. Diese weisen eine starke Alteration (Serizitisierung) auf. Aufgrund der teilweise deutlich größeren Korndurchmesser einzelner Plagioklase verglichen mit den Quarzkörnern, kann es sich hierbei durchaus auch um Porphyroblasten handeln. Die beobachteten Kalifeldspäte dagegen werden als reliktsche detritische Klaster aufgefasst. Aus reliktschen Körnern und Strukturen kann eine primäre Korngröße von Schluff bis Mittelsand abgeleitet werden.

Gebankter Quarzit

Innerhalb der hellen Quarz-Phyllite treten Bereiche mit gebankten Quarziten auf. Die Bankmächtigkeit variiert zwischen wenigen Zentimetern und einigen Dezimetern. Die gesamte Abfolge ist einige Meter mächtig. Diese sehr reinen Quarzite zeigen eine weiße bis blassgrüne Farbe. Mikroskopisch sind neben Quarz akzessorisch auch Hellglimmer, detritischer Feldspat, Zirkon und Rutil zu beobachten. Das Gefüge ist granoblastisch. Quarz ist stark

rekristallisiert und zeigt ein undulöses Auslöschen mit teilweise gelängten Domänen. Der Hellglimmer ist bevorzugt orientiert. Der Feldspat ist stark alteriert (Serizitisierung). Eine Verzwillingung ist nicht zu beobachten. Zirkon und Rutil zeigen eine gerundete prismatische Kornform mit einer Korngröße im Bereich Grobschluff bis Feinsand. Insgesamt variiert die primäre Korngröße der Quarzite. Es können feinsandige und mittelsandige Lagen unterschieden werden.

Calcit-Marmor und Dolomit-Marmor

Marmorlagen treten in den hellen Quarz-Phylliten sowie in den dunklen Karbonat-Quarz-Phylliten auf. Ihre Mächtigkeit variiert von wenigen Metern bis zu wenigen Zehnermetern. Sie treten als Linsen auf und sind selten über weite Strecken verfolgbar. Im frischen Anschlag zeigen sie eine hellgraue bis bereichsweise hellbeige Farbe. Teilweise ist ein Lagenbau im Maßstab von wenigen Dezimetern zu erkennen, welcher kleinräumig isoklinal verfaltet ist. Mikroskopisch zeigt sich ein granoblastisches, sparitisches Gefüge. Die Korngröße ist bimodal verteilt und liegt im Durchschnitt bei 20 µm und 200 µm. Akzessorisch sind regellose Hellglimmer und detritische Quarzkörner zu beobachten. Diese zeigen eine angulare bis gut gerundete Kornform und liegen nach der Korngröße im Feinsandbereich. Anhand der Reaktion mit verdünnter Salzsäure konnten Calcit- und Dolomit-Marmor im Gelände unterschieden werden.

Dunkler Karbonat-Quarz-Phyllit

Makroskopisch handelt es sich um einen dunkelgrauen, leicht bläulichen Phyllit, dessen Anteil an Karbonat und Quarz variiert. Aufgrund der dunklen Farbe ist die Unterscheidung zu den hellen Phylliten des Zaneberg-Komplexes im Gelände einfach. Charakteristisch im Aufschluss sind rostfarbene Verwitterungskrusten und zahlreiche Quarzmobilisate im Maßstab von wenigen Dezimetern.

Mikroskopisch sind neben Quarz und Hellglimmer auch Chlorit, Feldspat, Turmalin, Zirkon und zahlreiche Opake zu bestimmen. Im parallel ausgeprägten metamorphen Lagenbau zeigt sich eine klare Trennung von Quarz und Hellglimmer. Die Quarzlagen zeigen hierbei ein granoblastisches Gefüge. Häufig ist undulöses Auslöschen und teilweise Subkornbildung zu beobachten. Erwähnenswert sind häufig zu beobachtende hexagonale Kornformen. Die Hellglimmerlagen sind lepidoblastisch und bevorzugt orientiert. Es ist eine schwache Krenulationsschieferung ausgeprägt. Zahlreiche Hellglimmer zeigen eine deutliche grüne Verfärbung und erscheinen insofern phengitisch. Vereinzelt sind stark alterierte (Serizitisierung) Feldspäte zu beobachten, welche eine Karlsbader Verzwillingung zeigen. Idio- bis hypidiomorphe Turmaline, mit einem Durchmesser von bis zu 90 µm, zeigen eine farbliche Zonierung. Die detritischen Zirkone sind gut gerundet und zeigen eine prismatische Kornform. Ihre Korngröße liegt im Bereich von Grobschluff.

Für die dunkle Färbung ist der hohe Anteil an feinkörnigem, opakem Material (Grafit?) von etwa 5 % verantwortlich. Aus reliktschen Körnern und Strukturen kann eine primäre Korngröße von Schluff bis Feinsand abgeleitet werden.

Grünschiefer

Grünschiefer tritt nur im Nordosten des Kartierungsgebietes zu Tage. Dieser erscheint massig bis lagig und mit rot-

brauner Farbe verwitternd. Im frischen Anschlag ist eine deutliche grüne Färbung zu erkennen. Die Minerale Epidot, Chlorit, Quarz und Calcit sind in diesem Fall gesteinsbildend, hinzu kommen akzessorisch Opake. Mikroskopisch zeigt der dicht- bis feinkörnige Epidot xenomorphe Kornformen, tritt mit lepidoblastischem Chlorit in Lagen auf und bildet mit diesem das Hauptgemenge. Als Nebengemenge treten feinkörnig Quarz und Calcit auf. Diese zeigen ein granoblastisches Gefüge.

Phyllonitische Scherzone im Grenzbereich zwischen Mohar-Decke (Zaneberg-Komplex) und Stall-Decke (Sadnig-Komplex)

Der Sadnig-Komplex schließt südlich, den Zaneberg-Komplex der Matreier Zone überlagernd, an und baut den gesamten südlichen Teil des Kartierungsgebietes auf. Der Sadnig-Komplex ist entgegen der Interpretation als primär stratigrafischer Kontakt (FUCHS & LINNEN, 2005) als tektonisch von der Matreier Zone (Mohar-Decke) getrennt zu betrachten. Zwischen den Komplexen ist eine phyllonitische Scherzone mit grünsilbriger Farbe und einem hohen Phyllosilikatanteil zu beobachten. Diese Scherzone verläuft W-E durch das gesamte Kartierungsgebiet und ist an mehreren Stellen gut aufgeschlossen. Aufgrund ihrer Verwitterungsanfälligkeit ist sie morphologisch häufig in Verbnungen anzutreffen. Im Aufschluss zeigen die Gesteine eine wellige bis flaserige Struktur, die auf eine intensive Deformation zurückzuführen ist. Quarz tritt in den Hintergrund und ist auch nicht als Mobilisat zu beobachten. Im Randbereich der Scherzone sind weniger stark überprägte Gesteine des Zaneberg- beziehungsweise Sadnig-Komplexes zu beobachten.

Mikroskopisch ist ein feiner metamorpher Lagenbau zu erkennen, der aus Quarz, Hellglimmer beziehungsweise Chlorit und Calcit gebildet wird. Akzessorisch können Turmalin und Opake sowie vermutlich Chloritoid beobachtet werden. Quarz tritt feinkörnig granoblastisch auf. Die Quarzdomänen sind stark gelängt. Neben einer undulösen Auslöschung ist eine ausgeprägte Subkornbildung zu beobachten. Hellglimmer ist lepidoblastisch in Lagen bevorzugt orientiert. Dieser erscheint häufig blaugrünlich phengitisch und ist teilweise mit Chlorit verwachsen. Auch Calcit tritt lagenweise auf. Dieser ist mittelkörnig und zeigt ebenfalls eine Kornlängung. Nematoblastischer Turmalin tritt feinkörnig mit hypidiomorphen Kornformen auf. Chloritoid ist stark alteriert. Ein grüner bis grüngrauer Pleochroismus ist erkennbar. Es sind tafelige Kornformen und eine sanduhrförmige Sektorzonierung zu beobachten. Aufgrund der beobachteten Eigenschaften und dem Metamorphoseunterschied zwischen Zaneberg- und Sadnig-Komplex (siehe Abschnitt Tektonik), ist von einer durch phyllonitische Deformation gekennzeichneten Deckengrenze auszugehen.

Sadnig-Komplex (Stall-Decke)

Der Sadnig-Komplex stellt eine metamorphe, klastische Sedimentabfolge dar, welche mit Hilfe der Korngröße beziehungsweise dem Feinkornanteil und der Mächtigkeit der Bankung gegliedert werden kann. Lithologisch wird diese Abfolge überwiegend aus Glimmerschiefern und Quarziten mit dunkelgrauer Farbe aufgebaut. Untergeordnet treten fein- bis mittelkörnige Lagen mit einem hohen Feldspatanteil (Metaarkosen) auf, die vereinzelt auch grob-

körnig ausgebildet sein können. Unregelmäßig verteilt fallen Quarzmobilisate im Maßstab von einigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern auf.

Glimmerschiefer, teilweise feinkörnig

Die fein- bis mittelkörnigen Glimmerschiefer mit dunkelgrauer, silbriger Farbe zeigen einen feinschichtigen Lagerbau. Dieser ist wellig bis flach planar. Makroskopisch ist häufig Granat mit einer dunklen, schwach grünlichen Farbe infolge der randlichen Chloritisierung zu beobachten. Die Größe der Granate nimmt von wenigen Millimetern auf bis zu einem Zentimeter Durchmesser nach Süden hin zu. Im Randbereich zum angrenzenden Zaneberg-Komplex ist Granat nur im Osten des Mulleter Sadnig anzutreffen. Mikroskopisch können neben Hellglimmern, Quarz und Granat auch Plagioklas und Chlorit beobachtet werden. Akzessorisch treten Turmalin, Apatit, Opake sowie detritischer Zirkon und Rutil auf. Im Gipfelbereich des Sadnig kann zudem Biotit beobachtet werden.

Quarz tritt in Lagen ungleichkörnig als granoblastisches Gefüge auf. Einzelne Quarzdomänen sind stark gelängt. Als weiteres Deformationsmerkmal ist neben einer undulösen Auslöschung auch Subkornbildung zu erkennen. Die Hellglimmer sind bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Teilweise zeigen diese eine schwache grüne Färbung und werden folglich als phengitischer Muskovit aufgefasst. Granat zeigt eine rundliche, xeno- bis hypidiomorphe Kornform und häufig ein poikiloblastisches Gefüge. In Plagioklas ist häufig hypidiomorpher Granat gewachsen. Unter den Einschlüssen finden sich Hellglimmer, gelängter Quarz und Apatit, welche das primäre Gefüge anzeigen. Die Granate sind häufig sekundär rotiert und chloritisiert. Die Chloritisierung ist im Süden geringer ausgeprägt als im Norden des Kartierungsgebietes. Die beobachteten Plagioklase sind stark alteriert. Sie zeigen eine Serizitisierung und sind mit Quarz durchsetzt. Akzessorisch kann fein- bis mittelkörniger Turmalin mit hypidio- bis idiomorpher Kornform und farblicher Zonierung beobachtet werden. Apatit tritt als feinkörniges, xeno- bis hypidiomorphes Mineral auf. Zirkon und Rutil zeigen eine gerundete bis gut gerundete, prismatische Kornform und eine Korngröße zwischen 30 und 60 µm. Biotit tritt als fein lepidoblastischer Glimmer auf und zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Als Protolith ist ein feinkörniges Sediment mit einem hohen Tonanteil anzunehmen.

Quarzit

Die fein- bis mittelkörnigen Quarzite sind typischerweise dunkelgrau, teilweise mit bläulichem Schimmer. Auf den Verwitterungsflächen zeigen sich häufig rotbraune Farben. Die Quarzite bilden weitaushaltende Bänke, teilweise auch nur kleinere Linsen aus. Die Bankmächtigkeit liegt im Bereich von Zentimetern bis Metern. Im Gelände sind teilweise dünnbankige, karbonathaltige Lagen zu beobachten, welche aufgrund ihrer Löslichkeit im Verwitterungsprofil zurücktreten. Mikroskopisch bestätigt sich ein hoher Quarzgehalt. Dieser liegt zwischen 70 und 80 %. Als Nebengemengeteile treten Hellglimmer auf. Akzessorisch können Feldspat, Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon, Rutil und Opake beobachtet werden.

Am Kleinen Sadnig, im Süden des Kartierungsgebietes, treten zudem Biotit und Aktinolith auf. Die Quarzkörner sind vollständig rekristallisiert und zeigen ein granoblasti-

sches Gefüge. Es sind verschiedene Deformationsstrukturen wie undulöse Auslöschung, gelängte Quarzdomänen und eine beginnende Subkornbildung zu beobachten. Die Hellglimmer sind bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Teilweise zeigen diese eine schwache grüne Färbung und werden als phengitischer Muskovit aufgefasst. Neben Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingen kann vereinzelt vermutlich auch Kalifeldspat mit Karlsbader Verzwillingung beobachtet werden. Die Feldspäte sind stark serizitisiert. Vereinzelt ist feinkörniger Turmalin zu beobachten. Dieser zeigt eine hypidio- bis idiomorphe Kornform und eine farbliche Zonierung. Der fein- bis mittelkörnige Granat zeigt xeno- bis idiomorphe Kornformen und ist teilweise chloritisiert. Zirkon und Rutil treten als prismatische, gerundete bis gut gerundete detritische Minerale auf. Der im südlichen Teil des Kartierungsgebietes auftretende Biotit ist bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Er zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Der nematoblastische Aktinolith ist ebenfalls bevorzugt orientiert. Er zeigt einen grün bis leicht grünblauen Pleochroismus. Aus reliktschen Körnern und Strukturen kann eine feinsandige primäre Korngröße abgeleitet werden.

Wechselfolge aus Glimmerschiefern und Quarzit

Quarzit und Glimmerschiefer bilden eine gebankte Wechselfolge mit unterschiedlichen Anteilen und Bankmächtigkeiten. Es können drei kartierbare Einheiten unterschieden werden: Neben Bereichen mit einem überwiegenden Anteil an Glimmerschiefern und nur untergeordnet auftretenden, dünnbankigen Quarziten werden Bereiche mit einer ausgeprägten Quarzitbankung unterschieden. Diese werden weiter in eine dünnbankige bis mittelbankige (cm–dm) Wechselfolge und eine mittelbankige bis massige (dm–m) Wechselfolge unterschieden. Häufig ist in Richtung des tektonisch Hangenden eine Zunahme der Bankmächtigkeiten zu beobachten.

Neben der planaren horizontalen Bankung sind in der Wechselfolge weitere primäre Sedimentstrukturen zu beobachten. Schrägstehende kleinskalige Quarzitlinsen weisen zusammen mit schrägen Trennflächen in den feinkörnigen Lithologien auf eine planare Schrägschichtung hin. Hierbei kappen Schrägschichtungskörper einzelne horizontale planare Sedimentbänke und stellen einen erosiven Kontakt dar. Teilweise ist diese planare Schrägschichtung gegenläufig angeordnet und deutet so auf einen ehemaligen Strömungsrichtungswechsel hin. Schräge Trennflächen und linsenförmige Körper innerhalb einzelner Quarzitbänke mit spitzem Winkel zueinander, lassen weiter auf eine trogförmige Schrägschichtung schließen. Aufgrund ihrer Regelmäßigkeit und ihrer bankinternen Ausbildung sind sie von tektonischen Strukturen klar zu unterscheiden. In den feinkörnigen welligen Strukturen kann eine Veränderung der Korngröße sowie ein Wechsel in der Mineralzusammensetzung von Quarz- zu Glimmerlagen beobachtet werden. Diese Lagen könnten damit ehemalige Rippelmarken darstellen. Solche Formen können ebenfalls auf den Schichtoberflächen beobachtet werden.

Die kartierten Körper der Wechselfolge erstrecken sich teilweise in W–E-Richtung und sind dabei teilweise über das gesamte Kartierungsgebiet verfolgbar. Linsenförmige Körper sind ebenfalls zu beobachten. Der Hauptteil wird dabei aus der dünnbankigen bis mittelbankigen Wechsel-

folge gebildet. Diese wird durch weitaushaltende Lagen aus Glimmerschiefer unterbrochen. In den Gipfelbereichen der Höhen 2.489, 2.622 und dem Sadnig können linsenförmige Körper der mittelbankigen bis massigen Wechselfolge beobachtet werden.

Metaarkose, feinkörnig und grobkörnig

Innerhalb der Wechselfolge aus Glimmerschiefern und Quarzitbänken sind einzelne dünnbankige bis massige Lagen mit einem makroskopisch auffälligen Feldspatanteil zu beobachten, die im Gelände über weitere Strecken verfolgbar sind. Dabei handelt es sich überwiegend um fein- bis mittelkörnige, vereinzelt auch um grobkörnige Metaarkosen mit gneisiger Struktur. Die Farbe variiert von grau bis leicht bläulich. Auf den Verwitterungsflächen sind oft rotbraune Farben zu erkennen. Makroskopisch fallen neben der feinen gneisigen Struktur kleine Feldspäte und häufig auch Granat auf. In den grobkörnigen Metaarkosen können verschiedene Mineralklasten und vereinzelt Lithoklasten beobachtet werden. Mineralogisch handelt es sich um Feldspat und Quarz. Die Lithoklasten zeigen makroskopisch ein dunkles körniges Gefüge. Die Größe der Klasten liegt zwischen 5 und 10 mm. Aufgrund der beobachteten Mineralklasten und Lithoklasten sind im Liefergebiet der Metaarkosen hauptsächlich saure Orthogesteine anzunehmen.

Mikroskopisch betrachtet bilden Quarz, Hellglimmer und teilweise Plagioklas das Hauptgemenge. Akzessorisch treten Granat, Turmalin, Apatit, Chlorit, Calcit und Zirkon auf. Im Gipfelbereich des Sadnig wurden auch Biotit und Amphibol beobachtet. Die Quarzkörner sind lagenweise vollständig rekristallisiert und zeigen ein granoblastisches Gefüge. Es sind deutliche Deformationsstrukturen wie undulöse Auslöschung, gelängte Quarzdomänen und Subkornbildung zu beobachten. In den Proben im Süden des Kartierungsgebietes sind überdies Knickbänder feststellbar. Die Quarzklasten in den grobkörnigen Metaarkosen unterscheiden sich deutlich aufgrund ihrer größeren Korngröße. Hellglimmer sind lagenweise bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Sie sind oft um die größeren Mineralklasten herum orientiert. Teilweise zeigen die Glimmer eine schwache grüne Färbung und werden demnach als phengitische Muskovite aufgefasst. Neben Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingen kann vereinzelt auch Karlsbader Verzwillingung als Hinweis auf Kalifeldspat beobachtet werden. Die Korngröße der Feldspäte variiert zwischen Zehnermikrometern und wenigen Millimetern und ist häufig größer als die der Quarzkörner. Die Kornform ist neben tafelig-kantig häufig auch körnig-rund. Die Feldspäte sind stark alteriert, mit einer ausgeprägten Serizitisierung und sekundärem Karbonat. Neben reliktschem detritärem Plagioklas, ist auch rekristallisierter Plagioklas mit Quarzeinschlüssen zu beobachten.

Der fein- bis mittelkörnige Granat zeigt xeno- bis idiomorphe Kornformen. In Plagioklas ist häufig idiomorpher Granat gewachsen. Teilweise zeigt Granat ein poikiloblastisches Gefüge mit Hellglimmer und Quarz als Einschlüsse. Es ist eine ausgeprägte Umwandlung zu Chlorit festzustellen. Vereinzelt ist hypidid- bis idiomorpher Turmalin von fein- bis mittelkörniger Größe zu beobachten. Er zeigt eine farbliche Zonierung. Feinkörniger Apatit tritt meist mit gerundeter Kornform auf. Calcit ist neben der sekundären Bildung in den Feldspäten auch als primärer Bestandteil

im Mineralgefüge zu beobachten. Zirkon tritt überwiegend mit gerundet-sphärischer Kornform auf und liegt im Korngrößenbereich von Grobschluff. In den Proben im Süden des Kartierungsgebietes tritt zudem vereinzelt Biotit auf. Dieser ist lepidoblastisch ausgebildet und bevorzugt orientiert. Er zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Amphibol tritt am Gipfel des Sadnig auf, durch dynamische Rekristallisation klein- bis feinkörnig zerbrochen und mit Chlorit verwachsen. Typisch sind ein grüner Pleochroismus und die für Amphibol typische Spaltbarkeit.

Melenkopf-Komplex

Gesteinseinheiten, die dem Melenkopf-Komplex zugeordnet werden könnten, wurden im Kartierungsgebiet nicht angetroffen.

Schichtung und Schieferung

Der primäre Lagenbau (= Schichtung) ist anhand der lithologischen Unterschiede in allen Einheiten bestimmbar. Er liegt parallel zur Schieferung. Die Auswertung von 165 Messwerten ergibt ein Einfallen nach S bis SSE. Der Einfallswinkel variiert zwischen 25° und 60°, im Mittel liegt er bei 40°. Es sind keine signifikanten Unterschiede im Einfallen zwischen den Komplexen festzustellen. Für das Kartierungsgebiet ergibt sich ein insgesamt homogenes Bild. Morphologisch sind die südlichen Flanken der im Streichen orientierten Bergkämme entlang der Schichtung beziehungsweise Schieferung angelegt. In den nach Norden orientierten Flanken ist häufig ein steiler Abbruch, mit Blick auf die Schichtköpfe, zu beobachten.

Deformation und Metamorphose

Neben dem variierenden Mineralbestand und den im Dünnschliff beobachtbaren Deformationsstrukturen fallen auch im Gelände verschiedene Charakteristika auf, welche auf Unterschiede in Deformation und Metamorphosegrad schließen lassen. Zaneberg-Komplex und Sadnig-Komplex unterscheiden sich dabei sowohl in Deformation wie in der Metamorphose.

Zaneberg-Komplex

Der primäre Lagenbau und die dazu parallel liegende Schieferung im Zaneberg-Komplex wurden im Rahmen einer weiteren Deformation bereichsweise fein gefaltet. Hierbei handelt es sich um enge bis isoklinale überwiegend liegende Falten mit einer Größe im Bereich von Zentimetern und Dezimetern. Die eingemessenen Faltenachsen fallen flach nach WNW ein, mit flach einfallenden Achsenflächen nach NNE. Bei dieser Deformation wurden ebenfalls die zahlreichen Quarzmobilisate mit einbezogen und duktil mit verfalltet. Häufig sind sigmoidale Formen zu beobachten. Von den metamorphen Indexmineralen kann im Zaneberg-Komplex Chlorit festgestellt werden. Granat, Biotit und Amphibol, wie sie im Sadnig-Komplex beobachtet werden, fehlen. Demnach ist von einer Metamorphose im Bereich der Grünschieferfazies auszugehen.

Sadnig-Komplex

Die Veränderung der Deformation und des Metamorphosegrades zeigt sich unter anderem im Bruchverhalten der Gesteine. Im nördlichen Bereich des Sadnig-Komplexes fällt ein plattiger, polygonaler Bruch, häufig parallel zur Bankung auf. Die Dicke der Platten liegt im Bereich von Zentimetern bis wenigen Dezimetern. Dieses Bruchverhalten verändert sich Richtung Süden. Hier sind überwiegend polygonale Blöcke mit gleichen Kantenlängen von mehreren Dezimetern und wenigen Metern festzustellen. Der plattige Bruch ist nicht mehr zu beobachten.

Im Sadnig-Komplex ist eine Zunahme der Deformation von Norden nach Süden beziehungsweise in das Hangende zu beobachten. Im Aufschluss entwickelt sich die nicht deformierte Wechselfolge zu einer unregelmäßig kleinskalig verfalteten Abfolge. Das ursprüngliche Erscheinungsbild von Glimmerschiefern, Quarziten und Metaarkosen bleibt dabei bestehen. Neben einer feinen Faltung innerhalb der Bänke kann auch eine Faltung einzelner Bänke beobachtet werden. Dabei sind offene aufrechte bis liegende isoklinale Formen sowie zahlreiche unregelmäßige Falten zu beobachten. Der Größenbereich liegt hierbei zwischen wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern. Die eingemessenen Faltenachsen fallen überwiegend flach nach ESE ein und unterscheiden sich damit von denen im Zaneberg-Komplex nur gering im Fallwinkel.

Von Norden nach Süden ist bei Hellglimmer und Granat eine Zunahme der Korngröße zu beobachten. In der Mineralvergesellschaftung sind ebenfalls Unterschiede vorhanden. Im Süden treten Biotit und Amphibol auf. Im Norden werden diese Minerale nicht beobachtet. Für den Sadnig-Komplex ergibt sich demnach eine Zunahme der Metamorphose nach Süden, vom tektonisch Liegenden in das Hangende. Diese reicht von schwach grünschieferfaziel-ler Metamorphose mit gut erhaltenen Sedimentstrukturen zu einer Metamorphose der unteren Amphibolitfazies mit Biotit und Granat als Indexminerale. Im Liegenden ist eine stärkere retrograde Umwandlung festzustellen, die sich in einer stärkeren Chloritisierung der Granate zeigt.

Tektonik

Wie bereits oben beschrieben fällt der phyllonitische Bereich zwischen Zaneberg- und Sadnig-Komplex auf und stellt eine markante tektonische Grenze dar, welche außerdem durch einen Metamorphosesprung gekennzeichnet ist. Sie wird als Deckengrenze interpretiert, welche parallel zur Schichtung beziehungsweise Schieferung orientiert ist. Parallel hierzu wurde eine weitere Störung beobachtet, die südlich der Sadnigscharte verläuft. Hinweise auf diese Störung, die sich nur schwer im Gelände verfolgen lässt, sind phyllonitische oder grafitische Bereiche und eine intensive feine Faltung.

In den Gräben an der Nordflanke des Rückens auf der Steil sind mehrere Störungen zu finden. Diese streichen NW–SE bis N–S und werden als steilstehende spröde Brüche interpretiert. In den Rinnen ist eine Verstellung der Schieferung und ein Versatz der Marmorlagen sowie der phyllonitischen Scherzone zu beobachten. Der Versatz liegt zwischen einigen Metern bis wenigen Zehnermetern. Der Bewegungssinn ist dextral. Auch in der Schar- te nordöst-

lich des Feldkopfes ist eine Verstellung der Schieferung zu beobachten. Bewegungssinn und Versatz sind dort nicht bestimmbar.

In den Aufschlüssen ist ein mittelständiges Kluftsystem zu beobachten. Dieses ist orthogonal bis spitzwinklig angeordnet. Der Einfallswinkel liegt meist zwischen 60° und 90°. Anhand von 82 Kluftmessungen kann eine bevorzugte Orientierung und ein Einfallen nach Westen, Osten und Nordosten festgestellt werden.

Quartär und Massenbewegungen

Große Flächen des Kartierungsgebietes sind mit quartären Sedimenten bedeckt. Hierzu zählen, neben den Flächen am Kabitzenbühel, das Kar westlich vom Sadnigipfel mit dem Aicheneggsee und der Bereich um die Melenböden. Bei diesen Sedimenten handelt es sich überwiegend um mächtige Moränenablagerungen mit Blöcken. Es sind zahlreiche Wallstrukturen von verschiedenen Vorstoß- und Stagnationsphasen zu beobachten. Sie werden als End- und Seitenmoränenwälle interpretiert. Es handelt sich um grobes Blockwerk mit polygonaler Form und Kantenlängen im Dezimeter- bis Meterbereich. Die großflächigen blockigen Ablagerungen werden als Ablationsmoränen interpretiert. Die Moränenablagerung nordwestlich von Punkt 2.489 unterscheidet sich von diesen Ablagerungen. Sie zeigt in einer schluffigen bis sandigen Matrix polymikte Steine bis Blöcke, welche durch die Matrix gestützt werden. Das Blockwerk zeigt häufig angerundete Kanten. Diese Ablagerung wird in der Legende als Moränenablagerung bezeichnet und kann als Grundmoränenablagerung interpretiert werden.

Das von den angrenzenden Hängen herantransportierte Sedimentmaterial überlagert diese Moränenablagerungen teilweise und bildet Hangablagerungen in Form von Schuttfächern. Hierbei handelt es sich um polymikte Lockersedimente. Kantige Steine und Blöcke stützen sich gegenseitig. Der Anteil an toniger bis sandiger Matrix ist gering. Teilweise ist eine schwache Schichtung und eine Einregelung von plattigen Blöcken zu erkennen. Diese Sedimente bilden große Schuttfächer, auf denen teilweise Randwälle von Murenbahnen zu beobachten sind. Weiter sind gerade im Steilbereich der Schuttfächer lobenförmige Körper abgesetzt. Hierbei handelt es sich um Bereiche eines langsamen Fließens (Solifluktion). Am Südhang von Punkt 2.622 bestehen die Hangablagerungen ausschließlich aus Blockwerk und wurden als Hangablagerungen mit Blöcken kartiert.

Im Kar oberhalb vom Aicheneggsee sind verschiedene Körper von Blockgletscherablagerungen zu beobachten. Sie zeichnen sich durch ihre verfllossene Form, eine steile Stirn und eingeregelte plattige Blöcke im Randbereich aus. Eine Unterscheidung zu den Moränenablagerungen mit Blöcken erfolgte aufgrund der oben beschriebenen Morphologie.

Als glaziale Erosionsform können im Bereich der größeren Moränenablagerungen Gletscherschliffe beobachtet werden. Westlich von Punkt 2.529 und am Kabitzenbühel sind Trockentäler ausgebildet. In den Kambereichen können zahlreiche Zerrgräben und teilweise auch Abrisskanten beobachtet werden. Diese verlaufen überwiegend parallel zu

den Kämmen. Unterhalb der Abrisskante am Feldkopf hat sich eine kleinräumige Gleitmasse Richtung Südosten gebildet.

Im Randbereich der Moränenablagerung der Melenböden wird das heranfließende Niederschlagswasser aufgestaut und Vernässung gebildet. Dieses Phänomen tritt auch in kleineren Verebnungen auf. Auf einem felsigen Rücken nördlich der Melenböden hat sich ein niederschlagsbedingtes Moor (Hochmoor) entwickelt. Quellschüttungen sind zum einen nördlich des Kleinen Sadnig am Ansatz der Schuttfächer und zum anderen in der Mohar-Decke im Bereich der Marmorlagen beobachtet worden.

Interpretation des Ablagerungsraumes

Zaneberg-Komplex

Die Lithologie im Zaneberg-Komplex und anderer Gesteine in der Matreier Zone deuten für deren Ausgangsmaterial unterschiedliche Sedimentationsbedingungen an. Die hellen und dunklen Quarz-Phyllite und Quarzite sind als terrigener klastischer Sedimenteintrag zu interpretieren. Aufgrund der Reinheit der Quarzite, der Feinkörnigkeit und der Monotonie der Abfolge ist hier ein flachmariner Sedimentationsraum anzunehmen. Im Gegensatz zu den hellen Quarz-Phylliten repräsentieren die dunklen Karbonat-Quarz-Phyllite einen distalen, organikreichen Ablagerungsraum. Die karbonatreichen Lithologien sprechen für eine ruhige flachmarine Sedimentation mit geringem terrigenen Eintrag.

Sadnig-Komplex

Die verschiedenen Einheiten im Sadnig-Komplex werden als klastische Sedimentabfolge interpretiert. Dabei repräsentieren die Glimmerschiefer tonige bis schluffige Lagen und die Quarzite sandige Lagen, die aufgrund ihres Mine-

ralbestandes als kompositionell reife Sedimente angesehen werden können. Die fein- und grobkörnigen Metaarkosen sind als sandiges Sediment, teilweise mit einem geringen Kiesanteil zu betrachten. Es handelt sich um kompositionell unreife Sedimente.

Eine Wechselfolge aus feinkörnigen und sandigen Sedimenten in dem beobachteten Maßstab lässt sich gut in ein Modell eines litoralen bis flachmarinen Ablagerungsraumes integrieren. Die bidirektionalen Strukturen werden eindeutig einem flachmarinen Ablagerungsraum zugeordnet. Die linsenförmige Struktur der mittelbankigen bis massigen Wechselfolge und die dabei beobachteten mächtigeren Abfolgen sind als Rinnenstrukturen zu deuten. Für den Ablagerungsraum sprechen auch die beobachteten Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung und Rippelmarken.

Die Wechselfolge zeichnet sich prinzipiell durch eine hohe kompositionelle Reife aus. Dies lässt auf einen weiten Transport oder auf eine mehrfache Aufarbeitung im Küstenbereich schließen. Die unreifen Metaarkosen können als eine unregelmäßige Sedimentschüttung einer lokalen Quelle interpretiert werden. Der beobachtete Mineralbestand deutet ein Hinterland mit überwiegend sauren Orthogesteinen an.

Literatur

FUCHS, G. & LINNER, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 293–301, Wien.

LINNER, M. & FUCHS, G. (2005): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters. – In: SCHUSTER, R. (Red.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten 12.–16. Sept. 2005, 155–158, Wien.

Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

FELIX HOFMAYER

Zur Ergänzung der bereits vorhandenen geologischen Karten (MOSER, 2019; RUPP, 2008a) wurde nun begonnen, das Kartenblatt NM 33-10-29 (nationale Blattnummer: 3329) im UTM-Maßstab 1:25.000 zu erstellen. Dazu wurden 2020 einzelne kleinflächige Bereiche kartiert, was überwiegend dazu diente, die einzelnen Karten der verschiedenen Bearbeiter zusammenzuführen.

Geologischer Überblick

Neogen

Sedimente aus dem Ottnangium und Karpatium sind auf dem Kartenblatt großflächig vorhanden, sie sind der Innviertler-Gruppe zuzuordnen. Dabei handelt es sich durchwegs um marine Ablagerungen, die einen Meeresspiegelanstieg und folgenden Meeresspiegelrückgang dokumentieren. Im untersten Ottnangium lagerte sich die schluffige bis sandige Vöckla-Formation ab, darüber folgen die Sande der Atzbach-Formation. Diese Ablagerungen zeigen unterschiedliche Faziesausprägungen, sie lassen aber auf flachmarine bis stark gezeitenbeeinflusste Bedingungen schließen (FAUPL & ROETZEL, 1987; KRENMAYR, 1991). Darüber befinden sich die stark bioturbirten pelitischen Sedimente der Ottnang-Formation, welche in Wassertiefen bis 200 m abgelagert wurden (GRUNERT et al., 2010). Es folgt die tonige Ried-Formation und die sandige

Reith-Formation, welche bis in das Karpatium hinein abgelagert wurden (HOFMAYER et al., 2019). Diese Sedimente dokumentieren den endgültigen Rückgang des Molassemeeres und zeigen eine zunehmende Verschlechterung der Umweltbedingungen für marine Organismen (RUPP, 2008b). Die jüngeren neogenen Formationen der Innviertler-Gruppe sind auf diesem Kartenblatt nicht vorhanden, lediglich die Sande der Mehrnbach-Formation treten vereinzelt im Nordwesten auf. Nach einem Hiatus, der einen Zeitraum von etwa 4 Ma umspannt (Badenium, Sarmatum), folgen die Formationen der Hausruckviertel-Gruppe. Dabei handelt es sich um limnische bis fluviatile Ablagerungen (RUPP, 2008b). Im Liegenden befindet sich die sandig-tonige Ampfelwang-Formation, in die mehrere Kohleflöze eingeschaltet sind. Im Liegenden dieser Formation tritt stellenweise die kiesig-sandige Grimberg-Subformation auf, welche die teilweise die Quarzitkonglomerate der Pramquellbank bildet (RUPP, 2008b). Darüber folgen die mächtigen sandigen Kiese der Hausruck-Formation.

Quartär

Im südlichen Teil des Kartenblattes lässt sich die Niederterrasse der Vöckla sowie vereinzelt Hochterrasse, jüngerer Deckenschotter und ältere Deckenschotter beobachten. Auf den Höhenrücken nördlich der Vöckla treten vermehrt breite Schotterkörper auf, die vermutlich ein Prä-Günz-Alter zeigen (RUPP, 2008b). Weiter nördlich befindet sich kein großer, zusammenhängender Kieskörper mehr, dennoch treten entlang von Bächen und auf Geländekuppen häufig kleine Bereiche auf, die verschiedenen Niveaus zuzuordnen sind. Im nördlichen Hausruckviertel wurden die Prä-Günz-Schotter von RUPP (2008b) in drei verschiedene Niveaus unterteilt, die Geiersberg-Schotter, Federnberg-Schotter und Aichberg-Geinberg-Schotter. Permafrostbedingungen haben im Pleistozän zur oberflächlichen Umlagerung und Verlehmung der Sedimente geführt, daher ist ein Großteil des Gebietes von Solifluktuationsablagerungen bedeckt. Besonders mächtig sind diese Ablagerungen an ostwärts gerichteten Hängen, wo die intensive Sonneneinstrahlung zum Auftauen des Frostbodens geführt hat. Das zahlreiche Auftreten von gravitativen Ablagerungen im Hausruckviertel ist auf die ausgeprägte Topografie, die vielfältigen Lithologien, die Wasserführung und den intensiven Bergbau in der Region zurückzuführen. Dabei lassen sich zum einen Gleitmassen, Solifluktuationsablagerungen und Hangablagerungen beobachten, die sich progressiv über einen langen Zeitraum entwickeln (RUPP, 2008b). Zum anderen lassen sich Prozesse erkennen, die spontan ausgelöst werden und sich über einen kurzen Zeitraum ausbreiten (RUPP, 2008b). Dabei sind oft Gesteinsmassen der kiesigen Hausruck-Formation beteiligt, welche auf tonigen Schichten im Verband abgleiten. Diese Prozesse sind geogen und anthropogen bedingt und führen häufig zu schweren Schäden an Gebäuden und der Infrastruktur. Gravitative Ablagerungen lassen sich an weitläufigen Abrisskanten, Zerspalten und einer unruhigen Geländemorphologie erkennen. Historisch war das Gebiet vor allem wichtig für den intensiven Kohlebergbau im achtzehnten bis zwanzigsten Jahrhundert (WEBER & WEISS, 1983). Die Spuren dieser Zeit sind immer noch sichtbar. Entlang der Kohleflöze befinden sich zahlreiche eingestürzte Schächte (Pingen), der Aushub wurde auf großen Deponien untergebracht und es sind viele Massenbewegungen erkennbar, die auf den Bergbau zurückzuführen sind.

Ottnangium–Karpatium

Vöckla-Formation

Ein bedeutender Aufschluss dieser Sedimente befindet sich an einem Prallhang der Vöckla, die sogenannte Vöcklabrucker Schlierwand (UTM: 0397987 E, 5318636 N). Hier wurden zahlreiche fossile Schalenreste von Invertebraten aufgesammelt, darunter Scaphopoden, Gastropoden, Korallen und Bivalven. Das Sediment ist ein schluffiger Feinsand, der bioturbiert ist, aber der primäre Lagenbau ist noch gut erkennbar. Zum hangenden Abschnitt schalten sich sandige, teils schräg geschichtete Pakete ein. Generell sind gut erhaltene Molluskenschalen eher selten in der Vöckla-Formation, noch seltener lassen sich Scaphopoden im Miozän der Paratethys finden. Die dokumentierten Scaphopoden aus dem Ottnangium sprechen durchgehend für flachmarine Ablagerungen (HARZHAUSER, 2002). Auf der GEOFAST Karte – Blatt 48 Vöcklabruck (MOSE, 2019) wurde im Laufe der Kartierung von RUPP (2013) ein Bereich mit Vöckla-Formation bei Scharedt (4 km südwestlich von Atzbach) verzeichnet. Zum einen ist dieses Vorkommen sehr weit nördlich, verglichen mit den Aufschlüssen entlang der Vöckla. Zum anderen befindet sich der kartierte Bereich auf einer Höhe von 490–510 m, wohingegen die restlichen Vorkommen der Vöckla-Formation selten über die Höhe von 480 m beobachtet wurden (KRENMAYR, 1991). Daher wurde dieser Bereich überprüft, die Lithofazies konnte in dem Gebiet in einer aufgelassenen Schliergrube aufgenommen werden (UTM: 0400120 E, 5323854 N). Im liegenden Abschnitt des etwa 10 m mächtigen Profils treten überwiegend stark bioturbierte Schluffe auf, welche von etwa 20 cm dicken sandigen Schichten unterbrochen sind. Diese Sande enthalten Lagen aus Pelitklasten sowie Rippelschichtung und das Spurenfossil *Rosselia*. Im mittleren Teil des Profils werden die Sande mächtiger, werden aber abrupt von feingeschichteten Schluffen abgelöst, die in ein 2 m dickes Paket aus komplett durchwühlten Schluffen übergehen. Diese Fazies geht schließlich wieder in die Sande mit schräg geschichteten Peliten über. Etwa 500 m westlich von diesem Aufschluss befinden sich auf selber Höhe mehrere aufgelassene Gruben, die massige, gut sortierte Sande aufschließen. Auch hier treten Lagen mit Pelitklasten auf. Die Lithologie in diesen Gruben entspricht den massigen Sanden der Lithofazies (A) der Atzbach-Formation (FAUPL & ROETZEL, 1987). Der oben beschriebene Aufschluss in der Schliergrube jedoch zeigt eine Kombination von vielen Lithofazies, wie es KRENMAYR (1991) für die Vöckla-Formation beschreibt. Die stark bioturbierten Bereiche im mittleren Teil des Profils lassen sich der Lithofazies (C5) zuordnen (KRENMAYR, 1991). Wobei die Sande mit Pelitklaste, die zum Hangenden hin zunehmen, der Lithofazies (A1) zuzuordnen sind, was der Atzbach-Formation entspricht (FAUPL & ROETZEL, 1987). Die laminierten bis rippelig geschichteten Pelite mit sandigen Zwischenlagen, die sich immer wieder einschalten, sprechen jedoch für die Lithofazies (C2), was wiederum für die Vöckla-Formation spricht (KRENMAYR, 1991). Diese faziellen Beobachtungen zusammen mit der Höhenlage des Aufschlusses sprechen durchwegs für den Übergangsbereich von Vöckla-Formation und Atzbach-Formation (KRENMAYR, 1991). Da sich nur wenige Meter entfernt auf gleicher Höhe die Atzbach-Formation aufschließt, wird die Vöckla-Formation hier als parastratigrafische Einschaltung angesehen.

Atzbach-Formation

Oberflächennah wurden die gut sortierten Sande der Atzbach-Formation in einer Handbohrung bei Jochling angetroffen (UTM: 0393575 E, 5319825 N), hier wurde bisher die Vöckla-Formation als anstehend angenommen. Südlich von Ampfelwang, bei Moos, konnte eine Sandgrube aufgenommen werden (UTM: 0394324 E, 5324720 N), die eine typische Fazies der Atzbach-Formation zeigt. Zu beobachten sind gut sortierte, schräg geschichtete Sande, die sich im Liegenden mit horizontalen Lagen aus Peliten und pelitischen Rippeln wechseln. Im Hangenden hingegen lassen sich überlagernde Schrägschichtungspakete mit einer Größe von 50 cm beobachten, die pelitischen Lagen fehlen hier. Auffällig sind zahlreiche Wühlspuren von Seeigeln sowie Spuren der Gattung *Rosselia*. Folgt man dem Schema von FAUPL & ROETZEL (1987), so wird klar, dass es sich hier um den Übergang von Lithofazies (B) zur Lithofazies (A3) handelt. Das bedeutet, dass hier subtidale Sandwellenfelder von großen Gezeitenrinnen abgelöst werden (FAUPL & ROETZEL, 1987). Etwas weiter nördlich, bei Hinterschachen, konnte die Atzbach-Formation in einer fast komplett verfüllten Sandgrube beobachtet werden (UTM: 0394675 E, 5326040 N). Bei Scharedt konnte eine massige Fazies der Atzbach-Formation in einer aufgelassenen Sandgrube beobachtet werden (UTM: 0399460 E, 5323685 N). Die massigen Sande werden lediglich von wenigen Lagen aus Pelitklasten unterbrochen, die jedoch einige Dezimeter mächtig sein können. Diese Lithologie wird nach FAUPL & ROETZEL (1987) der Fazies (A1) zugeordnet, wobei die mächtigen Lagen aus Pelitklasten der Fazies (A5) entsprechen. Die massigen Sande sprechen für hochenergetische Gezeitenablagerungen, die Lage aus Pelitklasten könnte auf Sturmflutereignisse schließen lassen (FAUPL & ROETZEL, 1987).

Ott nang-Formation

Die Ott nang-Formation wurde bei Brunau entlang eines Bachbettes aufgenommen, dabei zeigte sich, dass sich gut durchwühlte schluffige Sande mit sandigen Tonen (UTM: 0399255 E, 5332725 N) im Wechsel befinden. Hangaufwärts lassen sich zunehmend dünne tonige Plättchen finden, was auf den Übergang zu Ried-Formation schließen lässt. Im Bachbett bei Reitting (siehe Ried-Formation) schließt sich die stratigrafische Grenze von Ott nang-Formation und Ried-Formation auf. In einem etwa 5 m mächtigen Profil an einem Prallhang (UTM: 0398950 E, 5335580 N) zeigen sich im Liegenden glimmerreiche, tonige Sande, die stark durchwühlt sind, aber noch primäre Schichtung erkennen lassen. Darüber folgen in einem fließenden Übergang helle Tone mit sandigen Zwischenlagen und teils mit Wühlspuren. Im Übergangsbereich der beiden Schichten konnten zahlreiche doppelklappige Bivalven in Lebensstellung beobachtet werden. Klar wird, dass es sich bei der Grenze der beiden Formationen um einen fließenden Übergang handelt. Auffällig ist, dass sich entlang des Bachbettes zahlreiche karbonatische Konkretionen befinden, die teils Hohlräume und Risse aufweisen. Sie können bis zu einem Meter lang sein und primäre Sedimentstrukturen zeigen.

Ried-Formation

Die Ried-Formation konnte detailliert in einer 5 m tiefen Baugrube bei Odelboding aufgenommen werden (UTM: 0397910 E, 5335583 N). Lithologisch konnte man die ty-

pischen grauen, feingeschichteten Tone mit feinsandigen bis schluffigen Zwischenlagen beobachten. Einige Schichtflächen konnten eingemessen werden und ergaben ein Einfallen von 4–10° nach WNW–NE. Zusätzlich waren die Schichten durchzogen von einem engen Netzwerk aus steil stehenden Störungen, die aber kaum einen Versatz aufwiesen. Jedoch waren einige Störungen entlang der Fläche stark verwittert. Bei den Messungen konnten drei verschiedene Störungsscharen festgestellt werden: (1) 82–84° nach NE, (2) 73–83° nach SE–SW, (3) 86° nach WSW. Die starke Verwitterung der Klüfte und das enge Netzwerk lassen den Schluss zu, dass die Ried-Formation mobiles Kluftwasser führen kann. Von dieser Baugrube aus nach Osten konnte die Ried-Formation mit Handbohrungen (UTM: 0398255 E, 5335620 N) bis zum Bach bei Reitting nachgewiesen werden, wo sich im Bachbett die Grenze zur Ott nang-Formation aufschließt (UTM: 0398840 E, 5335650 N sowie 0398500 E, 5335795 N). Zum einen kann die Grenze im Bachbett lithologisch gezogen werden, da die Ott nang-Formation sehr viel sandiger ist als die Ried-Formation (RUPP, 2008b), zum anderen konnte beobachtet werden, dass die Ried-Formation vollkommen anders erodiert wird. Das horizontal geschichtete tonige Sediment bildet einen viel steileren Böschungswinkel als das durchwühlte, sandige Sediment der Ott nang-Formation. Im Gelände wird dies deutlich, da markante Geländekuppen plötzlich abflachen. Auch wo sich ein Bach einschneidet, bilden sich in der Ried-Formation sehr tiefe, schluchtartige Formen, wo sich in der Ott nang-Formation eher ein breites und trogförmiges Bachbett ausbildet. In einer Schliergrube etwa 2 km nordöstlich von Eberschwang (UTM: 0394695 E, 5335980 N) konnte ebenfalls die tonige Ried-Formation beobachtet werden. Hier bildet sie einen morphologischen Rücken, der direkt am Sockel der Hausruck-Formation beginnt und von einem überlagernden Kieskörper geschützt wird.

Pannonium

Ampfelwang-Formation

Südöstlich von Ampfelwang wurden diese Schichten in einer Höhe zwischen 580 und 620 m im Liegenden der Hausruck-Formation angetroffen. Die Ampfelwang-Formation ist in diesem Gebiet oberflächlich kaum aufgeschlossen. Einerseits wurden durch den Kohlebergbau große Flächen umgelagert, andererseits wurde die Ampfelwang-Formation von Solifluktionsmassen und Massenbewegungen überdeckt. Dennoch treten die Schichten teilweise zu Tage und konnten angebohrt werden. Lithologisch lassen sich helle, gut sortierte Mittel- bis Feinsande, sowie dunkle, fette Tone und Kohlestücke beobachten. An vielen Stellen lassen sich Quellaustritte beobachten, die extrem eisenreiches Wasser mit starkem Schwefelgeruch liefern. So konnten insgesamt drei Kohleflöze auf verschiedenen Niveaus festgestellt werden, auf etwa 600 m, auf 610 m und 620 m. Bei Brunau konnte die Ampfelwang-Formation in einem Bachanschnitt und entlang eines Forstweges (UTM: 0399440 E, 5332955 N) nachgewiesen werden, hier treten vor allem helle, tonige Feinsande auf. Etwa 500 m südwestlich davon lässt sich ein eingestürzter Stollen verfolgen (UTM: 0399045 E, 5332470 N), auch eine Informationstafel an dieser Stelle weist auf den vergangenen Kohlebergbau hin. Diese faziellen Wechsel von Sanden, Tonen und mehreren Kohleflözen entsprechen den limnisch-fluviatilen Ablagerungen, wie sie von BECHTEL et al.

(2003) für die Ampfelwang-Formation dargestellt werden. Außerdem lassen sich die Wasser stauenden Schichten der Ampfelwang-Formation oftmals durch Vernässungen und Sumpfgebiete erkennen, beispielsweise östlich vom Bahnhof Hausruck (UTM: 0394525 E, 5331790 N). Hier wurden die Kiese der Hausruck-Formation bis hin zu den Tonen der Ampfelwang-Formation abgebaut und es bildete sich ein kleiner Teich. An mehreren Stellen auf dem Kartenblatt (UTM: 0398070 E, 5336965 N sowie 0392280 E, 5327090 N) lassen sich harte Tonsteine finden, sie treten auf Deponien, aber auch anstehend auf. Sie sind porös und rot gefärbt, außerdem enthalten sie zahlreiche Blattabdrücke. Dieser Tonstein ist eindeutig durch starke Hitze gebrannt worden, die Pflanzenreste in dem Sediment zeigen, dass es sich dabei um die Tone der Ampfelwang-Formation handelt (RUPP, 2008b). Vermutlich gab es in den Kohleflözen, die zwischen Tonen eingeschaltet sind, immer wieder Schwelbrände im Untergrund oder an der Oberfläche. Solche Brände sind üblich in Kohleablagerungen und auf Deponien (KUENZER et al., 2013).

Hausruck-Formation

Die Kiese dieser Schichten können zwar sehr häufig beobachtet werden, allerdings handelt es sich dabei meist um umgelagertes Sediment. Wirklich anstehende Bereiche der Hausruck-Formation lassen sich ausschließlich entlang der markanten Höhenrücken beobachten. Ein eindrucksvoller Aufschluss der typischen Lithologie bildet die aufgelassene Kiesgrube bei Ditting (UTM: 0397715 E, 5337190 N), hier lassen sich Korngrößenwechsel und Schrägschichtungen beobachten. Dieser Aufschluss soll hier erwähnt sein, da der Stratotypus der Hausruck-Formation in der Kiesgrube bei Schernham (Niederndorfer GmbH) nicht mehr aufgeschlossen ist, er fiel der Rekultivierung zum Opfer. Nördlich von Ampfelwang eröffnete aber eine neue Kiesgrube, in der die typischen sandigen Kiese mächtig aufgeschlossen sind (UTM: 0393276E; 5330183N). Kartiert wurde die Hausruck-Formation nordöstlich vom Turmberg, wo zahlreiche große Blöcke im Verband vom noch anstehenden Grat abgleiten. Südöstlich von Ampfelwang ergibt sich ein ähnliches Bild, auch hier ist anstehend nur der Grat vorhanden und hangabwärts befindet sich eine breite Fläche an umgelagertem Material. Lithologisch lassen sich einheitlich die schlecht sortierten Grobkiese mit sandiger Matrix beobachten. Bei Brunau wurde über im Hangenden der Ampfelwang-Formation in einer Sandgrube (UTM: 0399500 E, 5332995 N) ein oranges, mittelsandiges Sediment mit erkennbarer Schichtung aufgenommen. Faziell ähnelt es der Reith-Formation, die etwas weiter nordwestlich mit der Ried-Formation verzahnt (RUPP, 2008b). Mittelsande mit großen Schrägschichtungskörpern lassen sich aber auch in der Hausruck-Formation beobachten (GROISS, 1989). Da der Aufschluss stratigrafisch über der Ampfelwang-Formation liegt, wurde er hier der Hausruck-Formation zugeordnet.

Quartär

Prä-Günz Schotter

Nordöstlich von Eberschwang, bei Ötzling, konnten Kieskörper aufgenommen werden, die sich auf einer Höhe von 560–590 m direkt auf der Ried-Formation abgelagert haben. Sie wurden von RUPP (2008) zu den Federnberg-Schottern gestellt. Westlich von Vöcklabruck, bei Jochling, wurde auf einer Höhe von 460–470 m ein quarzreicher Grobkies mit

sandiger Matrix kartiert (UTM: 0393710 E, 5319705 N), der bisher noch nicht beachtet wurde. Aufgrund der Höhenlage lässt sich dieser jedoch mit den breiten Schotterkörpern nördlich von Vöcklabruck korrelieren. Sie wurden auf den bisherigen Karten (RUPP, 2008a; MOSER, 2019) als undefinierte altpleistozäne Schotter ausgedehnt. Südlich von Ampfelwang, bei Hinterschachen, wurden drei Kieskörper kartiert, die sich auf einer Höhe von 590–600 m eingliedern. Auch sie wurden bisher zu den altpleistozänen Schottern gestellt.

Deckenschotter

Bei Wallern wurden Kieskörper auskartiert (UTM: 0394455 E, 5323080 N), die direkt über dem Ampfelwanger Bach auf einer Höhe von 510–520 Meter ansetzen. Diese Kiese wurden bisher nicht eindeutig zugeordnet, die Fortsetzung der Kiese auf Blatt 47 Ried (RUPP, 2008b) wird jedoch den jüngeren Deckenschottern zugeordnet. Bei Moos, südlich von Ampfelwang, wurden direkt über der Atzbach-Formation zwei Kieskörper auf einer Höhe von 530–560 m auskartiert. Sie sind ebenfalls den Jüngeren Deckenschottern zugeordnet (MOSER, 2019).

Niederterrasse

Entlang der Vöckla, zwischen Fischhamering und Stöfling, wurde die Niederterrasse von den rezenten Flusssedimenten abgetrennt. Dies geschah durch das Auskartieren von vorhandenen Terrassenkanten in diesem Gebiet, die auf den digitalen Höhenmodellen kaum erkennbar sind. Die Fortsetzung dieser Terrassen nach Westen kann ausgeschlossen werden.

Gravitative Ablagerungen

Nordöstlich vom Turmberg wurden großflächige Gleitmassen beobachtet, zu erkennen sind im Verband abgleitende Blöcke der Hausruck-Formation, die sich hangabwärts staffeln. Die erkennbaren Abrisskanten und Zerrspalten sind teils mehrere Meter tief und oftmals bilden sich dort Vernässungen. Im Ablagerungsraum der Gleitmassen ist das Gelände morphologisch unruhig und das kiesige Sediment stark verlehmt. In der Böschung einer Forststraße westlich von Behindertendorf (UTM: 0401305 E, 5331605 N) konnte die Zerrspalte einer großen gestaffelten Gleitmasse im Querschnitt beobachtet werden. Zu erkennen war der hangende und liegende Block der kiesigen Hausruck-Formation mit toniger Matrix in der Spalte und entlang der Gleitfläche. Außerdem war auf dem hangenden Block ein verkippter Paläoboden zu erkennen, welcher von Hangschutt überdeckt wurde. Damit wird belegt, dass diese gestaffelten Abbrüche zwar ruhige Phasen zeigen, in denen die Bodenbildung einsetzt. Die Verkipfung dieser Schicht zeigt jedoch, dass die Abschiebungsflächen reaktiviert werden und die Massenbewegung immer weiter abgleitet. Am Höhenrücken südöstlich von Ampfelwang sind zahlreiche Abrisse nach Osten hin erkennbar. Der Ablagerungsraum erstreckt sich teilweise über die Pingenfleder in der Ampfelwang-Formation (UTM: 0394375 E, 5327400 N). Außerdem flacht das Gelände vom steil stehenden Grat hin sehr bald ab und das kiesige Sediment wird zunehmend toniger. Diese Beobachtungen lassen auf starke Umlagerung der Hausruck-Formation durch Geli- und Solifluktion schließen (vgl. RUPP, 2008). Gerade ostwärts gerichtete Hänge sind fast vollkommen mit Solifluktionsablagerungen bedeckt.

Anthropogen

Anthropogene Anschüttungen und Abtragungen sind im Gebiet sehr häufig, da zum einen der Kohlebergbau viel Abraum produzierte und zum anderen durch den Abbau von Kies und Schlierdünger zahlreiche kleine Gruben entstanden. Südöstlich von Ampfelwang wurde ein Gebiet bei Roith kartiert, das stark vom Kohlebergbau verändert wurde. Zu sehen sind viele eingestürzte Schächte sowie große aufgefüllte Flächen (UTM: 0394480 E, 5326755 N). Nordöstlich von Eberschwang zeigt die topografische Karte eine Grube an (UTM: 0394510 E, 5336240 N), die sich im anstehenden Kies befindet. Vor Ort jedoch zeigt sich, dass diese Grube rekultiviert wurde.

Literatur

- BECHTEL, A., GRUBER, W., SACHSENHOFER, R.F., GRATZER, R., LÜCKE, A. & PÜTTMANN, W. (2003): Depositional environment of the Late Miocene Hausruck lignite (Alpine Foreland Basin): insights from petrography, organic geochemistry, and stable carbon isotopes. – *International Journal of Coal Geology*, **53**, 153–180, Amsterdam.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**, 415–447, Wien.
- GROISS, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Hausruck (Oberösterreichische Molasse). – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **11**, 167–178, Wien.
- GRUNERT, P., SOLIMAN, A., ČORIĆ, S., SCHOLGER, R., HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2010): Stratigraphic re-evaluation of the stratotype for the regional Ottangian stage (Central Paratethys, middle Burdigalian). – *Newsletter on Stratigraphy*, **44**, 1–16, Stuttgart.
- HARZHAUSER, M. (2002): Scaphopoda aus dem Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – *Beiträge zur Paläontologie*, **27**, 205–213, Wien.
- HOFMAYER, F., KIRSCHER, U., SANT, K., KRIJGSMAN, W., FRITZER, T., JUNG, D., WEISSBRODT, V. & REICHENBACHER, B. (2019): Three-dimensional geological modelling supports a revised Burdigalian chronostratigraphy in the North Alpine Foreland Basin. – *International Journal of Earth Sciences*, **108**, 2627–2651, Berlin–Heidelberg.
- KRENMAYR, H.G. (1991): Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und Ager. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134**, 83–100, Wien.
- KUENZER, C., ZHANG, J., JING, L., HUADONG, G. & DECH, S. (2013): Thermal infrared remote sensing of surface and underground coal fires. – In: KUENZER, C. & DECH, S. (Eds.): *Thermal infrared remote sensing*, 429–451, Dordrecht.
- MOSER, M. (2019): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 48 Vöcklabruck: Stand 2019, Ausgabe 2019/10, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUPP, C. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 47 Ried im Innkreis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUPP, C. (2008b): 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**, 433–434, Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlevorkommen. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **4**, 317 S., Wien.

Blatt NM 33-11-19 Linz

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

FELIX HOFMAYER

Zur Ergänzung der bereits laufenden Landesaufnahme auf dem nordöstlichen Viertelblatt (Linner, Rupp, Iglseider) des Kartenblattes NM 33-11-19 Linz (nationale Blattnummer: 4319) und der bereits abgeschlossenen Kartierung auf dem südöstlichen Viertelblatt (Rupp, Linner), wurde 2020 die flächendeckende Kartierung der känozoischen Sedimentbedeckung fortgesetzt. Dies geschah überwiegend mit Handbohrungen und im Stadtgebiet Linz mit temporären Bauaufschlüssen. Im Fokus stand die Abgrenzung der oligozänen und miozänen Sedimente sowie die quartäre Bedeckung bestehend aus verschiedenen Kieskörpern und mächtigen Lössablagerungen. In diesem Rahmen wurden die Gebiete Kürnberger Wald zwischen Wilhering – Mühlbach, Walding – Hamberg, Zaubertal, Freinberg, Pöstlingberg und Bachlberg bearbeitet.

Geologischer Überblick

Neoproterozoikum/Paläozoikum

Die kristallinen Gesteine im Kartierungsgebiet sind dem Bavarikum und dem Südböhmischen Batholith zuzuordnen. Das Bavarikum ist wegen seiner strukturellen und metamorphen Prägung als eigene tektonische Einheit des südwestlichen Moldanubikums aufzufassen (LINNER, 2007). Die neoproterozoischen bis paläozoischen Edukte der Paragesteine können infolge der starken Migmatisierung und Strukturprägung nicht mehr lithostratigraphisch gegliedert werden. Um Linz treten vor allem stark migmatische Paragneise auf (LINNER, 2005). Aufgrund der sehr hohen Temperaturen während der metamorphen Prägung rekristallisierten die Paragneise stark und sind teilweise aufgeschmolzen. Sie weisen daher häufig Bereiche mit granitähnlicher Textur auf. Nordöstlich von Linz intrudierte ein teils durch idiomorphe große Feldspate gekennzeichnete Granit. Dieser ist als Altenberg-Granit benannt und könnte durch eine vollständige Aufschmelzung von migmatischen Paragneisen entstanden sein. Des Weiteren

ren sind grobkörnige pegmatitische Bereiche sowie feinkörnige aplitische Gänge zu beobachten (FRASL & FINGER, 1988). Diese Gesteine treten überwiegend in den migmatischen Paragneisen sowie zwischen Rodl- und Haselgraben-Störung auf (IGLSEDER, 2014). Als typische Lithologie des Südböhmischen Batholiths tritt der biotitreiche Weinsberg-Granit auf, der durch seine großen Feldspäte auffällt (PFAFFL, 1996). Dieses im Mühlviertel dominierende magmatische Gestein intrudierte im Moldanubikum vor etwa 323 Ma (GERDES et al., 2003).

Paläogen/Neogen

Die paläogenen und neogenen Sedimente im Arbeitsgebiet werden als Molasse bezeichnet (KUHLEMANN & KEMPF, 2002) und gehören zum Ablagerungsraum der Paratethys. Die im Kartierungsgebiet vorhandene sedimentäre Bedeckung aus dem Paläogen besteht aus dunklen blaugrauen Tonen, teilweise stark sandig und kiesig, sowie aus marinen Fein- bis Grobsanden. Die Tone werden als Pielach-Formation bezeichnet (Kiscellium–Egerium), welche in brackischen Ästuaren abgelagert wurde (KRENMAYR & ROETZEL, 2000b). Aufgrund dieses Ablagerungsraumes kann man von einer hohen Variation der Sedimente ausgehen (REINECK & SINGH, 1980: 318). Kennzeichnend ist ein rot-grauer, plastischer Ton mit deutlichem Kaolinitgehalt und ohne Chlorit (FUCHS, 1973; RUPP, 2016). Schadler hat bei seiner Kartierung 1964 fälschlicherweise (siehe PESCHEL, 1982) diese Tone fast durchgehend dem „Älteren Schlier“ zugeordnet (RUPP, 2016). Die marinen Sande werden hingegen als Linz-Melk-Formation bezeichnet (Kiscellium–Egerium) und sind durch einen hellen Feinsand oder feldspatreichen Grobsand charakterisiert (KRENMAYR & ROETZEL, 2000b). Dieser Sand erreicht bis 100 m Mächtigkeit und bildet entlang der Böhmisches Masse die litorale bis sublitorale Fazies der oligozänen Sedimente (KRENMAYR & ROETZEL, 2000a).

Das Neogen wird ausschließlich durch die Plesching-Formation (Ottangium) vertreten. Dabei handelt es sich um fossilführende schlecht sortierte Grobsande, mit häufig Phosphoritknollen und Glaukonit (RÖGL, 1969). Die Plesching-Formation wird von mächtigen Schrägschichtungskörpern mit pelitischen Einschaltungen aufgebaut. Dabei handelt es sich um Gezeitendünen, die aufgearbeitetes Material aus dem Egerium und Eggenburgium durch Strömungskanäle in das Becken verlagerten (FAUPL & ROETZEL, 1990). Die küstennahe Fazies dieser Formation, welche ehemals als fossilreiche Grobsande bezeichnet wurde (FAUPL & ROETZEL, 1990), lässt sich durch vorhandene Makrofossilien (Mollusken, Haizähne) und pelitische Klaster erkennen.

Tropische Klimaphasen während des Känozoikums (ZACHOS et al., 2001) haben das kristalline Grundgebirge im Laufe der Zeit stark beeinflusst. Das humide, warme Klima führte vor allem zu einer starken Verwitterung des Gesteins (FELIX-HENNINGSEN, 2016). Die Folge sind Wollsockelblöcke und Saprolithe (DOS SANTOS et al., 2017) sowie eine Anreicherung von Tonmineralen wie beispielsweise Kaolinit (ESSL et al., 1998; LAGALLY, 1987). Die meisten dieser Verwitterungsbildungen wurden im Laufe des Känozoikums umgelagert und sind demnach nicht mehr vorhanden. Ein großer Teil dieser Umlagerung fand bereits im Oligozän, unter anderem durch transgressive Phasen statt (ROETZEL et al., 1983), was der hohe Kaolinitgehalt in den oligozänen

Sedimenten zeigt (WIMMER-FREY et al., 2013). Des Weiteren fand intensive Umlagerung im Pleistozän statt, was zur heutigen Landschaftsform führte. Nur sehr tief verwitterte oder geschützte Bereiche können auch bis heute erhalten sein (JUNG, 2006).

Quartär

Die quartären Ablagerungen im Linzer Raum bestehen hauptsächlich aus den fluviatilen Schotterkörpern des Pleistozäns sowie großflächigen pleistozänen Löss- und Lösslehmbedeckungen. Die holozänen Austufen der Donau lassen sich geomorphologisch erkennen (RUPP, 2016). Diverse Prozesse haben zur Erosion und Umlagerung dieser Sedimente geführt. So finden sich am Hangfuß teilweise Solifluktionsablagerungen des Pleistozäns sowie rezente Flussablagerungen und Schwemmfächer in Talungen. Die oberflächliche Verwitterung des Lösses führt häufig zur Lehmbildung und kalkigen Konkretionen, die als Lösskindl bezeichnet werden.

Die Niederterrasse der Donau befindet sich auf Blatt Linz generell auf einer Höhe von 260–270 m. Die Hochterrasse der Donau tritt im Eferdinger Becken und in Linz nur sehr selten auf (KOHL, 1987; RUPP, 2016). Zur Gliederung der höheren Kieskörper wurde im Laufe der Kartierung durch Linner und Rupp ein Konzept erarbeitet, welches anstehende Kieskörper in gleicher Höhenlage einer eigenen lithostratigrafischen Einheit zuordnet. Dazu wurden bereits definierte Terrassen des Pleistozäns (KOHL, 1968) verwendet sowie weit verbreitete Schotterkörper in die Gliederung aufgenommen (KOHL, 1987; RUPP, 2016). Dieses Konzept ist allerdings noch nicht publiziert, wird aber hier als aktuelle stratigrafische Gliederung verwendet. Dabei wurden folgende Kieskörper auf Blatt Linz definiert: (1) Jüngere Deckenschotter (280–300 m), (2) Ältere Deckenschotter (300–320 m), (3) Wolfsjäger-Schotter (330–340 m), (4) Forstholz-Schotter (350–360 m), (5) Kürnberg-Schotter (380–390 m), Pollham-Schotter (420–440 m).

Sehr häufig sind anthropogen überprägte Bereiche zu finden, dabei handelt es sich entweder um verbautes Gebiet, anthropogene Formen wie großflächige Abtragungen oder um anthropogene Ablagerungen wie Aufschüttungen und Deponiekörper (Definitionen siehe STEINBICHLER et al., 2019).

Methodik

Die Kartierung wurde mit topografischen Karten im Maßstab 1:10.000 durchgeführt, dabei wurde die Position im Gelände mittels GPS (Garmin GPSmap 60CSx) festgestellt. Wichtige Kartierungspunkte, wie Bohrungen und Messungen, wurden mit der Smartphone Applikation Locus-GIS dokumentiert. Da große aufgeschlossene Bereiche in dem Gebiet sehr selten und eher auf die Kristalline Gesteine beschränkt sind, werden hier die verwendeten Methoden aufgeführt. In bewaldetem Gebiet wurde überwiegend mit kleinen Aufschlüssen (Tierbauten, Baumwürfe, erosive Anrisse in Steilhängen) gearbeitet, wobei des Öfteren auch Bohrungen (bis 1 m Tiefe) mit einem Handbohrer (Eijkelkamp Edelman) durchgeführt wurden. Dieser kam intensiv auf Wiesenflächen zum Einsatz, wo neben der Geländemorphologie kaum geologische Informatio-

nen zu finden sind. Auf Ackerflächen wurde überwiegend mit Lesesteinen gearbeitet. In besiedeltem oder verbautem Gebiet wurden vorhandene offene Baugruben aufgenommen und, wenn möglich, mit anderen Aufschlüssen interpoliert.

Ergebnisse

Neoproterozoikum/Paläozoikum

Bavarikum und Südböhmischer Batholith

Die aufgeschlossenen kristallinen Gesteine zeigen sich hauptsächlich in Form von Wollsackblöcken auf Geländekuppen und tief verwitterten Bereichen hangabwärts. Die Gesteine des Bavarikums entsprechen im Kürnberger Wald überwiegend einem Paragneis-Migmatit mit granitähnlicher Textur. Größere Bereiche, die ausschließlich aus Paragneis bestehen, wie sie in der Gegend um Oberpuchenu auf treten, kommen südlich der Donau kaum vor. Allerdings treten öfter pegmatitische Bereiche auf, so beispielsweise im Graben südlich vom Stift Wilhering (UTM: 0440135 E, 5352090 N). Nördlich von Walding tritt im Graben östlich vom Amesberger (UTM: 0438345 E, 5357255 N) der für den Südböhmischen Batholith typische Weinsberger Granit mit großen Feldspäten auf, er zeigt eine eher bläuliche Farbe. Das Gestein zeigt teilweise starke Zerklüftung bis hin zur Mylonitisierung, außerdem schalten sich feinkörnige, aplitische Gänge ein.

Paläogen/Neogen

Pielach-Formation

Die aufgenommene Pielach-Formation zeigt eine große Bandbreite an Lithologien, die hier aufgeführt werden. Am Nordosthang der Kürnbergburg lassen sich in einem Profil entlang eines Holzlagerplatzes (UTM: 0443142 E, 5349843 N) diverse Faziestypen erkennen. Der liegende Abschnitt des Profils besteht aus den typischen dunklen, kaolinitischen Tonen mit rötlichen Bereichen und Kristallingeröllen. Eine mikropaläontologische Bearbeitung dieses Sedimentes zeigte keine Ergebnisse, die Probe war steril. Darüber lagert eine Schicht aus hellgrauem Mittelsand, in die breite Kieslinsen eingeschaltet sind. Diese Schicht wird abgeschlossen durch eine Lage an Rauchquarzgeröllen. Darüber befindet sich ein verlehmt, feinsandiger Bereich, der von Lösslehm überlagert wird. Vergleichbare residuale Quarzgerölle lassen sich auf einem Acker bei Walding (UTM: 0438119 E, 5356301 N) ebenfalls beobachten. Handbohrungen in diesem Bereich zeigten eine tonig-sandige Pielach-Formation anstehend. Ebenfalls in Walding am Grenzbereich zur Linz-Melk-Formation fanden sich mehrere kleine Vorkommen mit feingeschichteten Schluffen und Sand-Zwischenlagen. In einem Aufschluss östlich vom Gehöft Amesberger (UTM: 0438154 E, 5357068 N) fanden sich in diesen Peliten sogar gut erhaltene Abdrücke von Invertebraten (Mollusken, Bryozoen etc.). Direkt über diesen Ablagerungen wird das Gelände durch einen quarzreichen Kieskörper aufgebaut.

Linz-Melk-Formation

Die Linz-Melk-Formation konnte in einigen aufgelassenen Sandgruben aufgenommen sowie in einigen Böschungen beobachtet werden. Ein wichtiger Aufschluss in

Edramsberg (UTM: 0439200 E, 5351050 N), nordwestlich des Kürnberger Waldes zeigt eine fossilführende (Haizähne) Fazies. Es handelt sich dort um einen Fein- bis Mittelsand mit eingeschalteten grobklastischen Schichten. Von diesen Kieslagen ziehen oft kegel- bis zylinderförmige Kiestaschen in den Sand darunter, sie können bis zu 50 cm lang sein. Die Kies-Sand-Grenze entlang dieser Taschen ist jedoch scharf und Sedimentstrukturen im Umfeld sind nicht zu erkennen. Diese Fazies findet sich auf der nördlichen Talseite von Mühlbach wieder, dort liegt sie direkt dem Kristallin des Kürnberger Waldes auf.

Ausgehend von der großen Sandgrube am Kapuzinerberg (UTM: 0446194 E, 5349838 N) im Stadtgebiet von Linz lassen sich in der Bunkeranlage und den angrenzenden künstlichen Höhlen verschiedene geologische Beobachtungen machen. Am besten eignet sich die als „Face Cave“ bezeichnete Höhle westlich vom Haupteingang der Bunkeranlage. Dort treten feinsandige Mittelsande auf, welche periodisch von erosiven Kieslagen unterbrochen sind. Direkt über den Kieslagen lassen sich schmale Bereiche mit Schrägschichtung erkennen. Auffällig sind einzelne große Kristallingerölle und lignitisch erhaltene Holzreste. Außerdem ziehen sich durch die komplette Höhle konjugierte Abschiebungen, mit Versätzen von mehreren Metern. Die steil stehenden Störungen fallen zwischen 58° und 83° nach NNE ein.

In Mühlbach lassen sich entlang des Kürnberger Waldes viele kleine Aufschlüsse beobachten, die nahezu durchgehend kiesige bis blockige Sande der Linz-Melk-Formation aufschließen (z.B. UTM: 0440045 E, 5350630 N). Der grobe Anteil ist sehr gut gerundet und eingebettet in einen gut sortierten Sand. Allerdings ist im Aufschluss oftmals nur der Umriss der Gerölle zu erkennen, da sie teilweise vollkommen durchgewittert sind und sie bei Belastung zu Mittelsand zerfallen. Einige der besser erhaltenen Gerölle zeigen aber deutliche Stoßmarken auf der Oberfläche.

Plesching-Formation

Miozäne Sedimente werden auf dem Kartenblatt ausschließlich durch die Plesching-Formation vertreten. Deren Grobsande treten meist in höheren Lagen als die Linz-Melk-Formation und nur in und um Linz auf. So konnten sie am Freinberg in einer Baugrube (UTM: 0445726 E, 5350029 N) auf 360 m nachgewiesen werden. Außerdem bilden sie am Bachlberg fast den gesamten Höhenrücken von 300 bis 320 m. Hier tritt in einem Profil entlang der Straße (UTM: 0446666 E, 5353793 N) eine sehr abwechslungsreiche Fazies auf. Generell handelt es sich um Fein- bis Mittelsand, der von pelitischen, teils gerippten Lagen durchzogen ist. Diese Abfolge wird von insgesamt drei erosiven Schichten unterbrochen, die zwischen 50 cm und 1 m mächtig sind. Jede dieser Schichten ist identisch aufgebaut. Zuerst schneidet eine Kieselage in das Sediment ein, direkt darüber nimmt die Korngröße abrupt ab und es folgt eine Lage mit welliger Wechselschichtung aus Mittelsand und Pelitlagen. In den sandigen Sedimentanteilen treten Pelitklasten auf. Darüber folgt ein schräg geschichteter Fein- bis Mittelsand der pelitische Lagen beinhaltet. Erst darüber setzt sich wieder die normale Sedimentation fort.

Am westlichen Rand von Urfahr, zwischen Pöstlingberg und Urfahrwand, konnte die Plesching-Formation in mehreren aufgelassenen Sandgruben sowie in Bauaufschlüssen (UTM: 0445618 E, 5351158 N) und oberhalb der Urfahr-

wänd in einer Straßenböschung der Landesstraße 581 beobachtet werden. Der wichtigste Aufschluss ist die Sandgrube in der Riesenederfeldsiedlung (UTM: 0445470 E, 5351410 N), wo eine mächtige Abfolge beobachtet werden kann. Zu erkennen sind Pelitklasten und Molluskenabdrücke in einem ungeschichteten, glaukonitischen Grobsand.

Saprolithe

Im Bereich des Kürnberger Waldes südlich von Wilhering sowie zwischen Walding und Niederrottensheim lassen sich großflächig Saprolithe in sandiger bis kiesiger Korngröße beobachten, die durch tiefgründige chemische Verwitterung entstanden sind. Das Verwitterungsmaterial besteht überwiegend aus Feldspat, Quarz und Kristallinbruchstücken sowie stets auch etwas Biotit. In Aufschlüssen entlang von eingeschnittenen Forstwegen südlich von Wilhering und östlich von Mühlbach sowie in aufgelassenen Grusgruben lässt sich dieses Sediment genauer beobachten. Zu bemerken ist eine zunehmende Festigkeit mit zunehmender Tiefe, bis hin zum anstehenden Paragneis-Migmatit. Außerdem lassen sich dessen primäre Texturen, wie Quarzgänge und Schieferungsflächen im präparierten Aufschluss erkennen.

Quartär

Kieskörper

In allen kartierten Bereichen finden sich zusammenhängende Kieskörper, die teils morphologische Terrassen bilden. So bildet nördlich Walding ein quarzreicher Kieskörper in einer Höhe von 380–400 m eine morphologisch erkennbare Geländekuppe. Nördlich von Edramsberg und Wilhering befindet sich ein breites Band aus kiesigem Sediment, das mit einer deutlichen Terrassenkante, die auf einer Höhe von 260–270 m ausgebildet ist, zu den rezenten Donausedimenten abfällt. In einer Höhe von 270–280 m treten in Wilhering, entlang des Kürnberger Waldes und am Ostfuß vom Pöstlingberg einige kleine Kieskörper auf. Auf 290–300 m treten in Wilhering, Margarethen und am Schlossberg in Linz Kiese auf. Zusätzlich sind in Margarethen und am Schlossberg auf 310–320 m zusammenhängende Kieskörper vorhanden. Im Kürnberger Wald treten außerdem drei größere Bereiche mit quarzreichen Kiesen auf, die eine relativ hohe Lage einnehmen. Ein Kieskörper auf 340–360 m ist deutlich separiert von den Kieskörpern am Rücken südlich von Wilhering. Die Kieskörper auf 370–380 m und auf 380–400 m jedoch sind lediglich durch eine breite Fläche mit Lössbedeckung getrennt.

Löss

Die Lössbedeckung in den kartierten Gebieten ist teilweise sehr mächtig. Vor allem südlich der Donau im Bereich des Zaubertals, am Freinberg und am westlichen Rand des Kürnberger Waldes bei Mühlbach und Wilhering lassen sich diese Ablagerungen beobachten. Die größten Mächtigkeiten können im Zaubertal abgeschätzt werden, hier kann von etwa 20 m ausgegangen werden. Vorzugsweise in den tief eingeschnittenen Gräben, die sich von Westen nach Osten durch die Siedlung ziehen (z.B. UTM: 0444550 E, 5349985 N), lassen sich zahlreiche Lössprofile aufnehmen. Außerdem konnte eine Baugrube (UTM: 0444785 E, 5350025 N) aufgenommen werden, die mehrere Meter mächtigen Löss aufschloss. Am Westrand des Kürnberger Waldes befindet sich in Mühlbach eine Löss-

grube (UTM: 0439940 E, 5349968 N), die das Sediment bis etwa 5 m Tiefe aufschließt. Aber auch dort sind größere Mächtigkeiten zu erwarten. Nördlich der Donau im Raum Urfahr konnten zahlreiche Baugruben (z.B. UTM: 0446252 E, 5351685 N) großflächigen Löss nachweisen. Stellenweise treten auch verlehmt Bereiche im Löss auf. Allerdings beschränkt sich die Verlehmung bei den mächtigen Lössablagerungen, die hier aufgeführt sind, auf die oberste Schicht (~1 m), die meist der Bodenbildung zuzuordnen ist. Größere verlehmt Bereiche lassen sich ausschließlich in Talungen beobachten, wo sich Wasser länger im Boden halten kann. Verlehmt Bereiche im Löss wurden auf der Karte aber nicht ausgeschieden.

Die Ablagerung des äolischen Sedimentes setzt ab einer erkennbaren Höhengrenze aus. Dies lässt sich vor allem im Kürnberger Wald gut beobachten, da hier großflächig Löss erhalten und das Relief ausgeprägt ist. Im Durchschnitt reicht der Löss hier bis auf 380 m und maximal bis 450 m. Nördlich der Donau im Stadtgebiet Linz und in Walding reichen die Lössablagerungen bis 360 m. Auffällig ist, dass im Raum Freinberg vermehrt Sand- beziehungsweise dünne Kieslagen aus Kristallingestein in den Löss eingeschaltet sind. Außerdem schalten sich in die Löss lokal auch Lagen aus Kristallinschutt ein. Eine große Baugrube (UTM: 0446093 E, 5349966 N) sowie ein Aufschluss (UTM: 0446685 E, 5350299 N) im Stadtgebiet verdeutlichen dies. Im Letzteren ließen sich außerdem zahlreiche Lössschnecken aufsammeln, es konnten bis zu drei Arten unterschieden werden. Da sich eine solche Artenvielfalt für ökologische Rekonstruktionen eignet, wurden einige Individuen im Lössaufschluss oberhalb der Bunkeranlage im Kapuzinerberg aufgesammelt (UTM: 0446186 E, 5349836 N) und taxonomisch bearbeitet. Dabei dominierte im liegenden Abschnitt die Gattung *Pupilla*, welche im hangenden Abschnitt durch die Familie der Lymnaeidae und der Gattung *Trochulus* abgelöst wurde. Auch im Bereich von Mühlbach lässt sich eine reiche Malakofauna im Löss feststellen (z.B. UTM: 0439886 E, 5351271 N).

Gravitative Ablagerungen

Diese Sedimente bestehen hauptsächlich aus Solifluktionsablagerungen, die sich meist am Hangfuß finden und lithologisch als kiesig, sandiger Lehm angesprochen werden. Vermehrt wurde dies in Bereichen beobachtet, wo hangaufwärts ausreichend lockeres Ausgangsmaterial vorhanden ist, beispielsweise Linz-Melk-Formation oder tief verwittertes Kristallingestein. Allerdings treten Solifluktionsablagerungen auch in flachen Oberhangbereichen und auf flachen Rücken auf.

Im Zaubertal lassen sich zwei Massenbewegungen beobachten (UTM: 0443225 E, 5350010 N), die als Gleitmassen zu klassifizieren sind (STEINBICHLER et al., 2019). Gut zu erkennen sind die Abrisskanten sowie ein Säbelwuchs aller Bäume auf den Gleitmassen, die außerdem zu einem Aufstauen des kleinen Baches geführt haben. Die Massenbewegung wurde an der Grenzfläche von Pielach-Formation und verwittertem Kristallin ausgelöst. Eine ähnliche Situation kann man im Kürnberger Wald antreffen (UTM: 0441305 E, 5350015 N), hier ist aber ein mächtiger Löss und Lösslehm über tief verwittertem Kristallin in Bewegung geraten. Eine entscheidende Rolle bei diesen Massenbewegungen auf Blatt Linz geht sicher vom Verwitterungsgrad des Kristallingesteins (CALCATERRA & PARISE, 2010) und der einhergehenden Wasserführung aus. Dabei bil-

det das verwitterte, wassergesättigte Kristallingestein die Schwächezone zwischen der wasserstauenden Sedimentbedeckung (Löss und Lösslehm, Pielach-Formation) und dem anstehenden Festgestein (Kristallin).

Lakustrine Ablagerung

Im Kürnberger Wald, rund um einen Quellaustritt, lässt sich ein kleiner Sedimentkörper (UTM: 0439854 E, 5351799 N) kartieren. Es handelt sich um gut sortierte schluffige Feinsande, mit grauer Farbe. Auffällig sind zahlreiche senkrechte, zylindrische Strukturen, die ferritisch gebunden sind und einen zentralen Hohlraum aufweisen.

Diskussion

Paläogen/Neogen

Pielach-Formation

Die dem Kristallin aufliegenden tonigen Sedimente mit dunkelgrauer und roter Farbe wurden überwiegend als Pielach-Formation angesprochen (RUPP, 2016). Die Pielach-Formation wird als brackisch-limnische Fazies interpretiert (KRENMAYR, 1999; RUPP et al., 2011) und zeigt in einer Wechsellagerung mit der marinen Linz-Melk-Formation sogar eine brackische Fauna (HARZHAUSER & MANDIC, 2001). Die im Rahmen der Kartierung bearbeiteten Mikrofossilproben konnten bisher aber noch keine Hinweise auf brackische Sedimentanteile erbringen. Generell sollte in brackischen Sedimenten zwar eine geringe Biodiversität vorhanden sein, doch ist zu erwarten, dass einzelne opportunistische Arten in Massen auftreten (WHITFIELD et al., 2012). Die Abwesenheit solcher Arten in den beprobten Sedimenten lässt darauf schließen, dass es sich um limnische Ablagerungen handelt. Allerdings kann dies auch ein taphonomischer Effekt sein.

Sofern es sich nicht um die limnisch-brackische Pielach-Formation handelt, könnten diese kleinräumig auftretenden Tone in Zusammenhang mit der Bildung der Saprolithe stehen (JUNG, 2006). Was zur Folge hätte, dass eine Zuordnung zur Pielach-Formation nicht gerechtfertigt wäre. Der hohe Anteil an Glimmer in den Paragneisen kann durchaus zu einer derart tonigen Verlehmung führen (DILL, 1989). Ebenso deutet der hohe Gehalt an Kaolinit (RUPP et al., 2011) auf eine starke Verwitterung hin (STALLARD, 1988). Findet man diese dunklen Tone allerdings aufgeschlossen vor, zeigen sich kiesig-sandige Lagen und rote Tonschichten eingeschaltet. Die grobkörnigen Lagen deuten auf limnisch-fluviatile Umlagerung hin. Die roten Schichten in den dunklen Tönen könnten auf trockene Phasen hindeuten, in denen die Bildung von Roterden auf Kristallingestein begünstigt wurde (YASSOGLU et al., 1997). Solche Umweltbedingungen haben unter anderem zur Bildung der paralischen Kohle am Mursberg geführt, die mit der Pielach-Formation in Verbindung gebracht werden (WEBER & WEISS, 1983).

Die fossilführende, pelitische Schicht in Walding, welche sich in die Linz-Melk-Formation einschaltet, tritt angrenzend zur Pielach-Formation und zu kiesigen Ablagerungen auf. Die dort gefundenen Abdrücke von Schalenresten wurden nicht genauer bestimmt. Enthalten sind aber Bruchstücke von Bryozoen und ein kompletter Abdruck einer Muschelschale, welche auffällige Längsrippen zeigt.

HARZHAUSER & MANDIC (2001) beschrieben vergleichbare Funde aus der Pielach-Formation und Linz-Melk-Formation bei Melk. In Ästuarien und Mündungsbereichen entlang der Küste tritt eine Durchmischung von marinen und brackischen Elementen häufig auf. Auch fluviatile Ablagerungen in distributiven Kanälen können sich dort einschalten (SCHÄFER, 2020). Da in der Umgebung des Fossilfundpunktes in Walding verschiedene Sedimentkörper (Sande, Kiese, Tone) im Wechsel auftreten, lässt sich vermuten, dass dort der Mündungsbereich eines Ästuars lag. Damit wäre auch der Kieskörper auf einer Höhe von 380–400 m zur Pielach-Formation zu stellen.

Linz-Melk-Formation

Die kartierten Bereiche der Linz-Melk-Formation sind kritisch zu behandeln. Sandige Bereiche im Gelände stellen sich des Öfteren als verwittertes Kristallingestein heraus. Aufgrund des Alters der Sedimente und der folgenden Erosion sind nur reliktsche Vorkommen zu erwarten. Dennoch zeigen einige Sandgruben eindeutig, dass die Linz-Melk-Formation teilweise noch mächtig erhalten ist (Aichberg: 0443855 E, 5348880 N; Unterrudling: 0425345 E, 5350440 N; Bach: 0438588 E, 5355403 N; Edramsberg: 0439200 E, 5351050 N; Aigen: 0455204 E, 5352775 N; Kapuzinerberg: 0446194 E, 5349838 N).

Die beobachteten Kiestaschen in der Sandgrube Edramsberg deuten auf Rochenspuren der Art *Pisichnus weitemata* hin (UCHMAN et al., 2018). Da Sedimentstrukturen wie „flame-structures“, „water escape structures“, oder andere Deformationsstrukturen fehlen, lässt sich eine Bildung durch Sedimentauflast ausschließen (OWEN, 2003). *P. weitemata* hingegen deutet auf eine Ablagerung der Sande in der intertidalen Zone bis zur Schönwetter-Wellenbasis hin (UCHMAN et al., 2018). Die erosiven Kieslagen, die in fast allen Sandgruben der Linz-Melk-Formation auftreten, werden als zyklisch auftretende Sturmflut-Ablagerungen gedeutet (REINECK & SINGH, 1980). Die am Kapuzinerberg beobachtete Schrägschichtung, welche den Kieslagen folgt, deutet einen Rückgang der Sturmenergie an und zeigt somit eine proximale Fazies der Tempestite an (ANTIE et al., 1994; SCHÄFER, 2020: 477).

Die beobachteten Geröllhorizonte zwischen dem Kristallingestein und den typischen Sedimenten der Linz-Melk-Formation wurden von RUPP (2016) als Basisblöcke bezeichnet. Sie stellen die Vorstrandfazies der Linz-Melk-Formation dar und wurden vermutlich entlang einer Hochenergieküste abgelagert. FELTON (2002) liefert ein aktualistisches Beispiel von einer Felsküste auf Hawaii, wo es zur Bildung von Blockschichten und Felsklippen entlang der Hochwasserlinie kommt. Die dort beobachtete Lithofazies ist identisch mit dem Geröllhorizont aus der Linz-Melk-Formation. RUPP (2016) hingegen stellt diesen Horizont als Ablagerung der Transgressionsphase während des Oligozäns dar. Der hohe Rundungsgrad und die Größe der Blöcke setzt auf jeden Fall hohe Energie voraus (SCHÄFER, 2020: 11). Deutlich wird dies auch durch die Stoßmarken auf einigen Geröllen, diese sind wohl durch das Zusammenstoßen der Gerölle bei Wellengang entstanden (vergleiche KOHNEN, 1993). In allen bekannten Aufschlüssen dieser Fazies auf Blatt Linz Ost sind keine biogenen Komponenten enthalten (Austern, Seepocken), was in einer marinen Küstenfazies zu erwarten wäre. Auf dem östlichen Nachbarblatt Steyregg wurde aber bei Windegg eine identische Fazies mit Schalenresten von Austern beobachtet (pers. Mitt. H.G. KRENMAYR).

Ebenfalls aufgenommen wurden zahlreiche abschiebende Störungen in der Linz-Melk-Formation am Kapuzinerberg. Ähnliche konjugierte Störungen lassen sich in der Linz-Melk-Formation in Unterrudling und in Aigen beobachten. In jedem Fall ziehen sich die Störungen nicht durch den gesamten Aufschluss, denn zum Hangenden hin zeigt sich ein ungestörter Lagenbau. Daraus lässt sich schließen, dass es synsedimentäre tektonische Phasen gegeben haben muss. Im Nordalpinen Vorlandbecken wurden zahlreiche solcher Störungssysteme beobachtet, die auf Extensionsspannungen hindeuten lassen (VON HARTMANN et al., 2016).

Plesching-Formation

Die Plesching-Formation zeigt im Kartierungsgebiet generell ein sehr unreifes, schlecht gerundetes Sediment, was auf geringe Transportweiten schließen lässt. Es finden sich zahlreiche Pelitklasten, bei denen es sich meist um umgelagertes Material aus der älteren Eferding-Formation handelt. Zusammen mit der Fazies am Bachlberg zeigt sich die Plesching-Formation als Küstenfazies mit hoher Umlagerung (FAUPL & ROETZEL, 1990) und starker Beeinflussung durch Sturmereignisse (SCHÄFER, 2020).

Saprolithe

Saprolithe bilden sich durch intensive, chemische Verwitterung von Kristallingesteinen (FELIX-HENNINGSEN, 2016). Entscheidend für eine sehr tiefe chemische Verwitterung ist der Schutz vor Erosion durch dichte Vegetation (STALLARD, 1988), oder überlagernde Sedimente (CALCATERRA & PARISE, 2010). Besonders tiefe Verwitterung entsteht durch humides und tropisches Klima (STALLARD, 1988), wobei granitische Ausgangsgesteine dafür sehr anfällig sind (NAVARRÉ-STICHLER et al., 2015). Längere tropische Phasen sind aus dem Oligozän und Miozän bekannt (ZACHOS et al., 2001), ein dichter Bewuchs im Linzer Raum wurde beispielsweise im Egerium (Oberes Oligozän) nachgewiesen (KOVAR-EDER & BERGER, 1987).

Die Saprolithe werden folglich als Verwitterungsbildung in humidem bis tropischem Klima angesehen und wurden als anstehendes Kristallin kartiert, markiert mit einer Übersignatur für tiefgründige Verwitterung. Dies ist begründet durch die fehlende Umlagerung des Sedimentes und die Primärstrukturen des Kristallingesteins, welche noch erkennbar sind. Allerdings sind diese Verwitterungshorizonte meist mehrere Meter mächtig, eine Ausscheidung als eigene Einheit auf der Karte sollte daher in Betracht gezogen werden. Gravitative Ablagerungen treten vermehrt in Bereichen von tief verwittertem Gestein auf (CALCATERRA & PARISE, 2010; DILL, 1989).

An der Oberfläche kann Saprolith leicht mit unreifen fluviatilen oder marinen Sanden verwechselt werden, beispielsweise mit der Linz-Melk-Formation. Bei den gerundeten Blöcken und Steinen, die als Basisblöcke der Linz-Melk-Formation bezeichnet werden (RUPP, 2016), kann es sich durchaus um freigelegte und angereicherte Kernsteine aus dem unteren Verwitterungshorizont des Kristallingesteins handeln (FELIX-HENNINGSEN, 2016), die womöglich in der Brandung weiter zugerundet wurden. Demnach würden sie in Verbindung mit der Bildung der tropischen Saprolithböden im Oligozän/Miozän stehen.

Quartär

Kieskörper

Die Kieskörper lassen sich aufgrund ihrer Höhenlage oftmals zu überregional verbreiteten Niveaus zuordnen (siehe Geologischer Überblick). Der Kieskörper in Walding, der sich auf einer Höhe zwischen 380 und 400 m befindet, würde dem Niveau der Kürnberg-Schotter entsprechen. Allerdings lässt sich nicht ausschließen, dass es sich bei diesen Kiesen um eine fluviatile Fazies der Pielach-Formation handelt (siehe Diskussion Pielach-Formation). Grund für diese Annahme bildet die in Walding sehr hoch gelegene Pielach-Formation und die direkt angrenzenden pelitischen Lagen, welche sich entlang von fluviatilen Kanälen eines Deltas gebildet haben könnten (REINECK & SINGH, 1980: 322). Eine Zuordnung der Kiese in Walding zu den nahen gelegenen Schotterkörpern von Mursberg (PESCHEL, 1982), welche sich auf einer Höhe von 350 m befinden, lässt sich ausschließen. Jedoch die nahe gelegenen Jörgensbühl-Schotterkörper, die auf einer Höhe von 390–410 m (SCHADLER, 1964) abgelagert wurden, lassen sich gut mit dem Kieskörper in Walding parallelisieren. Da diese Kiese jedoch ebenfalls in Zusammenhang mit der Pielach-Formation stehen könnten, werden sie vorerst allgemein als kiesige Fazies der Pielach-Formation ausgetrennt (siehe Diskussion Pielach-Formation).

Der breite Kieskörper um Wilhering und Edramsberg auf einer Höhe von 260–270 m, der zu den rezenten Donausedimenten eine Terrassenkante bildet, lässt sich eindeutig der Niederterrasse zuordnen (RUPP, 2016). Die kleinen Terrassenreste in Wilhering und im Stadtgebiet von Linz-Urfahr, welche sich in einer Höhe von 270–280 m aufreihen, lassen sich der Hochterrasse zuordnen. Die Kiese auf einem Niveau von 280–300 m, welche im gesamten Kartierungsgebiet auftreten, sind den Jüngeren Deckenschottern zuzuordnen. Die Kiese darüber, auf einer Höhe von 300–320 m, sind daher den Älteren Deckenschottern zuzuordnen. Die drei eindeutigen Kies-Niveaus im Kürnberg Wald entsprechen den Forstholz-Schottern (340–360 m) und den Kürnberg-Schottern (370–380 m und 380–400 m). Wobei die Trennung der beiden letzteren Kieskörper auf einem leichten morphologischen Geländeanstieg beruht, welcher sich entlang des Forstweges (UTM: 0439915 E, 5351635 N) am Rücken südlich von Wilhering beobachten lässt. Die Kiese wurden getrennt kartiert, da zwischen ihnen deutlich Löss ansteht. Um zu bestätigen, dass es sich um separate Kieskörper handelt und sie nicht nur an der Oberfläche durch eine Lössbedeckung getrennt sind, müsste man geoelektrische Profile auslegen. Unabhängig von dieser Fragestellung werden beide Niveaus den Kürnberg-Schottern zugeordnet.

Löss

Löss wurde anfangs als äolisches Sediment betrachtet, welches von den eiszeitlichen Sanderflächen in das Alpenvorland transportiert und dort ausgeblasen wurde (LOZEK, 1965). Mittlerweile ist aber klar, dass auch die äolische Abtragung der Böden in der engeren Umgebung als Sedimentquelle hinzukommt und die Lössbildung überdies mit Prozessen der glazialen Bodenbildung verknüpft ist (PFAFFL, 1985). Daher können verschiedene Lössarten unterschieden und unterschiedlichen Umweltbedingungen zugeordnet werden (FINK, 1956). In der Manuskriptkarte wurden diese Unterschiede jedoch nicht dargestellt.

Mächtige, gut sortierte Schluffe, die keine Schichtung aufweisen, sind entlang des Kürnberger Waldes zu beobachten und werden als äolischer Löss interpretiert (LOZEK, 1965). Auffällig ist, dass die Ablagerungen ab einer Höhe von etwa 380 bis maximal 450 m nicht mehr auftreten, wie das auch RUPP (2016) beschreibt. Auch KOHL (1987) beobachtet, dass die Lössablagerungen meist ab einer Höhe von 360 m aussetzen. Diese Beobachtung deutet auf einen reinen Windtransport hin, da die Windenergie nur ausreicht, um den Schluff bis zu einer bestimmten Höhe aufzuwirbeln und zu transportieren (PFAFFL, 1985). Die sandigen und kiesigen Einschaltungen, die sich im Löss östlich von Freinberg beobachten lassen, deuten auf lokale fluviatile Einflüsse sowie die Beteiligung solifluidaler Schuttlungen hin. Deutlich werden solche wechselnden Umweltbedingungen im Zuge der Lössablagerung auch durch die Malakofauna am Kapuzinerberg. Hier lässt sich im Liegenden des Profils die Gattung *Pupilla* beobachten, welche typisch für trockene Steppengebiete in der Kaltzeit ist (CAROBENE et al., 2018). Die darüber folgenden Ablagerungen werden hingegen von der Familie der Lymnaeidae und der Gattung *Trochulus* dominiert, diese Lebensgemeinschaft zeigt eher feuchte Umweltbedingungen an (DUDA et al., 2014; CAROBENE et al., 2018).

Lakustrine Ablagerung

Bei dem kartierten Sedimentkörper im Kürnberger Wald, bestehend aus Feinsand, handelt es sich vermutlich um eine fluviatil-limnische Ablagerung. Dies wird durch die beobachteten senkrechten Spuren angezeigt. Dabei handelt es sich möglicherweise um Ausfällungen, die sich um Pflanzenreste gebildet haben. Aufgrund der senkrechten Lage, der großen Anzahl und des zylindrischen Habitus kann von Schilfpflanzen ausgegangen werden. Das Sediment repräsentiert daher einen Teich oder ein Sumpfgebiet. Da eine solche Lithofazies auch in einem Ästuar vorkommen kann, könnte dieser Sedimentkörper auch der Pielach-Formation zugeordnet werden. Ein quartäres Alter ist jedoch wahrscheinlicher.

Literatur

ANTIE, E., FLEMMING, B. & WEFER, G. (1994): Transgressive Facies Sequence of a High Energy, Wave-Tide-Storm-Influenced Shoreface: A Case Study of the East Frisian Barrier Islands (Southern North Sea). – *Facies*, **30**, 15–24, Erlangen.

CALCATERRA, D. & PARISE, M. (2010): Weathering in the crystalline rocks of Calabria, Italy, and relationships to landslides. – In: CALCATERRA D. & PARISE, M. (Eds.): Weathering as a predisposing factor to slope movements. – Geological Society of London, Engineering Geology Special Publications, **23/1**, 105–130, London.

CAROBENE, D., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & GATTO, R. (2018): Taxonomy and palaeoecology of continental gastropoda (mollusca) from the late Pleistocene mammoth-bearing site of Bullendorf in NE Austria. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **124**, 509–534, Milano.

DILL, H. (1989): Petrographie und Geochemie der bunten Basal-sedimente des Permokarbons im Weidener Becken. – *Geologische Blätter NO-Bayern*, **39**, 129–160, Erlangen.

DOS SANTOS, B.J.C., LE PERA, E., DE SOUZA JÚNIOR, S.V., CORRÊA, M.M. & DE AZEVEDO, A.C. (2017): Gneiss saprolite weathering and soil genesis along an east-west regolith sequence (NE Brazil). – *Catena*, **150**, 279–290, Amsterdam.

DUDA, M., KRUCKENHAUSER, L., SATTMANN, H., HARL, J., JAKSCH, K. & HARING, E. (2014): Differentiation in the *Trochulus hispidus* complex and related taxa (Pulmonata: Hygromiidae): Morphology, ecology and their relation to phylogeography. – *Journal of molluscan studies*, **80/4**, 371–387, Oxford.

ESSL, F., WEISSMAIR, W. & BRADER, M. (1998): Abbauegebiete im Unteren Mühlviertel – vegetationskundliche und zoologische Aspekte (Vögel, Amphibien, Reptilien und Springschnecken). – *Beiträge der Naturkunde Oberösterreich*, **6**, 337–389, Linz.

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottományien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **133**, 157–180, Wien.

FELIX-HENNINGSSEN, P. (2016): Saprolite. – In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P. & FREDE, H.-G. (Eds.): *Handbuch der Bodenkunde*, 40. Ergänzung, Lieferung 01/15, 1–34, Weinheim.

FELTON, E.A. (2002): Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. – *Sedimentary Geology*, **152**, 221–245, Amsterdam.

FINK, J. (1956) Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. – *E&G Quaternary Science Journal*, **7**, 49–77, Göttingen.

FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Jahrestagung 1988 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Exkursion: Mühlviertel und Sauwald, 22.–23. September 1988. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG)*, **8**, 29 S., Wien.

FUCHS, W. (1973): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt Perg (34). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1973**, A40–A41, Wien.

GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R.R. & FINGER, F. (2003): High resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *Journal of the Czech Geological Society*, **48**, 53–54, Praha.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2001): Late Oligocene gastropods and bivalves from the Lower and Upper Austrian Molasse Basin. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **14**, 671–795, Wien.

IGLSEDER, C. (2014): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 361–363, Wien.

JUNG, J. (2006): GIS-gestützte Rekonstruktion der neogenen Reliefentwicklung tektonisch beeinflusster Mittelgebirgslandschaften am Beispiel des Spessarts (NW-Bayern, SE-Hessen). – *Dissertation*, 384 S., Würzburg.

KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. – *Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz (Sonderdruck)*, 7–60, Linz.

KOHL, H. (1987): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **20**, 11 S., 20 Beilagen, Wien.

KOHLEN, O. (1993): Sedimentologie, Fazies und Diagenese der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen). – *Geologie & Paläontologie Westfalen*, **23**, 5–34, Münster.

KOVAR-EDER, J. & BERGER, J.-P. (1987): Die oberoligozäne Flora von Unter-Rudling bei Eferding in Oberösterreich. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **89**, 57–93, Wien.

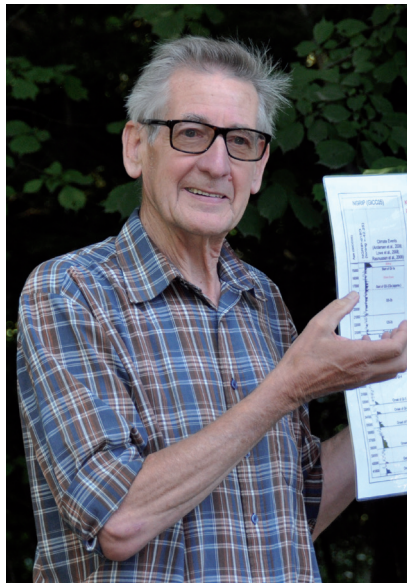
KRENMAYR, H.-G. (1999): The Austrian sector of the North Alpine Molasse: A classic foreland basin. – *Field Trip Guide Vienna – Dachstein – Hallstatt – Salzkammergut (UNESCO World Heritage Area)*, 22–26, Wien.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000a): Mega-scale cross-stratification in tide-influenced Egerian sands of the Austrian Molasse. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **43**, 156 S., Wien.

- KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000b): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker- und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – *Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz*, **2**, 10, Graz.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152**, 45–78, Amsterdam.
- LAGALLY, U. (1987): Spezialquarz und Quarzsande. – In: SCHWERD, K. & WEINELT, W. (Eds.): *Der Bergbau in Bayern*. – *Geologica Bavarica*, **91**, 159–167, München.
- LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über die geologische Aufnahme im Donautal auf Blatt 32 Linz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145**, 309–312, Wien.
- LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – *Tagungsband zur Arbeitstagung 2007 der Geologische Bundesanstalt*, 173–176, Wien.
- LOZEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **16**, 61–75, Öhringen.
- NAVARRE-SITCHLER, A., BRANTLEY, S.L. & ROTHER, G. (2015): How porosity increases during incipient weathering of crystalline silicate rocks. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **80/1**, 331–354, Chantilly, VA.
- OWEN, G. (2003): Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. – In: VAN RENNSBERGEN, P., HILLIS, R.R., MALTMAN, A.J. & MORLEY, C.K. (Eds.): *Subsurface Sediment Mobilization*. – *Geological Society of London, Special Publications*, **216**, 21–34, London.
- PESCHEL, R. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Linz und Umgebung (nach J. Schadler, 1964). – *Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz*, **28**, 181–236, Linz.
- PFÄFFL, F. (1985) Zur Geologie der Löß-Vorkommen im Bayerischen Wald. – *Der Bayerische Wald*, **8/9**, 120–155, Passau.
- PFÄFFL, F. (1996): Die moldanubischen Weinsberger- und Eisgarner Granite (Teil 1 einer Typenzuordnung der moldanubischen Gesteine). – *Der Bayerische Wald*, **10**, 8–11, Passau.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments – With Reference to Terrigenous Clastics*. – 439 S., Berlin–Heidelberg.
- ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **126**, 129–179, Wien.
- RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – *Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz*, **15**, 213–234, Linz.
- RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 345–349, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000*. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): *Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000*. – *Linzer Atlas*, Linz.
- SCHÄFER, A. (2020): *Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie*. – 2. Auflage, 684 S., Berlin.
- STALLARD, R.F. (1988): Weathering and erosion in the humid tropics. – In: LERMAN, A. & MEYBECK, M. (Eds.): *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*. – *NATO ASI Serie C*, **251**, 225–246, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): *Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159/1–4**, 5–49, Wien.
- UCHMAN, A., TORRES, P., JOHNSON, M.E., BERNING, B., RICARDO, R., REBELO, A.C., MELO, C.S., BAPTISTA, L., MADEIRA, P., CORDEIRO, R. & AVILA, S.P. (2018): Feeding traces of recent ray fish and occurrences of the trace fossil *Pisichnus waitemata* from the Pliocene of Santa Maria Island, Azores (Northeast Atlantic). – *Palaaios*, **33**, 361–375, Tulsa.
- VON HARTMANN, H., TANNER, D.C. & SCHUMACHER, S. (2016): Initiation and development of normal faults within the German alpine foreland basin: The inconspicuous role of basement structures. – *Tectonics*, **35**, 1560–1574, Washington, D.C.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): *Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen*. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **4**, 317 S., Wien.
- WHITFIELD, A.K., ELLIOTT, M., BASSET, A., BLABER, S.J.M. & WEST, R.J. (2012): Paradigms in estuarine ecology – A review of the Remane diagram with a suggested revised model for estuaries. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **97**, 78–90, London.
- WIMMER-FREY, I., ČORIĆ, S., PERESSON, M. & RABEDER, J. (2013): Mineralogische und Korngrößenmäßige Untersuchungen an quartären und miozänen Sedimenten auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. – In: GEBHARDT, H. (Red): *Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten*, 138–141, Wien.
- YASSOGLU, N., KOSMAS, C. & MOUSTAKAS, N. (1997): The red soils, their origin, properties, use and management in Greece. – *Catena*, **28**, 261–278, Amsterdam.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – *Science*, **292**, 686–693, New York.

Leo Wilhelm Siebe de Graaff
(28. Februar 1938 – 30. Dezember 2021)

Kurz vor Jahresende 2021 verstarb der wohl beste Kenner der (spät-) eiszeitlichen Landschaftsgeschichte Vorarlbergs. Leo Wilhelm Siebe de Graaff wurde am 28. Februar 1938 in Amsterdam geboren. Nach Schulabschluss am Westfries Lyceum in Hoorn (Noord-Holland) und abgeleistetem Militärdienst nahm er im September 1960 sein Studium der Physischen Geographie, Geologie und Bodenkunde als regulärer Student an der Universität Amsterdam auf. Bereits während des Studiums war er als Studienassistent am Department of Physical Geography and Soil Science in erster Linie für Tonmineralanalysen aktiv. Im Juli 1965 schloss er den ersten Teil seines Studiums als BSc cum laude ab, drei Jahre später folgte das MSc-Diplom (in der heutigen Terminologie; damals:



Diplom-Geograph, Doctorandus) mit Hauptfach Geomorphologie, ebenfalls cum laude. In der Zwischenzeit leitete er das Labor für Tonmineralogie und hielt Geländekurse für Nachdiplomstudenten der Physischen Geographie in Frankreich. Nachdem er zwei Angebote aus der Privatwirtschaft ausgeschlagen hatte, wurde er im September 1968 Lektor am Department of Physical Geography and Soil Science der Universität Amsterdam – zunächst auf vier Jahre befristet als „Junior Lecturer“, danach ab 1972 mit einer fixen Anstellung. In diese Zeit fallen auch Arbeiten zu einer geplanten Dissertation über die morpho-tektonische Struktur des Arroux-Beckens (Département Saône-et-Loire, Frankreich). Im September 1977 wurde er „Senior Lecturer“ („wetenschappelijk hoofdmedewerker“). Zwischen 1980 und 1982 unterbrach ein Aufenthalt an der University of Colombo, Sri Lanka, seine Forschungen in Europa. Im Rahmen des bilateralen Projekts „Training and Survey in Rural Area Development“ widmete er sich der Ausbildung junger Universitätsmitarbeiter in Physischer Geographie und Bodenkunde, organisierte fächerübergreifende einjährige Diplomkurse zur Entwicklung ländlicher Gebiete und errichtete ein Labor für erdwissenschaftliche und bodenkundliche Analysen. Ab September 1982 setzte er seine Lehrtätigkeit an der Universität Amsterdam und seine Forschung in Vorarlberg bis zur vorzeitigen Pensionierung im März 2001 (als Folge einer Umstrukturierung und inhaltlichen Neuausrichtung des Instituts) fort.

Frankreich und Sri Lanka waren zwei nur untergeordnete Stationen im wissenschaftlichen Werdegang von Leo de Graaff. Sein bevorzugtes Studiengebiet war Vorarlberg. Die Forschungsarbeiten der Universität Amsterdam im westlichsten Bundesland Österreichs wurden 1954 von Prof. G.L. Smit Sibinga durch eine formelle Vereinbarung mit der Geologischen Bundesanstalt begründet. Nach dessen Tod setzte Dr. A.L. Simons mit Assistenten das Geländepraktikum fort. Seit 1962 arbeiteten jeden Sommer 10 bis 20 Studierende aus Amsterdam in Vorarlberg. In diesem Rahmen kam Leo de Graaff 1963 zum ersten Mal nach Dornbirn. Ab 1969 unterstützte er Dr. Simons bei den Geländekursen und setzte sich nach dessen Pensionierung für die Beibehaltung der Ausbildung im alpi-

nen Raum ein – mit Erfolg, denn das Lehr- und Forschungsprogramm in Vorarlberg wurde nicht gestrichen. 1971 trat Jan Rupke die Nachfolge von Dr. Simons an. 1975 kam Jan Verhofstad an das Institut und wurde als dritter Kollege in die „Vorarlberg-Gruppe“ aufgenommen, die bald als „Alpine Geomorphology Research Group (AGRG)“ international bekannt wurde. Anfang der 1970er Jahre war die Ausbildung der Studierenden das Hauptziel. Damals kamen jährlich bis zu 30 niederländische Studenten nach Vorarlberg. Unter intensiver Führung arbeiteten sie dennoch individuell und konnten innerhalb von fünf bis sechs Wochen durchschnittlich 10 bis 12 km² geomorphologisch kartieren. Die dadurch gewonnenen detaillierten Kenntnisse des Landes waren für Leo de Graaff und seine Kollegen die Basis, allmählich die Quartär- und Eiszeitforschung in den Vordergrund zu rücken. Als eines der wichtigsten Ergebnisse resultierte daraus das von ihm erstellte Walgau-Vergletscherungsmodell. Es postuliert, dass die Hauptgletscher (in Vorarlberg der Ill- und Rheintalgletscher) zu Beginn einer Vergletscherung bereits weit vorgestoßen waren, bevor sich in den Seitentälern mit tiefer liegendem Nährgebiet überhaupt eigene Gletscher entwickeln konnten. Das Abschmelzen verlief umgekehrt: Die Seitentalgletscher zogen sich rasch zurück, während die großen Täler noch durch die Hauptgletscher plombiert waren. Die Gletscher der Haupttäler drangen auch in die unteren Talabschnitte der Seitentäler vor – wie Moränen-Ablagerungen belegen – und

blockierten die Entwässerung. So entstanden lokale Stauseen mit Delta-Ablagerungen. Die Wechselwirkung von Haupt- und Lokalgletscher und die Entwässerungsvorgänge am Anfang und Ende einer Vergletscherung ist beispielhaft im Wechsel von Delta-, Fluss- und Moränen-Ablagerungen in den Landformen der unteren Talabschnitte des Walgaus, insbesondere des Gamperdonatals, belegt. Auch im übrigen Vorarlberg waren diese Prozesse landschaftsprägend.

Umstrukturierungen an der Universität Amsterdam und Geldmangel führten dazu, dass das verpflichtende Geländepraktikum in Vorarlberg 1986 beendet wurde. Geotechnische Gutachten (auch in der Schweiz und in Liechtenstein) schufen nun für Leo de Graaff den finanziellen Rahmen, die geomorphologischen Kartierungsarbeiten fortzusetzen, und weiterhin fanden Studierende – auch für Doktorarbeiten – den Weg ins Ländle. Die praxisorientierten Aspekte bildeten dabei einen zusätzlichen Anreiz.

Leo de Graaff und Kollegen waren stets bestrebt, die Forschungsarbeiten in Vorarlberg in einen lokalen Rahmen einzubringen. Aus seiner Zusammenarbeit mit der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn und mit den entsprechenden Amtsstellen der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz resultierten zwei Serien von je 12 geomorphologischen Kartenblättern im Maßstab 1:10.000. Die Ergebnisse der Studien wurden 1984 in einer Ausstellung in der Vorarlberger Naturschau präsentiert. 1988 schließlich konnte das Vorarlberger Geotopinventar vorgestellt werden, ein Verzeichnis samt Beschreibung schützenswerter Landschaftsteile mit grundlegender wissenschaftlicher Bedeutung für die späteiszeitliche Entwicklung des Landes. Bis zuletzt stelle Leo de Graaff die nun digitalen Karten dem Landesamt für Vermessung und Geoinformation zur Verfügung.

Als Leo de Graaff 2001 aus dem Lehrkörper der Universität Amsterdam ausschied, änderte dies nichts an seiner Begeisterung für Vorarlberg. Weiterhin kam er jedes Jahr für mehrere Wochen nach Dornbirn und richtete seinen Wohnwagen am Campingplatz ein – bald in Begleitung seiner Gattin Lea. An der Universität trat sein Schüler Harry Seijmonsbergen in seine Fußstapfen, mit inhaltlicher Verlagerung zur verstärkten Nutzung von Lidar-Daten (Laserscans) und GIS-Auswertungen. Die ehemalige Arbeitsgruppe der Universität wandelte sich zur „Research Foundation for Alpine and Subalpine Environments (RFASE)“. Weiterhin fanden Studierende aus Amsterdam den Weg ins Ländle, weiterhin wurden sie von Leo de Graaff mitbetreut. Um sein Wissen auch einem breiteren Kreis weiterzugeben, organisierte er 2002 (gemeinsam mit der inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn) zwei Intensivkurse mit internationaler Ausschreibung unter der Schirmherrschaft der UNESCO bzw. CERG. Später sollten populärwissenschaft-

liche Exkursionen hinzukommen. Seine Begeisterung für den eiszeitlichen Formenschatz sprang oft auf die Exkursionsteilnehmer über. Als ein Beispiel sei der Lenker eines Wanderbusses in den Nenzinger Himmel erwähnt, der während der Fahrt die geomorphologischen Besonderheiten des Tales den Fahrgästen erläuterte.

Seine Exkursionen und seine leutselige Art sorgten dafür, dass Leo de Graaff rasch einem großen Personenkreis in Vorarlberg bekannt wurde. Er schloss sich einer Jahrgängerrunde an, mit der er jeden Dienstag zum Stammtisch im Gasthaus „Kühberg“ auf den Karren (den Hausberg Dornbirns) stieg – wobei er stets betonte, mit Abstand der älteste dieses Jahrgangs zu sein! So war er überall gern gesehen, und Vorarlberg war für ihn zur zweiten Heimat geworden: Er kannte das Land weitaus besser als fast alle Einheimischen.

Auch in der Scientific Community war Leo de Graaff verankert. Von 1982 bis 1984 fungierte er als Generalsekretär der Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap (KNAG, zu Deutsch: Königlich Niederländische Geographische Gesellschaft), von 1984 bis 1988 war er Präsident der Abteilung Physische Geographie von KNAG. 1994 wurde er Mitglied von CERG (Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques), einer Einrichtung des Europarats in Strasbourg. Gastvorlesungen führten ihn an die Universitäten Heidelberg, Mainz, Bonn, Strasbourg, Rom, Camerino, Uppsala und Tokyo.

Obwohl Leo de Graaff das 80. Lebensjahr bereits überschritten hatte, war von „Beschwerlichkeiten des Alters“ nichts zu erkennen. Im Gegenteil, er steckte voller Tatendrang: Sein Haus in Broek op Langedijk war ihm zu groß geworden und er wollte nach Belgien – die Heimat seiner Gattin Lea – in die Nähe des Wohnorts seiner Tochter Marjolein übersiedeln. Und er freute sich auf die nächste Geländesaison 2022 und ein Wiedersehen mit all seinen Freunden in Vorarlberg. Es sollte nicht mehr dazu kommen. Sein Ableben kam unerwartet und ohne jede Vorankündigung. Unser Mitgefühl gilt seiner Gattin Lea und seiner Tochter Marjolein mit Familie. Wir werden ihn stets in ehrender Erinnerung behalten.

J. GEORG FRIEBE & MAT DE JONG

J. Georg Friebe
inatura Erlebnis Naturschau GmbH
Jahngasse 9
6850 Dornbirn

Mat G.G. De Jong
Surface and Subsurface Resources
Berkenrodestraat 17
2012 LA Haarlem, The Netherlands

Publikationen von Leo Wilhelm Siebe de Graaff

1970–1979

DE GRAAFF, L.W.S. (1970): A dioctahedral 3T micaceous clay mineral from Planchez, France. – *Publicaties van het Fysisch-Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam*, **16**, 23–29, Amsterdam.

DE GRAAFF, L.W.S. (1977): Het strand: de relatie tussen processen, materialen en vormen, en een proeve van terminologie-gebruik. – *Geografisch tijdschrift: nieuwe reeks*, **11/1**, 47–67, Utrecht.

DE GRAAFF, L.W.S. & RUPKE, J. (1979): De glaciale en fluviaale ontwikkeling van het Bregenzerwald (Vorarlberg, Oostenrijk) aan het einde van de laatste ijstijd. – *KNAG Geografisch Tijdschrift, Nieuwe reeks*, **XIII/4**, 260–278, Utrecht.

1980–1989

DE GRAAFF, L.W.S. & KLAASSE BOS, A. (1984): Ervaringen met fysisch geografisch leeronderzoek. Een post-academische cursus aan de Universiteit van Colombo, Sri Lanka. – *KNAG Geografisch Tijdschrift, Nieuwe reeks*, **XVIII/2**, 134–145, Utrecht.

DE GRAAFF, L.W.S. (1986): Zur Deglaziationsgeschichte der Walgau-Ausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Satteins. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 43–46, Wien.

DE GRAAFF, L.W.S. (1986): Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch-Egg. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 74–80, Wien.

DE GRAAFF, L.W.S. (1986): Massabewegingen. – In: JUNGERIUS, P.D., KOSTER, E.A. & KWAAD, F.J.P.M. (Eds.): *Fysische Geografie. Aspecten van het landschapsonderzoek*, 50–61, Utrecht (Oosthoek).

CAMMERAAT, E.C., DE GRAAFF, L.W.S., KWADIJK, J.K. & RUPKE, J. (1987): On the origin of debris pillars in the Alps of Vorarlberg, Western Austria. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **31/1**, 85–100, Berlin.

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G., RUPKE, J. & VERHOFSTAD, J. (1987): A geomorphological mapping system at scale 1:10,000 for mountainous areas. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **31/2**, 229–242, Berlin.

DE GRAAFF, L.W.S. (1988): Landscape-genetic studies outside the Netherlands. – In: DIETVORST, A.G.J. & KWAAD, F.J.P.M. (Eds.): *Geographical research in the Netherlands. – Nederlandse Geografische Studies (KNAG)*, **64**, 71–85, Utrecht.

DE GRAAFF, L.W.S., RUPKE, J., SEIJMONSBERGEN, A.C. & CAMMERAAT, E.C. (1988): *Geotopinventar Vorarlberg 1988*. – Unveröffentlichter Bericht an die Vorarlberger Landesregierung, 400 S., Bregenz.

DE GRAAFF, L.W.S. (1989): Coastal changes near Puttalam and the Mi Oya lagoonal delta, NW Sri Lanka. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement* **73**, 87–109, Berlin.

DE GRAAFF, L.W.S. (1989): Pleistocene Deposits in Vorarlberg. – In: BUSCHE, D. (Ed.): *Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt am Main*. – Abstracts of papers and posters, 64, Bensheim (Geo=EEko-Verlag).

DE GRAAFF, L.W.S., KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1989): Schlussvereisung und spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz (Feldkirch-Göfis, Vorarlberg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/2**, 397–413, Wien.

DE GRAAFF, L.W.S., KRIEG, W., DE JONG, M.G.G., RUPKE, J., SEIJMONSBERGEN, A.C., SLOTBOOM, R. & VAN WESTEN, K. (1989): Exkursionsführer Vorarlberg/Austria: Developments in alpine geomorphology. – In: SEUFFERT, O. (Ed.): *Second International Conference in Geomorphology, Frankfurt am Main. Manual of Field Trips in and around Germany*, Geo=EEko Plus, **1**, 69 S., Bensheim (Geo=EEko-Verlag).

1990–1999

DE GRAAFF, L.W.S. (1990): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Jüngeren Pleistozäns in Vorarlberg. – *Die Geologie von Vorarlberg: Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen: Vortrags- und Posterveranstaltung (1991-12)*, 1 S.

VAN GELDER, G., DE GRAAFF, L.W.S. & SCHURINK, E. (1990): Subglacial consolidation of fine grained stratified sediments: A neglected tool in reconstructing ice-thickness in Pleistocene valley glaciers. – *Arctic and Alpine Research*, **22/4**, 329–340, Boulder. <https://dx.doi.org/10.2307/1551458>

DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135/4**, 809–824, Wien.

DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stoßzahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – *Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Bregenz, Reihe A: Landschaftsgeschichte und Archäologie*, **5** (Archäologie im Gebirge), 23–28, Bregenz.

DE GRAAFF, L.W.S. (1993): Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F.* **75**, 329–363, Stuttgart. <https://dx.doi.org/10.1127/jmogv/75/1993/329>

DE GRAAFF, L.W.S. & SEIJMONSBERGEN, H. (1993): Die eiszeitliche Prozessfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau (Exkursion D am 15. April 1993). – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F.* **75**, 99–125, Stuttgart. <https://dx.doi.org/10.1127/jmogv/75/1993/99>

DE GRAAFF, L.W.S., KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1994): Das Moorgebiet Gasserplatz im Pleistozän: 3000 Jahre Biotopentwicklung und Klimageschichte nach der Schlußvereisung. – *Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereines*, **1994**, 9–30, Bregenz.

DE GRAAFF, L.W.S. (1995): The Alpine Rhine Glacier and climate during the Upper Würm. – *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener Stiftung)*, **95/2**, Bonn.

DE GRAAFF, L.W.S. & DE JONG, M.G.G. (1995): Notes on the Alpine Rhine Glacier and the Chronostratigraphy of the Upper Würm. – In: HERNGREEN, G.F.W. & VAN DER VALK, L. (Eds.): *Neogene and Quaternary palaeoecology: a farewell to Waldo H. Zagwijn*. – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **52**, 317–330, Haarlem.

DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S. & RUPKE, J. (1995): Der Eisabbau im Vorderen Bregenzer Wald und in den Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich; Bayern, Deutschland) nach dem letzt-eiszeitlichen Eishochstand. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/1**, 27–54, Wien.

SEIJMONSBERGEN, A.C., RUPKE, J. & DE GRAAFF, L.W.S. (1995): Appraisal of slope stability on the basis of geomorphological/ geotechnical inventories [Poster]. – *Research at the Netherlands Centre for Geo-Ecological Research. Patterns and Processes in Changing Environments*. – *ICG Publications*, **3**, 53, Graz.

DE GRAAFF, L.W.S. (1996): The fluvial factor in the evolution of alpine valleys and of ice-marginal topography in Vorarlberg (W-Austria) during the Upper Pleistocene and Holocene. – In: MÄUSBACHER, R. & SCHULTE, A. (Eds.): High Mountain Geomorphology. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplement **104**, 129–159, Berlin.

DE GRAAFF, L.W.S. (1996): The glaciation history and the role of fluvial processes in Vorarlberg (W-Austria) during the latest Pleistocene and Holocene. – In: PANIZZA, M., SOLDATI, M., BARANI, D. & BERTACCHINI, B. (Eds.): The Erasmus 94–95 Programme in Geomorphology: Intensive Course in Tyrol (Austria) and Student Mobility, Dipartimento di Scienze della Terra, Università Modena.

DE GRAAFF, L.W.S. (1997): Der fluviale Faktor bei der Entwicklung alpiner Täler und der Eisrand-Topographie in Vorarlberg (Westösterreich) während des Oberen Pleistozäns und des Holozäns. – Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins, **1996**, 21–53, Bregenz.

2000–2009

DE GRAAFF, L.W.S. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2001): Postglacial landslides and their impact on Pleistocene lake floor deposits in the Balderschwang Valley as witnessed by geomorphological, sedimentological and geophysical evidence (Vorarlberg, Austria). – Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken, **9**, 237–251, Dornbirn.

DE GRAAFF, L.W.S. (2002): Aspects of geomorphology, quaternary geology and Late-Pleistocene glaciation in Vorarlberg (W-Austria). Landforms, materials, processes and time: A reconstruction with emphasis on the Walgau Glaciation Model and Geo-Chronology of the Upper Würm. – RFASE-reader on key topics, UNESCO Summer-School and CERG Intensive Course, Dornbirn July 2002, 105 S., Dornbirn.

DE GRAAFF, L.W.S. (2002): The Breiter Berg rockfall threat near Dornbirn, Vorarlberg (W-Austria). – In: GENTILI, B., MATERAZZI, M. & PAMBIANCHI, G. (Eds.): Natural Hazards on Built-up Areas. Intensive Course, Camerino, Italy, Sept. 25th–30th 2000, Proceedings, 21–29, Strasbourg (CERG).

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (Eds.) (2002): Excursion Guide Summer-School 2002, including Summaries of Lectures and other Information. – 120 S., Dornbirn (RFASE/Vorarlberger Naturschau).

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (Eds.) (2002): An introduction into alpine and subalpine environments in a key sector of the northern Alps with emphasis on hazards and risks. – Excursion Guide CERG Intensive Course 2002, 14.–21. July 2002, including Summaries of Lectures and other Information, 110 S., Dornbirn (RFASE/Vorarlberger Naturschau).

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2003): RFASE Excursion guide, including Summaries of Lectures and other Information, presented in Dornbirn – Vorarlberg (W-Austria) from 1–8 September 2003 at the occasion of the retirement of Leo de Graaff, 115 S., Dornbirn.

DE GRAAFF, L.W.S. (2004): Geomorphological mapping in Vorarlberg, methodology and modern developments. – An overview presented by RFASE at the occasion of the third SCAPE workshop 11–13 October 2004 in Schruns (Vorarlberg, Austria).

BOS, I.J., SEIJMONSBERGEN, A.C., DE JONG, M.G.G. & DE GRAAFF, L.W.S. (2005): A method for the identification and ranking of geotopes supported by GIS with examples from the Vorarlberger Alps (Austria). – Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza 08.09.2005, Abstracts, Zaragoza.

SEIJMONSBERGEN, A.C., WONING, M.P., VERHOEF, P.N.W. & DE GRAAFF, L.W.S. (2005): The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Vorarlberg, Austria). – Geomorphology, **66**/1–4, 277–286, Amsterdam. <https://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.016>

SEIJMONSBERGEN, A.C. & DE GRAAFF, L.W.S. (2006): Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment. – Natural Hazards and Earth System Sciences, **6**/2, 185–193. <https://dx.doi.org/10.5194/nhess-6-185-2006>

BERTLE, H., BERTLE, R.J., DE GRAAFF, L.W.S., FRIEBE, J.G., OBERHAUSER, R., ORTNER, H. & SEIJMONSBERGEN, H. (2007): Exkursionsnotizen. – In: FRIEBE, J.G. (Hrsg.): Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer, 111–147, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2007): Landschaftsentwicklung und Quartär. – In: FRIEBE, J.G. (Hrsg.): Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer, 21–32, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DE JONG, M.G.G., NIO, D.S., BÖHM, A.R., SEIJMONSBERGEN, H.C. & DE GRAAFF, L.W.S. (2009): Resolving climate change in the period 15–23 ka in Greenland ice cores: a new application of spectral trend analysis. – Terra Nova, **21**/2, 137–143, Oxford. <https://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00866.x>

SEIJMONSBERGEN, A.C., DE JONG, M.G.G. & DE GRAAFF, L.W.S. (2009): A method for the identification and assessment of significance of geomorphosites in Vorarlberg (Austria), supported by Geographical Information Systems. – Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **LXXXVII**, 163–172, Roma. <https://www.isprambiente.gov.it/files/pubblicazioni/periodicitecnici/memorie/memorielxxxvii/memdes-87-seijmonsbergen.pdf>

VAN MOURIK, J.M., SLOTBOOM, R.T., STREURMAN, H.J., VAN DER PLICHT, J. & DE GRAAFF, L.W.S. (2009): Geochronology, based on pollen and isotopes, of a Late Glacial gyttja deposit in Vorarlberg, Austria. – Geophysical Research Abstracts, **11** (EGU General Assembly 2009), 2009EGUGA.11.3508V. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-3508.pdf> (abgerufen am 15.12.2021)

2010–2019

DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S., SEIJMONSBERGEN, A.C. & BÖHM, A.R. (2011): Correlation of Greenland ice-core isotope profiles and the terrestrial record of the Alpine Rhine glacier for the period 32–15 ka. – Climate of the Past Discussions, **7**, 4335–4373. <https://dx.doi.org/10.5194/cpd-7-4335-2011>

SEIJMONSBERGEN, A.C., DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S. & ANDERS, N.S. (2012): Geoconservation mapping using digital geomorphological maps in Vorarlberg, Austria. – Geophysical Research Abstracts, **14**, EGU2012-9936. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2012/EGU2012-9936.pdf> (abgerufen am 15.12.2021)

SEIJMONSBERGEN, H., DE JONG, M., ANDERS, N., DE GRAAFF, L. & CAMMERAAT, E. (2013): Hybrid geomorphological maps as the basis for assessing geoconservation potential in Lech, Vorarlberg (Austria). – Geophysical Research Abstracts, **15**, EGU2013-13630. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-13630.pdf> (abgerufen am 15.12.2021)

VAN MOURIK, J., SLOTBOOM, R., VAN DER PLICHT, H., STREURMAN, H.J., KUIJPER, W., HOEK, W. & DE GRAAFF, L. (2013): Late-glacial environmental oscillations as recorded in the soil archives of Gasserplatz (Vorarlberg, Austria). – Geophysical Research Abstracts, **15**, EGU2013-5998. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-5998.pdf> (abgerufen am 15.12.2021)

VAN MOURIK, J.M., SLOTBOOM, R.T., VAN DER PLICHT, J., STREURMAN, H.J., KUIJPER, W.J., HOEK, W.Z. & DE GRAAFF, L.W.S. (2013): Geochronology of Betula extensions in pollen diagrams of Alpine Late-glacial lake deposits: A case study of the Late-glacial deposits of the Gasserplatz soil archives (Vorarlberg, Austria). – Quaternary International, **306**, 3–13, Amsterdam. <https://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.018>

DE GRAAFF, L.W.S. (2014): Die Gestaltung der Landschaft von Lech. – In: ORTNER, B. (Hrsg.): Gemeindebuch Lech, 16–21, 286–287 (Lit.), Lech (Gemeinde Lech).

SEIJMONSBERGEN, A.C., DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S. & ANDERS, N.S. (2014): Geodiversität von Vorarlberg und Liechtenstein. Geodiversity of Vorarlberg and Liechtenstein. – Bristol-Schriftenreihe, **41**, 304 S., Zürich (Bristol Stiftung), Bern (Haupt).

TIEFENTHALER, H. & DE GRAAFF, L.W.S. (2016): Wege zur Eiszeitlichen Landschaftsgeschichte auf der Walgau-Nordseite. – Bludenz-Geschichtsblätter, **113**, 23–44, Bludenz.

SEIJMONSBERGEN, A.C. & DE GRAAFF, L.W.S. (2018): Hybrid Geomorphological Mapping in the Cuesta Landscape of Luxembourg. – In: KOOIJMAN, A.M., CAMMERAAT, L.H. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (Eds.): The Luxembourg Gutland Landscape, 89–106, Cham (Springer). https://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-65543-7_5

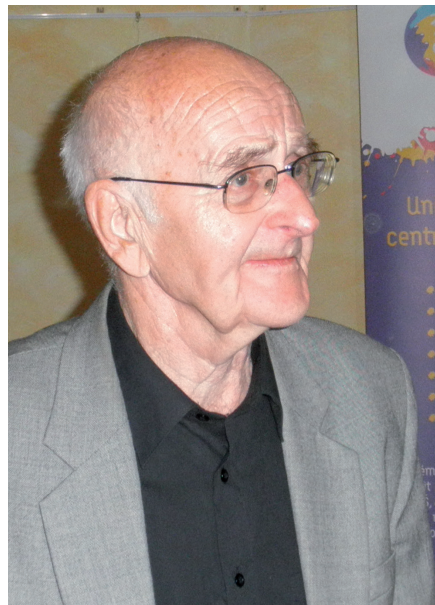
DE JONG, M.G.G., SEIJMONSBERGEN, A.C. & DE GRAAFF, L.W.S. (2019): In search of stratigraphic subdivision of the period 8–0 ka in Greenland ice cores. – Polish Polar Research, **40/2**, 55–77, Warszawa. <https://dx.doi.org/10.24425/ppr.2019.128367>

Zdeněk Kukul

(29. November 1932 – 12. Dezember 2021)

Ein großartiger Geologe verließ die Bühne

Der ehemalige Direktor des Tschechischen Geologischen Dienstes in Prag, A.o. Prof. RNDr. Zdeněk Kukul, wurde am 29. November 1932 als Sohn einer Kaufmannsfamilie in Prag geboren und starb ebendort am 12. Dezember 2021. Unmittelbar nachdem Zdeněk Geologie, Petrologie und Mineralogie an der Fakultät für Naturwissenschaften der Karlsuniversität in Prag studiert hatte, trat er in den Tschechischen Geologischen Dienst (1953–1990 Ústřední ústav geologický – ÚÚG, 1990–2002 Český geologický ústav – ČGÚ, und ab 1. April 2002 Česká geologická služba – ČGS) ein, wo er von 1992 bis 1997 Direktor war und für den er buchstäblich bis zu seinem letzten Atemzug arbeitete. Als Direktor förderte er die bilaterale Zusammenarbeit mit den Nachbarländern, in Österreich insbesondere mit der Geologischen Bundesanstalt (GBA) in Wien.



Zdeněk Kukul 2013

Als Früchte seiner umfangreichen und großartigen wissenschaftlichen Arbeit im In- und Ausland verdanken wir ihm etwa 350 wissenschaftliche Arbeiten und 20 Lehr- und populärwissenschaftliche Bücher, von denen mehrere auch in englischer Übersetzung erschienen. Eindrucksvoll gestaltete Zdeněk insbesondere auch die so wichtige Öffentlichkeitsarbeit. Der charmante, vielseitige und sprachgewandte Geologe, Ozeanograph und Pädagoge verstand es – sei es im Vortragssaal, im Gelände, oder auch als brillanter und temperamentvoller Redner und gefragter Gast in tschechischen Rundfunk- und TV-Studios – das Publikum durch sein Wissen und seine Fremdsprachenkenntnisse – er sprach neben seiner Muttersprache auch Englisch, Deutsch, Französisch und Russisch – zu begeistern. Dabei war seine erstaunliche Allgemeinbildung besonders geschätzt. Es war immer ein Vergnügen zu erleben, wie Zdeněk einem internationalen Publikum polyglott die Geologie – meist gepaart mit Kulturellem – erklärte.

Fit hielt sich Zdeněk bis an sein Lebensende als aktiver Sportler, insbesondere liebte er Tennis, früher auch Boxen und Leichtathletik. Zudem liebte er klassische Musik,

spielte hervorragend Klavier, war in der Literatur bewandert und sammelte Briefmarken. Er war durch und durch ein Humanist, großzügiger Gentleman und charmanter Begleiter. Und klar, er liebte die Frauen und die Frauen liebten ihn. Zdeněk hatte aber auch eine „Schwäche“, nämlich Süßigkeiten und – was vielleicht untypisch für einen Tschechen ist – er trank kaum Bier, sondern bevorzugte Coca-Cola.

Um noch einmal auf seine Liebe zur Literatur zurückzukommen: Als tschechischer Patriot fern jedes Chauvinismus stand Zdeněk dem im Westen so beliebten Schelmenroman von Jaroslav Hašek „Die Abenteuer des braven Soldaten Schwejk“ (tschechisch „Osudy dobrého vojáka Švejka za světové války“) sehr kritisch gegenüber. Der Protagonist Josef Schwejk (im Original Josef Švejk) ist ein satirisch überzeichneter Prager Charakter, der sich mit List und

Witz durchs Leben schlägt und als Soldat im Ersten Weltkrieg mit Chuzpe und übertriebenem Gehorsam die Missstände in der österreichisch-ungarischen Armee aufzeigt. Der Roman enthält viel Autobiographisches, vor allem Erlebnisse Hašeks als Soldat im Ersten Weltkrieg, der zu den Russen überlief und nach der Oktoberrevolution Kommissar in der politischen Abteilung der Roten Armee wurde und der Kommunistischen Partei beitrug. Es war für Zdeněk unerträglich, dass eine derartige Person, wie Schwejk, das tschechische Volk repräsentieren sollte!

Zdeněk verbrachte viele Jahre als Experte für Sedimentologie, aber auch für regionale Geologie, im Ausland. Besonders sind diesbezüglich seine Meeresforschung in Kuba, seine Professur an den Universitäten in Bagdad und von 1977 bis 1980 in Kuwait zu erwähnen. Er war Chefgeologe im Irak und hat als einer der ersten Tschechen als Ozeanograph und Meeresgeologe an mehreren ozeanographischen Expeditionen im Atlantischen Ozean, im Schwarzen Meer und im Persischen Golf teilgenommen. Die dabei

Foto: Ausschnitt von Michal Maňas, Aufnahme datum: 29.10.2013, CC BY 4.0

gewonnenen Erfahrungen prädestinierten Zdeněk dafür, 1970 im Verlag Academia in Prag seine 490 Seiten umfassende „Geology of Recent Sediments“ – damals ein Standardwerk der Sedimentgeologie – zu veröffentlichen.

In seinem in tschechischer Sprache bereits 1978 erschienenen Werk, das 1984 unter dem Titel „Atlantis in the light of modern research“ erschien, befasst sich Zdeněk mit den geologischen Aspekten des Atlantis-Problems. Er nimmt alle Lokalisierungshypothesen sowie Untergangursachen von Atlantis aus der Sicht des Geologen unter die Lupe und kommt – wie erwartet – zum Schluss, dass es Atlantis nie gegeben habe und somit eine Fiktion Platons sei. Bekannt wurde Zdeněk zudem durch Bücher, in denen er sich kritisch auch mit anderen grenzwissenschaftlichen Themen auseinandersetzt. Zu seinen bekanntesten Büchern dieser Art gehört „Das Rätsel des Bermuda-Dreiecks, Fantasie und Wirklichkeit“ (1985, in Tschechisch).

In „Man & Stone“ (1989) bekräftigt Zdeněk die Rolle der Gesteinswelt für die Menschheit, man könnte sagen vom Faustkeil zum Computer-Chip, ohne die unsere moderne Zivilisation undenkbar wäre. Auf 284 Seiten beleuchtet er in „The Rate of Geological Processes“ (Verlag Elsevier, 1990) die unterschiedliche Geschwindigkeit geologischer Prozesse.

Um die Bandbreite seiner Arbeit einigermaßen abzudecken, seien noch zwei Veröffentlichungen zur Geschichte der Erdwissenschaften erwähnt: JAN KOZÁK, ALENA ČEJCHANOVÁ, ZDENĚK KUKAL & KAREL POŠMOURNÝ (2018): Early Geological Maps of Europe: Central Europe 1750 to 1840. – 155 S., Springer International, sowie: ZDENĚK KUKAL, KAREL POŠMOURNÝ & HARALD LOBITZER (2001): Der Beitrag böhmischer Geologen an der Erforschung des Salzkammerguts. – In: CHRISTOPH HAUSER (Red.): 3. Symposium zur Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich (27.–29. September 2001). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 73, Wien–Hallstatt.

Im tschechischen Radio und TV wurde Zdeněk meist als „Geologe und Ozeanograph“ vorgestellt. Der liebenswürdige Kollege und Freund hat sich in den letzten Jahren selbst als „Der alte Mann und das Meer“ im Sinne Ernest Hemingways bezeichnet. Lieber alter Mann, geschätzter Freund Zdeněk, Du fehlst uns!

HARALD LOBITZER, PETR MADĚRA & LILIAN ŠVÁBENICKÁ

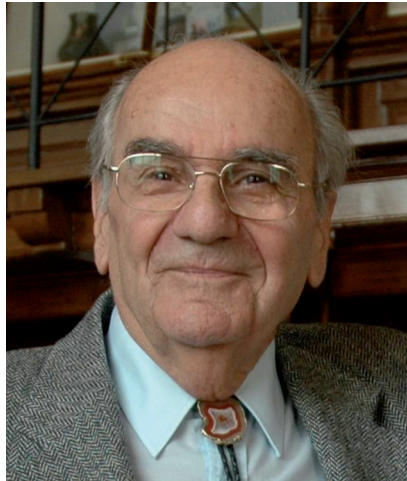
Viktor Dank

(March 17, 1926 – December 7, 2021)

Viktor Dank D.Sc. geol., Professor of Petroleum Geology at Eötvös L. University Budapest, Deputy CEO and retired chief geologist of OKGT (the Hungarian Oil and Gas Company, now MOL) passed away on December, 7th 2021 surrounded by his family and his wife Veronika Szentgyörgyi.

Prof. Dr. Viktor Dank was born on March, 17th 1926 in Veszprém from a family where the father was of German, the mother of French origin. He attended the Piarists' High School in Veszprém, and, as a young man, he became attracted by aviation. As a certified (silver-grade) and enthusiastic soaring-pilot and civil parachutist, after having finished secondary school he was immediately admitted to the National Air Force College. However, since because of the war the College (including all professors and students) was transferred to Germany, without severe involvement in the fights, in 1945 he was taken by the Americans as a prisoner of war and for some time he had to work in one of the famous hard-coal mines of Belgium. After having returned to Hungary, he inscribed as a student to the Faculty of Natural Sciences and Mathematics of the Szeged University in 1947. From 1949 to 1951 he continued his studies in Earth Sciences at the Budapest University where he graduated in 1951 as a certified geologist.

For two years he worked for the Hungarian Geological Institute, then, in 1954, he joined the Petroleum Industry and remained faithful to it right throughout his life. Along with the practical-industrial work, he had been active and efficient in research: in the early 1960ies, he submitted and defended his PhD Theses entitled „*Petroleum Geology and Exploration-Perspectives of the Southern Part of the Great Hungarian Plains*”. His postgraduate education continued in Milan where after having participated at a course organised by ENI he completed a dissertation on the „*Comparison of the Po-Plain and the Pannonian Basin*”. In 1988, based on the vast personal experience which he accumulated during 20 years of active exploration in the Pannonian Basin and beyond, he submitted another Thesis with the title (“*Hydrocarbon exploration in Hungary – the Geology behind*”) for which he was granted the D.Sc degree by the Hungarian Academy of Sciences. His research activity – even in those politically difficult times – has not



stopped at the frontiers of Hungary: he was the member of several international scientific organisations, projects and societies as well (e.g. the Yugoslav Academy of Sciences and Arts (1968), the Geodynamics Program of IUGS (1984), or the Council of Research and Development of IUGS (1986–1990).

From 1960 on, without separation from the Petroleum industry, he began his proper academic career. At Eötvös L. University at the Applied Geology Department first as a part-time Lecturer, then as an Associate Professor and from 1988 to 1996 as a (part-time) full Professor he participated in the education of generations of young

petroleum geologists. His lectures – full of stories from aside the drilling rig – were always thrilling and authentic. Students admired him for his experience and his practical approach to all scientific problems. He stopped lecturing only at the age of 82 when he himself asked for dispensation from everyday teaching. With his wisdom, knowledge and extraordinary sense of humour he had been a universal favourite not only of the students but also of his fellow-professors. In many ways, he supported the education of petroleum geologists: he was one of the establishers of the „*Papp Simon Fund*” brought about with the aim of promoting and supporting research and education in the field of Petroleum Geology at ELTE.

In 1990 Viktor Dank was one of the initiators of the revival of the historical (Royal) Hungarian Society of Natural Sciences (MTT), which was originally established in 1841 for the popularisation of natural sciences but was liquidated by the communists in 1953. Viktor Dank became the first president of the regenerated Society and finally he was granted with the title of “life president” of it.

From 1955 to 1972 Viktor Dank was co-president, then from 1972 to 1986, four times in succession elected president of the *Hungarian Geological Society*, followed by Géza Hámor in 1986 and by Tibor Kecskeméti in 1991. From 1972 onwards, the Austrian co-author of these lines was intensively involved for more than 30 years in the successful cooperation performed in the frame of the “*Agreement on the scientific cooperation in Earth Sciences between the Geological Survey of Austria (GBA) and the*

Geological Institute of Hungary (MAFI) on the basis of the Intergovernmental Agreement of January 15th, 1968.” Not only during his time in the Hungarian Central Office of Geology (Központi Földtani Hivatal, KFH) Viktor Dank was intensively involved – always in close cooperation with the respective directors of MÁFI – to put his stamp on the bilateral cooperation protocols. The Hungarian geological community honoured the Austrian partner to become honorary member of the Hungarian Geological Society, for which he is still extremely grateful! It was a great pleasure to present the achievements of joint geological research in a number of jubilee publications.

The wide range of Viktor’s professional activity was duly acknowledged by several awards, however, his memory, his wisdom and his humanity will stay vividly with us not only when recalling his many decorations but rather by recalling his lectures, his comments and his kind and sometimes quizzing smile when we were still all together at the Department listening to one of his stories.

ANDREA MINDSZENTY, ISTVÁN BÉRCZI & HARALD LOBITZER

Buchbesprechungen

LEHRBERGER, G. (Hrsg.) & SONNENWALD, M. (Hrsg.) (2021): **Glanz und bunte Vielfalt: Kulturgeologie der Dekorgesteine barocker Schlösser und Kirchen in Westböhmen und Oberfranken.** – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe B, **24**, 368 S., 572 Farb- und 57 Schwarzweißabbildungen, 30 Tabellen, München (Verlag Dr. Friedrich Pfeil).

ISBN Print: 978-3-89937-257-1

Preis: 90,00 €

<https://pfeil-verlag.de/publikationen/glanz-und-buntevielfalt>

Kulturgeologische Arbeiten sind eher eine Seltenheit, so stellt Band 24 dieser Reihe eine ebensolche dar. Die Herausgeber, Gerhard Lehrberger und Margreta Sonnenwald, legen mit 368 Seiten zum Thema „Glanz und bunte Vielfalt: Kulturgeologie der Dekorgesteine barocker Schlösser und Kirchen in Westböhmen und Oberfranken“ ein wahres Prachtwerk vor. Das reich bebilderte Opus ist das Resultat des Forschungsprojekts „Modellvorhaben zur Untersuchung von anthropogen-umweltbedingten Schadensursachen und Entwicklung von innovativen Restaurierungsmöglichkeiten an Objekten aus polierfähigen Karbonatgesteinen in Westböhmen (Tschechien) und Oberfranken“ und enthält darüber hinaus noch weitere thematische Beiträge. So entstand ein sehr breit angelegtes Buch, das nicht alleine die Herkunft der Gesteine, sondern auch alle Fragen zu deren Restaurierungen inklusive das Polieren zum Inhalt hat. Auch ausführliche Biografien bedeutender Bildhauer, wie etwa das Leben und Werk der Steinmetz-Meister Josef und Franz Lauer mann oder Ignaz Franz Platzer (1717–1787), dem führenden Bildhauer des böhmischen Barocks, finden hier Berücksichtigung.

Da sich dieses Buch nicht nur an akademisch gebildete Vertreterinnen und Vertreter der Geowissenschaften richtet, findet man hier auch allgemeine Beiträge, wie etwa von Rolf Snethlage (Vom Kalkstein zum Marmor – Eine Betrachtung zu den Ursachen und Prozessen der Metamorphose) oder von Heiner Siedel und Gerhard Lehrberger (Metamorpher und technischer Marmor: ein nomenklatorischer Dualismus).

Umfassende Darstellungen einzelner geologischer Schichtglieder, wie dem Altdorfer Kalkstein innerhalb der Posidonienschiefer-Formation, enthalten geologische Informationen von der Stratigrafie über Paläogeografie und Entstehung bis hin zu allen Aspekten der Kulturgeologie, wie etwa der Verortung der kulturhistorisch relevanten Objekte (hauptsächlich Epitaphe) im Großraum Erlangen, Bamberg und Bayreuth.

Behandelt werden hier auch historische Themen (Vom Rohblock zum Glanz – das Polieren von Kalksteinen und Marmoren im 18. Jahrhundert), wie auch genetische und messtechnische Oberflächenaspekte der Gesteine (Entstehung und Messung von Rauheit auf polierten Kalkstein- und Marmoroberflächen).

Diese Vielzahl der Themen – wobei hier nur wenige genannt wurden – wird an Beispielen aus dem westböh-misch-oberfränkischen Raum ausführlich mit reichlichem Bildmaterial in bester Qualität dargestellt.

Fazit: Ein Buch, das neben der inhaltlichen Vielfalt und der sachlichen Kompetenz in einem breit angelegten Querschnittsthema zwischen Natur- und Geisteswissenschaften auch durch seine reiche Bebilderung überzeugt – mögen ähnliche Werke der Herausgeber folgen!

THOMAS HOFMANN



SCHINDLER, C. (Hrsg.) & NOLDEN, S. (Hrsg.) (2021): **Georgiana von Hochstetter: Reisetagebücher einer Wiener Gelehrtenfrau aus den Jahren 1876 bis 1889.** – 354 S., illustriert, Würzburg (Königshausen & Neumann).

ISBN Print: 978-3-8260-7387-8

Preis: 39,80 €

https://www.verlag-koenigshausen-neumann.de/product_info.php/info/p10017_Reisetagebu-cher-einer-Wiener-Gelehrtenfrau-aus-den-Jahren-1876-bis-1889--Hrsg--von-Christoph-Schindler-und-Sascha-Nolden-.html

Georgiana von Hochstetter (1842–1905), der Name legt es nahe, ist die Ehefrau von Ferdinand von Hochstetter, dem 1829 in Esslingen (D) gebürtigen Geologen, der in Wien Karriere machte und hier am 18. Juli 1884 verstarb.

Vorliegende Tagebücher aus dem Besitz von Dr. Christoph Schindler, einem studierten Mediziner, Paläontologen und Ethnologen, der die Tagebücher 2012 erwarb, wurden von Sascha Nolden, Germanist und seit 2015 Bibliothekar an der Alexander Turnbull Bibliothek in Wellington (Neuseeland) transkribiert, kommentiert und mit Bildern versehen

herausgegeben. Nolden gilt in der Fachwelt als DER Experte für Ferdinand von Hochstetter, der seine Expertise durch unzählige Publikationen unter Beweis gestellt hat.

Sind Tagebücher von Forschenden immer wieder Thema von Publikationen, sind ebensolche von Forscher*innen eine seltene Ausnahme. Dieses Werk ist so eine Rarität, es zeigt parallel zu Ferdinand Hochstetters Leben und Reisen die höchst persönliche Sichtweise seiner Frau. Damit liegen unschätzbare Einblicke in den Forscheralltag jenes Mannes vor, der nach der Novara-Expedition (1857–1859) in Neuseeland weilte und verspätet heimkehrte. Zurück in Wien wurde er Professor für Geologie und Mineralogie an der Technischen Hochschule (heute TU Wien) und ab 1876 zum Direktor des Naturhistorischen Museums berufen, dessen Neubau er begleitete, aber dessen Vollendung (1889) er nicht mehr erlebte.

Besagte zehn Tagebücher geben im Zeitraum 1876 bis 1889 ein lebendiges Bild aus dem Leben des Ehepaares Hochstetter wieder, wobei es sich in erster Linie um Reisetagebücher handelt. Das letzte, datiert mit 9. Oktober bis 11. November 1889, beschreibt die Reise der Witwe nach Frankreich, Belgien und Deutschland.

Nachfolgende Passagen illustrieren die Offenheit, mit der Georgiana von Hochstetter ihre Tagebücher führte.

So schreibt sie am 5. August 1880 in TAGEBUCH VI, als sie den Archäologen Heinrich Schliemann (1822–1890) bei einem Vortrag hört: „*Dr. Schliemann hält einen Vortrag über Troja und die Heroen Gräber. Er liest denselben*

ab und spricht dabei genau wie ein katholischer Pfarrer der über Sünde und Laster in Extase geräth. Immer und immer wieder zitirt er Homer im Urtext und schreit dabei ganz ängstlich. Sein Deutsch ist nicht ganz verständlich, da er, wie er mir selbst sagte wohl deutscher, aber bereits 37 Jahre im Auslande sich umtreibt.“ Ebenfalls hier zu lesen sind die Unzulänglichkeiten norddeutscher Herbergen, wo es immer wieder Probleme gab: „*23. August: Der Tag vergeht wie alle andere, die 1000 Fliegen in unserer Stube lassen uns kaum ruhen, es ist gräulich! Nachdem wir mit Mühe und Noth eingeschlafen, wecken uns unsere Norddeutschen Nachbarinnen die entsetzliche Schwätzbasen; [...]!*“ Zwei Tage später hält sie fest: „*Im Nebenzimmer liegt ein sterbendes (2 ½) Kind, Gehirntuberkeln, und sieht entsetzlich aus und stösst schrecklich schrille Töne aus.*“ Sie schließt den Eintrag zu diesem Tag mit dem Satz: „*Wir kehren um 8 Uhr heim, mein armer Ferdinand hat sehr Kopfschmerzen und legt sich gleich zu Bette.*“ Sätze wie diese ziehen sich wie ein roter Faden durch das Buch und zeigen die innige Verbundenheit des Ehepaares, die sich hier in der steten Sorge von Georgiana um Ferdinand zeigt.

Fazit: Ein Buch, das durch seine Offenheit besticht und seine breit angelegte Edition mit Querverweisen, Bildern und Registern nicht nur Einblick in den Alltag und den gegenseitigen Umgang des Paares, sondern auch in die Gelehrtenwelt in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gibt.

THOMAS HOFMANN

Inhalt

Contents

HÄUSLER, H., WILD, E.M. & STEIER, P.: Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich)	5
GRUPE, S., PAYER, T. & PFLEIDERER, S.: Donauterrassen und Donaukiese im Bereich des Wiener Stadtgebietes	29
POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ČORIĆ, S., GRÖSEL, K., PERESSON, M., GEBHARDT, H. & MANDIC, O.: Bohrkernaufnahmen und Dokumentation von Massenbewegungen an der II. Wiener Hochquellenleitung in der Gemeinde Kirnberg an der Mank (Niederösterreich) sowie Dokumentation eines ehemaligen Ton-Abbaus	39
SCHRAUT, G.: Die Schicht s vom Auernig (1.863 m) – besondere Kalkbänke aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanien) der Karnischen Alpen (Österreich): Erforschungsgeschichte – Faunenübersicht – neue Faunenbestandteile.....	63
GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Beschreibungen und Analysen von neuseeländischem Nephrit und Tangiwait-Jade (Pounamu) von Ferdinand von Hochstetter (1864) und Friedrich Berwerth (1880): eine kommentierte englische Übersetzung mit Anmerkungen	91
HOFMANN, T.: Die Vorlesungen von Eduard Suess an der Universität Wien von 1858 bis 1901	125
KRENN, M.: Geologen unter Wiens Straßennamen.....	139
LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M.: Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019).....	157
FRIEBE, J.G. & DE JONG, M.: Leo Wilhelm Siebe de Graaff (28. Februar 1938 – 30. Dezember 2021)	237
LOBITZER, H., MADĚRA, P. & ŠVÁBENICKÁ, L.: Zdeněk Kukul (29. November 1932 – 12. Dezember 2021) – Ein großartiger Geologe verließ die Bühne.....	243
MINDSZENTY, A., BÉRCZI, I. & LOBITZER, H.: Viktor Dank (March 17, 1926 – December 7, 2021)	245
Kartierungsberichte	161
Buchbesprechungen	247

HÄUSLER, H., WILD, E.M. & STEIER, P.: Age and facies of Quaternary deposits in the surroundings of Lake Neusiedl (Northern Burgenland, Austria).....	5
GRUPE, S., PAYER, T. & PFLEIDERER, S.: Danube terraces and gravel in the Vienna City area	29
POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ČORIĆ, S., GRÖSEL, K., PERESSON, M., GEBHARDT, H. & MANDIC, O.: Documentation of drill cores and mass movements along the Second Vienna Mountain Spring Pipeline in the community of Kirnberg an der Mank (Lower Austria), and documentation of an old clay pit.....	39
SCHRAUT, G.: The Layer s from mount Auernig (1,863 m) – special limestone beds from the high Upper Carboniferous (Pennsylvanian) of the Carnic Alps (Austria): History of research – faunal overview – new faunal components.....	63
GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Descriptions and analyses of New Zealand nephrite and tangiwaite jade (pounamu) by Ferdinand von Hochstetter (1864) and Friedrich Berwerth (1880): a scholarly annotated English translation	91
HOFMANN, T.: The lectures of Eduard Suess at the University of Vienna from 1858 to 1901	125
KRENN, M.: Geologists among Vienna's street names.....	139
LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M.: Supplement and erratum to “Terminology for geological mapping of Quaternary and mass movements in Austria” (STEINBICHLER et al., 2019).....	157
FRIEBE, J.G. & DE JONG, M.: Leo Wilhelm Siebe de Graaff (28. Februar 1938 – 30. Dezember 2021)	237
LOBITZER, H., MADĚRA, P. & ŠVÁBENICKÁ, L.: Zdeněk Kukul (29. November 1932 – 12. Dezember 2021) – Ein großartiger Geologe verließ die Bühne	243
MINDSZENTY, A., BÉRCZI, I. & LOBITZER, H.: Viktor Dank (March 17, 1926 – December 7, 2021)	245
Mapping Reports.....	161
Book Reviews.....	247

Anmerkung / Note

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